

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA C

Pedologie

Nr. 12

STUDII PEDOLOGICE

III

BUCUREȘTI

1964



Institutul Geologic al României



CUPRINSUL

	<u>Pag.</u>
POPOVĂȚ M., CONEA ANA, MUNTEANU I., VASILESCU P. Loessuri și soluri fosile în podișul Dobrogei sudice	11
ASVADUROV H., CHIȚU C., OPRIȘ M., VASILESCU P. Considerații asupra alcătuirii granulometrice a solurilor din cîmpia Someșului	45
MISSIRLIU ELISABETA, PAPACOSTEA P., MANOLESCU VALERIA, PREDĂ CONSTANȚA, POPA ELENA, CĂMÎRZAN GEORGETA. Contribuții la cunoașterea microflorei solurilor alpine acoperite de asociația <i>Nardetum strictae</i> din masivul Bucegi	67
FLOREA N., STOICA ELENA, MANES DOROTHEA. Corelația dintre pH și grad de saturație în baze la solurile zonale din R. P. Romînă	95
FLOREA N., STOICA ELENA, MANES DOROTHEA. Corelații între saturația în cationii de schimb și gradul de saturație în baze la solurile zonale din R. P. Romînă	107
FLOREA N., STOICA ELENA. Aplicabilitatea metodei Mehlich pentru determinarea capacității de schimb cationic și a cationilor schimbabili	147
FLOREA N., OANCEA C., CONEA ANA, GOGOĂȘĂ T. Solurile regiunii orașului București	197
ASVADUROV H., OPRIȘ M., NEACȘU MARCELA, CHIȚU C., VASILESCU P. Considerațiuni generale privitoare la învelișul de sol al raionului Oaș	235
CUCUTĂ A., BĂLĂCEANU V., BUGEAĞ ELENA. Condițiile naturale și solurile bazinului Nirajului	267





СОДЕРЖАНИЕ

(Кратких содержаний)

	<u>Стр.</u>
М. ПОПОВЭЦ, А. КОНЯ, И. МУНТЯНУ, П. ВАСИЛЕСКУ. Лессы и ископаемые почвы в плоскогории южной Добруджи	33
Х. АСВАДУРОВ, К. КИЦУ, М. ОПРИШ, П. ВАСИЛЕСКУ. Соображения в связи с механическим составом почв Сомешской равнины	58
Е. МИССИРЛИУ, П. ПАПАКОСТЯ, В. МАНОЛЕСКУ, К. ПРЕДА, Е. ПОПА, Г. КЭМБЫРЗАН. Соображения в связи с познанием микрофлоры Альпийских почв перекрытых ассоциацией <i>Nardetum strictae</i> в массиве Бучедж	89
Н. ФЛОРЯ, Е. СТОЙКА, Д. МАНЕС. Корреляция между рН и степенью насыщенности в основаниях зональных почв Р. Н. Р.	103
Н. ФЛОРЯ, Е. СТОЙКА, Д. МАНЕС. Корреляция между насыщением обменными катионами и степенью насыщенности оснований зональных почв в Р. Н. Р.	134
Н. ФЛОРЯ, Е. СТОЙКА. Соображения в связи с применимостью метода Мелих для определения обменной катионной емкости и обменных катионов. . . .	187
Н. ФЛОРЯ, К. ОАНЧА, А. КОНЯ, Т. ГОГОАШЭ. Почвы области города Бухарест	223
Х. АСВАДУРОВ, М. ОПРИШ, М. НЯКШУ, К. КИЦУ, П. ВАСИЛЕСКУ. Общие соображения, касающиеся почвенного покрова района Оаш. . . .	251
А. КУКУТЭ, В. БЭЛЭЧАНУ, Е. БУДЖЯК. Природные условия и почвы бассейна Ниражул	291





SOMMAIRE

(Résumés)

	<u>Pag.</u>
POPOVĂȚ M., CONEA ANA, MUNTEANU I., VASILESCU P. Loess et sols fossiles dans le Plateau de la Dobrogea Méridionale	38
ASVADUROV H., CHIȚU C., OPRIȘ M., VASILESCU P. Considérations sur la composition granulométrique des sols de la Plaine du Someș	61
MISSIRLIU E., PAPACOSTEA P., MANOLESCU V., PREDĂ C., POPA E., CĂMÎRZAN G. Contributions à la connaissance de la microflore des sols alpins recouverts par l'association Nardetum strictae dans le massif de Bucegi	90
FLOREA N., STOICA E., MANES D. Corrélation entre le pH et le degré de saturation en bases dans les sols zonaux de la R. P. Roumaine	104
FLOREA N., STOICA E., MANES D. Corrélation entre la saturation en cations d'échange et le degré de saturation en bases dans les sols zonaux de la République Populaire Roumaine	138
FLOREA N., STOICA E. Applicabilité de la méthode Mehlich pour déterminer la capacité d'échange des cations et les cations échangeables	191
FLOREA N., OANCEA C., CONEA ANA, GOGOȘĂ T. Sols de la région de la ville de București (Bucarest)	227
ASVADUROV H., OPRIȘ M., NEACȘU M., CHIȚU C., VASILESCU P. Considérations générales sur la couverture de sol dans le district administratif d'Oaș	256
CUCUTĂ A., BĂLĂCEANU V., BUCEAG E. Conditions naturelles et sols du bassin de Niraj . .	296





CONTENTS

(Abstracts)

	<u>Pag.</u>
POPOVĂȚ M., CONEA ANA, MUNTEANU I., VASILESCU P. Loess and Buried Soils in Southern Dobrogea Plateau	41
ASVADUROV H., CHIȚU C., OPRIȘ M., VASILESCU P. Considerations on the Mechanical Analysis of Soils in the Someș Plain	64
MISSIRLIU E., PAPACOSTEA P., MANOLESCU V., PREDA C., POPA E., CĂMÎRZAN G. Concerning the Microflora of Alpine Soils covered by the Association Nardetum strictae in the Bucegi Mountains	92
FLOREA N., STOICA E., MANES D. Relationship between the pH and the Degree of Base Saturation in Zonal Soils of the Rumanian People's Republic	105
FLOREA N., STOICA E., MANES D. Correlation between the Saturation in Different Exchangeable Cations and the Degree of Base Saturation in Zonal Soils of the Rumanian People's Republic	142
FLOREA N., E. STOICA. Applicability of Mehlich's Method for the Determination of the Cation Exchange Capacity and of the Exchangeable Cations	194
FLOREA N., OANCEA C., CONEA ANA, GOGOĂȘĂ T. Soils of București (Bucharest) District . .	231
ASVADUROV H., OPRIȘ M., NEACȘU M., CHIȚU C., VASILESCU P. General Considerations on the Soil Mantle in Oaș District	261
CUCUTĂ A., BĂLĂCEANU V., BUCEAG E. Natural Conditions and Soils in the Niraj Basin . .	300





LOESSURI ȘI SOLURI FOSILE ÎN PODIȘUL DOBROGEI SUDICE

DE

M. POPOVĂȚ, ANA CONEA, I. MUNTEANU, P. VASILESCU

Scurtă privire asupra cercetărilor anterioare. Solurile îngropate, care întrerup frecvent continuitatea depozitelor loessoide și loessurilor din Cîmpia Romîna, din Dobrogea, din podișul Moldovei sau din Cîmpia Tisei, atrag în mod deosebit atenția oricărui cercetător al formațiunilor cuaternare. Importanța lor constă în aceea că morfologia lor reflectă condițiile bioclimatice în care s-au format. Orice deplasare a solului prin indiferent ce mijloc (vînt, solifluxiune, alunecare etc.) are ca urmare modificarea profilului morfologic (amestecarea materialului diferitelor orizonturi, decapitarea profilului etc.)¹⁾. Prezența solurilor fosile îngropate este cu atît mai prețioasă cu cît ele își păstrează aproape toate caracterele principale intacte. « Toate caracterele solurilor și subsolurilor vechi sînt atît de bine conservate, — spune G. MURGOCI — încît putem distinge și identifica tipul de sol și, în consecință, bazînd concluziile noastre pe principiile pedologiei moderne, putem deduce variațiile climatului în Romînia în vremea depunerii loessului » (12, p. 160).

Fîind convins că benzile de culoare « roșcată, cenușiu-castanie, ciocolatie, brun-roșcată sau roșie închis », sînt « soluri vechi formate pe loess sau nisip datorită climatului și vegetației » (12, p. 159—160) și apreciînd importanța deosebită a formațiilor pedogenetice îngropate în descifrarea trecutului unor regiuni, G. MURGOCI este primul care încearcă a preciza schimbările climatice în Romînia în « Cuaternaru tîrziu » — cum arată însuși titlul lucrării la care ne referim (12).

Problema pusă de G. MURGOCI a fost urmărită concomitent și de colaboratorii săi apropiați EM. PROTOPOESCU-PACHE și P. ENCULESCU. Totuși, în afară de faptul

¹⁾ Solurile cu profile modificate se recunosc ușor și ele nu pot fi considerate ca elemente de bază. Pot fi folosite ca material pentru studiarea proceselor care au dus la modificarea lor.



că numeroasele observații ale acestora, ca și ale unor geologi (GR. ȘTEFĂNESCU, R. SEVASTOS), au « dovedit că în Bărăgan aceste benzi colorate se prelungesc pe toată întinderea cîmpiei » (12, p. 159), ele nu au fost valorificate într-un studiu aparte. Cel care s-a ocupat mai îndeaproape cu asemenea studii și și-a expus rezultatele în câteva lucrări speciale (5, 6, 7) a fost N. FLOROV. El a descris amănunțit nu mai puțin de 21 profile cuaternare din afara regiunii acoperită de calota glaciară și alte 14 din cea de sub calotă în sudul U.R.S.S.

Problema a fost reluată apoi de C. BRĂTESCU care și-a consacrat cea mai mare parte a activității sale precizării raporturilor existente între variațiile climatului în Cuaternar și stratele de loess și soluri îngropate, ca și stabilirii vârstei reliefului în funcție de numărul stratelor de loess. Folosind întreaga bibliografie existentă în acea vreme și bazîndu-se și pe rezultatele cercetătorilor ruși și sovietici, el ne-a lăsat cele mai importante lucrări privind această problemă (1, 2, 3, 4). El a fost acela care aplicînd « criteriul orizonturilor de loess și soluri fosile » a căutat să descifreze evoluția Cîmpiei Romîne în Cuaternar, dar moartea timpurie nu a permis ca această vastă lucrare să vadă lumina tiparului.

Preocupările de paleopedologie în rîndurile specialiștilor pedologi, continuatori ai școlii lui G. Murgoci, au fost destul de reduse. Numai M. POPOVĂȚ s-a ocupat în lucrările sale de două profile cuaternare: unul situat în Cîmpia Romînă de est, lângă Slobozia (13) și altul în Oltenia (14) punînd accentul, pentru prima dată la noi, în țară, pe criterii date de analize, mai ales pe analiza granulometrică și pe variația conținutului în carbonați. Asemenea lucrări apar însă izolat, în legătură cu cercetările pedologice din regiune, ca, de altfel, și prezenta lucrare.

În ultimul timp, în alte țări, apreciîndu-se în primul rînd valoarea stratigrafică deosebită a solurilor îngropate, s-au efectuat studii numeroase și detaliate. Cităm în acest sens lucrările întreprinse de cercetătorii sovietici (I. V. TIURIN, I. P. GHERASIMOV, M. A. GLAZOVSKAIA, T. D. MORZOVA ș.a., ca să nu amintim decît studiile cele mai recente) ca și cele ale specialiștilor occidentali asupra solurilor fosile îngropate, stratelor de loess și asupra variațiilor climatice în Cuaternar (W. KUBIENA, F. BRANDTNER, F. MÜNICHSDORFER, J. BÜDEL, K. BRUNNACKER ș.a.).

Atenția deosebită de care se bucură în prezent asemenea studii explică și apariția lucrării cercetătorilor germani G. HAASE și H. RICHTER asupra solurilor fosile din loess pe coasta Mării Negre, apărută în 1957 (8). De altfel, frumoasa succesiune de strate de loess și soluri fosile din faleza Mării Negre impresionează pe oricare cercetător, atît prin numărul mare de soluri îngropate, cît și prin continuitatea lor. Aici a studiat și C. BRĂTESCU primele profile cuaternare, pentru că studiile sale în această problemă se referă tocmai la deschiderile oferite de faleză la sud de orașul Constanța.

Și tot asupra unei secțiuni în podișul Dobrogei de sud, situată în imediata vecinătate a litoralului s-a îndreptat și atenția noastră.



Situarea secțiunii cercetate. Secțiunea de care ne ocupăm este amplasată la nord de orașul Constanța, pe cumpăna de ape dintre bazinul Dunării și cel al Mării Negre, acolo unde cumpăna se apropie foarte mult de coasta mării și este reprezentată printr-o suprafață netedă, lată de câteva sute de metri, cu altitudine absolută de 59 m. Dacă suprafața aleasă nu constituie relieful cu altitudinea maximă a podișului Dobrogei de sud, ea reprezintă, în schimb, o porțiune bine păstrată din nivelul superior, cu strate nederanjate, relativ ferită de eroziune.

Analizând condițiile în care este situat punctul în care s-a cercetat secțiunea, există toate probabilitățile că ea reprezintă un profil complet și că poate fi luată ca termen de comparație pentru studierea altor profile cuaternare, mai mult sau mai puțin complete. Nu numai situarea punctului, pe cumpăna apelor, ci însăși succesiunea de strate de loess și soluri fosile ne duce la concluzia că avem de a face cu un profil în care toate variațiile condițiilor bioclimatice din Cuaternar au fost înregistrate.

Punctul cercetat este amplasat pe un relief plan, vechi, care a putut fi supus în decursul Cuaternarului unor eventuale mișcări epirogenice, fără să fi fost vreodată acoperit de apele transgresive ale Mării Negre. Nu am observat nici o trăsătură care să arate origina marină a vreunui orizont. De asemenea nu se constată nici un fel de indiciu care să ducă la concluzia că, în sectorul despre care e vorba, ar fi fost perioade când influența unor factori locali să fi fost atât de importantă, încât aceștia să se substituie factorilor bioclimatici, în rolul lor determinant în procesul de genază și evoluție a solurilor. Fiecare bandă de sol reflectă, așa dar, condițiile bioclimatice zonale ale perioadei în care s-a format, iar asemănarea pînă la identitate a unor benzi arată că în Cuaternar anumite condiții bioclimatice s-au succedat periodic pe teritoriul Dobrogei actuale. Evident, înregistrarea acestor variații a fost posibilă și s-a făcut fidel și datorită faptului că factorii bioclimatici au acționat asupra unor roci afinate, care au permis dezvoltarea în condiții optime a profilului de sol corespunzător.

Regimul hidric al solurilor, cu excepția solului situat deasupra orizontului de argilă roșie, care putea constitui atunci ca și astăzi un strat impermeabil, de suport al unei pinze acvifere, nu a fost influențat de un strat de apă freatică. În schimb, profilele de sol arată că în unele perioade au fost posibile intense procese de pseudo-gleizare, expresie de altfel tot a condițiilor climatice, în acest caz a unei cantități relativ ridicate de precipitații.

Profile cuaternare într-o oarecare măsură asemănătoare, ca poziție geografică și ca succesiune de strate, au fost descrise înaintea noastră de C. BRĂTESCU. Studiind faleza Mării Negre între Constanța și Schitu Costinești, el a descris în lucrările sale 11 profile dintre care 3 situate pe teritoriul orașului Constanța (1 pe coasta din E și 2 pe cea din SW orașului), primul fiind constituit din 4 strate de loess și 3 benzi de soluri îngropate și celelalte 2 din 5 strate de loess și 4 benzi de soluri, la care se adaugă și solul actual; 2 profile la gura limanului Agigea, care prezintă 3 strate de loess,



2 benzi de soluri îngropate și solul actual, ca și alte 4 profile, de grosime mai mică, la gura aceluiași liman (pentru toate, v. C. BRĂTESCU, 1); 1 profil în faleza de la Eforie S și altul la N de pescăria Schitu Costinești, ambele profile prezentînd 5 strate de loess, 4 soluri îngropate și solul actual (2).

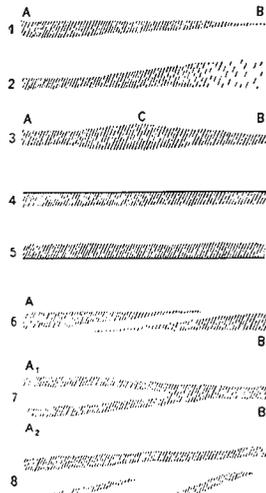


Fig. 1. — Diferite moduri de trecere de la soluri îngropate la loess (după G. HAASE și H. RICHTER).

1) sol îngropat care trece treptat în loess, de la A la B, subțindu-se; 2) sol îngropat care trece treptat în loess, fragmentându-se puternic; 3) sol îngropat bine dezvoltat în punctul C, scade în intensitate spre A și B; 4) sol îngropat cu limita superioară bine marcată (caz rar); 5) sol îngropat cu limita inferioară bine marcată (caz rar); 6) sol îngropat, constituit din două fragmente; 7) sol îngropat, rezultat din convergența (sau divergența) a două benzi; 8) soluri retezate, cu o depunere discordantă a unui sol tînăr.

19,5 m, dar succesiunea încă cîțiva metri.

Secțiunea se prezintă în felul următor (v. planșa I):

Dintre profilele descrise, cele situate la SW orașului Constanța reprezintă secțiuni în aceeași porțiune a podișului Dobrogei în care este amplasată și deschiderea de care ne ocupăm noi și cu care se aseamănă ca succesiune de strate.

Recent (1957) s-au ocupat de aceeași problemă cercetătorii germani amintiți (8) care și-au îndreptat atenția mai ales asupra morfologiei benzilor de soluri îngropate. Ei au deosebit 8 feluri în care se pot prezenta solurile îngropate în extensiunea lor pe orizontală, ca urmare a influențelor locale. Menționăm de la început că nu a intrat deocamdată în obiectul cercetărilor noastre urmărirea continuității benzilor în diferitele deschideri și în primul rînd în faleza Mării Negre. De aceea considerăm proprie succesiunea descrisă numai unității de relief în care se află situată. Reproducem însă, după G. HAASE și H. RICHTER (fig. 1), schița în care sînt arătate trecerile, pe orizontală între soluri și loess. Rezultă, din această schiță, că urmărirea continuității benzilor de sol este o problemă pe cît de dificilă, pe atît de interesantă, întrucît pot fi reconstituite și alte aspecte ale schimbărilor survenite în Cuaternar, determinate nu atît de variația în mare a condițiilor bioclimatice, ci de cauze locale (microclimă, relief, eroziune etc.).

În lucrarea cercetătorilor germani este descris un profil, considerat ca reprezentativ, situat la cca. 2,5 km N de portul Constanța, în care se deosebesc 4 strate de loess și 3 benzi de soluri în afara solului actual. Grosimea depozitelor cuaternare atinge în acest punct cca. 25—27 m.

Descrierea secțiunii. În punctul cercetat de noi, succesiunea de depozite cuaternare are o grosime de de strate mai vechi poate fi urmărită pe o adîncime de



SV₁)

- Aa 0—18 cm lut argilos—lut mediu, brun cenușiu foarte închis în stare umedă (10YR 3/2)²⁾, brun cenușiu închis la uscare (10YR 4/2), bulgări, și pulverulent, efervescentă moderată;
- An 18—43 cm lut mediu, brun cenușiu foarte închis umed (10YR 3/2), brun cenușiu închis la uscare (10YR 4/2), grăunțos stabil, slab compact, multe crotovine, lucrat intens de rîme, efervescentă puternică, frecvente pseudomicelii, trecere treptată;
- A/C 43—62 cm lut argilos—lut mediu, brun închis spre brun umed (10YR 4/3), brun cenușiu la uscare (10YR 5/2), bulgări friabili, crotovine, lucrat de rîme, foarte multe pseudomicelii, efervescentă puternică, trecere treptată;
- C_{1a} 62—80 cm lut argilos—lut mediu, brun gălbui (10YR 5/4) cu pete brun închise în stare umedă (10YR 3/3), brun pal (10YR 6/3) cu pete brun cenușii închise la uscare (10YR 4/2), crotovine, lucrat de rîme, CO₂Ca acumulat sub forma de vinișoare, rare concrețiuni, eflorescențe și pseudomicelii, efervescentă puternică, trecere treptată;
- C₁ 80—108 cm lut mediu, brun gălbui închis spre brun gălbui umed (10YR 4,5/4), cenușiu brun deschis la uscare (2,5Y 6/2), poros, slab compact, crotovine și canale, tubulețe, vinișoare și concrețiuni, efervescentă puternică, trecere treptată;
- C₂ 108—125 cm lut mediu, brun-gălbui umed (10YR 5/4), brun gălbui spre gălbui pal (2,5Y 6,5/4), poros, structură loessică, crotovine, rădăcinile ierboase pătrund în acest suborizont, slab compact, frecvente concrețiuni de mărime mijlocie și mică, tari, dar cu înveliș friabil, trecere treptată;

LV

- D 125—255 cm loess lutos, brun oliv spre brun oliv deschis umed (2,5Y 4,5/4), brun gălbui deschis spre galben pal la uscare (2,5Y 6,5/4), cu rare pete difuze și vinișoare de CO₂Ca, poros, slab compact, crotovine cu material din orizonturile superioare, canale fine de rădăcini, efervescentă puternică, la cca 180 cm se observă o bandă puțin mai închisă la culoare, trecere clară;

SIV₂

- 255—314 cm sol îngropat, lut argilos, brun spre brun închis umed (10YR 4/3), brun la uscare (10YR 5/3), se desface în agregate columnoide, aspect de orizont B, compact, poros, rare crotovine (care probabil aparțin solului de deasupra), separații punctiforme și pete ferimanganice (mai ales manganice), trecere clară;

SIV₁

- 314—345 cm sol îngropat, orizont A de cernoziom și în același timp orizontul C al solului de deasupra, lut argilos, brun gălbui închis (10YR 3/4) cu pete brun închise în stare umedă (10YR 3/3), brun cenușiu închis spre brun cenușiu (10YR 4,5/2) cu pete brun-cenușii închise la uscare (10 YR 4/2), foarte slab se recunoaște structura fostului orizont A, poros, slab compact, foarte multe crotovine cu material gălbui, CO₂Ca spălat din solul de deasupra, acumulat sub formă de pete albicioase și concrețiuni alterate, efervescentă puternică, urme de rădăcini fine, trecere treptată;
- 345—382 cm A/C, lut mediu—lut argilos, brun umed (10YR 4,5/3), brun spre brun pal la uscare (10YR 5,5/3) poros, slab compact, multe crotovine, urme de rădăcini fine, concrețiuni alterate provenind tot din spălarea solului de deasupra, efervescentă puternică; pătrunde în orizontul inferior sub formă de limbi;

1) Au fost notate cu litera S solurile îngropate și cu L, stratele de loess.

2) Notarea culorilor s-a făcut în sistemul Munsell.



382–438 cm C, lut mediu, brun oliv deschis spre brun gălbui deschis umed (2,5Y 5,5/4), galben pal la uscare (2,5Y 7/4), poros, slab compact, urme de rădăcini, crotovine cu material de culoare brună, multe concrețiuni mici și medii, efervescență puternică, trecere treptată;

LIV

438–475 cm D, loess lutos, brun oliv deschis umed (2,5Y 5/4), galben pal la uscare (2,5Y 7/4), poros, multe crotovine și urme de rădăcini ierboase, mult CO_3Ca difuzat în masă;

475–602 cm același material cu rare vinișoare de CO_3Ca , urme de rădăcini, lipsesc crotovinele, trecere clară;

SIII₃

602–644 cm sol îngropat, lut mediu, brun gălbui închis umed (10YR 4/4), brun gălbui spre brun gălbui deschis la uscare (10YR 5,5/4), se rupe în agregate columnoide cu fețe lucioase, poros, efervescență puternică; aspect de orizont B slab exprimat; trecere treptată;

644–674 cm lut mediu, brun gălbui umed (10YR 5/6), brun gălbui deschis la uscare (10YR 6/4), columnoid, separații punctiforme ferimanganice și rare acumulări de CO_3Ca în pete și pungi, trecere clară;

SIII₂

674–717 cm sol îngropat, lut argilos, brun închis spre brun umed (10YR 4/3), brun gălbui la uscare (10YR 5/4), prismatic, poros, separații punctiforme ferimanganice, pete albicioase de CO_3Ca acumulat din solul de deasupra (constituie orizontul C al solului), efervescență puternică, trecere treptată;

717–764 cm lut argilos, brun închis umed (10YR 3/4), brun închis spre brun la uscare (10YR 4/3) (este cel mai închis orizont îngropat întâlnit pînă la această adîncime), prismatic, aspect tipic de orizont B, foarte compact, pete și bobovine feri – dar mai ales manganice, CO_3Ca în pete pe crăpături și pe fețele agregatelor, efervescență puternică pe fețele de ruptură și în puncte sau deloc în interiorul agregatelor, în partea superioară a orizontului pătrunderii de material gălbui cu aspect de crotovine, trecere ondulată;

764–794 cm lut argilos, brun gălbui umed (10YR 5/4), brun pal la uscare (10YR 6/3), prismatic, separațiuni punctiforme ferimanganice, compact, concrețiuni de CO_3Ca în curs de alterare, efervescență puternică, orizontul C sau Cb al solului, trecere netă;

SIII₁

794–822 cm sol îngropat, orizont A de cernoziom care reprezintă și orizontul C al solului de deasupra, lut argilos brun închis spre brun umed (10YR 4/3), brun la uscare (10YR 5/3) cu pete mai închise și mari pete albicioase de carbonați, tendință de desfacere în grăunți, crotovine frecvente, poros, urme fine de rădăcini, concrețiuni alterate ale solului suprajacent, efervescență puternică, trecere treptată;

822–850 cm orizont C, lut mediu, brun gălbui spre brun pal (10YR 5,5/4) cu pete brun închise spre brun în stare umedă (10YR 4/3), galben pal (2,5Y 7/4) cu pete brune la uscare (10YR 5/3), multe crotovine, vinișoare și concrețiuni mici și medii de CO_3Ca frecvente, efervescență puternică, trecere treptată;

LIII

850–963 cm loess lutos, brun oliv spre brun oliv deschis umed (2,5Y 4,5/4), galben pal la uscare (2,5Y 7/4), poros, crotovine din care unele cu material roșcat, urme de rădăcini, efervescență puternică în masă, trecere clară;

SII₂

963–1003 cm sol îngropat, lut argilos, roșu gălbui umed (5YR 4/8), brun intens la uscare (7,5YR 5/6), cu mari pete de culoarea orizontului suprajacent în partea superioară a orizontului (în fișia de contact), prismatic, poros, separațiuni punctiforme și pete ferimanganice, urme de rădăcini subțiri, efervescență puternică, trecere treptată;



1003—1057 cm lut argilos—argilă, roșu gălbui umed (5YR 4/6) și uscat (5YR 5/6), prismatic, peliculă de argilă pe fețele agregatelor, foarte compact, pete și bobovine mai ales manganice, rar crotovine cu material gălbui de deasupra, efervescență puternică pe fețe, slabă în interiorul agregatelor, la bază încep să apară concrețiuni mici și tubușoare de CO_3Ca , trecere clară;

SII₁

1057—1091 cm sol îngropat, orizontul A al unui cernoziom, lut argilos—argilă, brun spre brun închis (10YR 4/3) cu pete brune închise în stare umedă (10YR 3/3), brun (10YR 5/3) cu pete brun cenușii la uscare (10YR 4/2) și mici pete roșcate la limita superioară a orizontului, crotovine frecvente, concrețiuni formate din CO_3Ca spălat din solul de deasupra (reprezintă și orizontul C al aceluși sol), efervescență puternică, trecere treptată;

1091—1113 cm orizont A/C, lut argilos—argilă, brun umed (10YR 4,5/3) brun spre brun pal la uscare (10YR 5,5/3) cu pete mai închise, poros, crotovine frecvente, urme de rădăcini, concrețiuni ce par a fi formate tot prin spălarea carbonaților din solul de deasupra, efervescență puternică, trecere treptată;

1113—1137 cm orizont C, lut mediu, brun oliv deschis spre brun gălbui deschis umed (2,5Y 5,5/4), galben pal la uscare (2,5Y 7/4), poros, urme de rădăcini, concrețiuni medii și pete de CO_3Ca frecvente, efervescență puternică, trecere treptată;

LII

1137—1190 cm loess lutos, brun gălbui umed (10YR 5/5), brun gălbui deschis la uscare (2,5Y 6/4), cu multe rădăcini, poros, friabil, mult CO_3Ca , efervescență puternică, trecere clară;

SI₂

1190—1235 cm sol îngropat, lut argilos—argilă, roșu gălbui umed (5YR 4,5/8) brun intens la uscare (7,5YR 5/6), prismatic, foarte compact, peliculă de argilă pe fețele agregatelor structurale, pete și separațiuni punctiforme manganice, foarte slab poros, rare pietricele de cuarțit și silix, aspect de orizont B, efervescență puternică, trecere treptată;

1235—1280 cm argilă, roșu gălbui (5YR 4/6) în stare umedă cu pete negre (5YR 2/1), de oxizi manganici, roșu gălbui (5YR 5/6) cu pete cenușii foarte închise la uscare (5YR 3/1), peliculă de argilă aproape continuă pe fețele agregatelor structurale, prismatic, foarte compact, efervescență puternică, trecere treptată;

1280—1375 cm argilă, aceleași culori, prismatic, peliculă aproape continuă de argilă și pete de oxizi manganici, mici bobovine și separațiuni punctiforme, foarte compact, rare punji cu carbonați, efervescență puternică, trecere clară;

1375—1423 cm orizont C, lut argilos, brun intens umed (7,5YR 5/6), brun gălbui deschis la uscare (10YR 6/4), separațiuni punctiforme ferimanganice, rare pietricele de cuarțit, concrețiuni mari friabile, efervescență puternică, trecere treptată;

SI₁

1423—1450 cm alt sol îngropat, lut argilos, argilă, brun intens umed (7,5YR 5/6), brun intens spre galben roșcat la uscare (7,5YR 5,5/6) prismatic, aspect de orizont B, peliculă de argilă pe fețele agregatelor, pete ferimanganice, foarte compact, canale înnegrite de rădăcini, rare pietricele, punji alungite de CO_3Ca continuă acumulările din solul de deasupra, efervescență puternică, trecere treptată;

1450—1515 cm argilă, aceleași culori, prismatic, foarte compact, separațiuni și pete manganice, urme de rădăcini, CO_3Ca scurs pe crăpături, efervescență puternică, trecere clară;

1515—1560 cm orizont C, argilă, brun intens spre galben roșcat umed (7,5YR 5,5/6), galben-roșcat la uscare (7,5YR 6/6) cu pete albicioase de CO_3Ca , separațiuni și pete ferimanganice, efervescență puternică, trecere clară;

- 1560—1950 cm argilă, brun intens (7,5YR 5/6), galben roșcat la uscare (7,5YR 6/6); în jos devine roșu gălbui în stare umedă (5YR 5,5/6) și la uscare (5YR 5/6), se rupe pe fețe oblice, umed, apa se prelinge pe perete, separații ferimanganice, efervescență puternică în masă; alcătuirea granulometrică este din ce în ce mai fină către baza stratului: 58% particule < 0,002 mm în partea superioară și 67% în cea inferioară; se diferențiază de solul îngropat de deasupra ei nu numai printr-o textură mai fină, ci și printr-un conținut de CO₃Ca mai scăzut, cu excepția primilor 20—30 cm în care s-au acumulat carbonații spălați din solul suprajacent, conținutul în CO₃Ca scade treptat spre bază (de la 17% la 7%), apar concrețiuni mari de gips cristalizat, trecere netă;
- 1950—2050 cm argilă, cenușie închisă umed (10YR 4/1), cenușie foarte închisă spre cenușie închisă la uscare (10YR 3,5/1), foarte fină: 82% particule < 0,002 mm și foarte puțin praf: 5%; cantitatea de nisip grosier atinge 1% (față de 0,5% în argila roșie); acumulări mari de gips, frecvente nodule calcaroase și rare fragmente de cuarțit;
- 2050 cm + apar strate de dolomite jurasice superioare ¹⁾, care nu intră în obiectul prezentei lucrări

Alternanță de loessuri și soluri fosile. Din descrierea de mai sus se constată că secțiunea cercetată prezintă o întreagă succesiune dedepozite, începînd cu cele de la bază reprezentate, aici, prin dolomite jurasice superioare; peste acestea se situează stratul de grosimi variate constituit din argile roșii, pe alocuri cu intercalații de argilă cenușie sau verzuie, bogate în concrețiuni gipsoase. Aceste argile — adevărate terra-rossa — aparțin, după E. LITEANU (9), Villafranchianului, adică fac tranziția de la Levantin la Pleistocen.

Întreaga succesiune de orizonturi suprajacente acestor argile roșii aparține, așa dar, Cuaternarului și studiul ei constituie obiectul lucrării de față. Pe întreaga lor grosime depozitele cuaternare prezintă un aspect caracteristic: alternarea de benzi gălbui cu benzi de culoare întunecată, cu alte cuvinte alternanță de strate de loess sau depozite loessoide și soluri fosile. Precizăm că secțiunea descrisă nu reprezintă singura succesiune ce poate fi întîlnită în podișul sud-dobrogean și poate varia chiar în unitatea de relief în care se găsește. Condiții generale sau chiar locale au fost cauza unor numeroase modificări, așa cum ușor poate observa orice cercetător al falezei Mării Negre sau al altor deschideri din regiune. Variază mai ales numărul benzilor și grosimea lor; pe alocuri solurile îngropate prezintă un profil în care se observă întreaga succesiune de orizonturi genetice, în altele ele sînt atît de slab exprimate, încît numai printr-o foarte atentă observare pot fi sesizate, iar în altele ele nu apar deloc. Amintim numai deosebirea profundă care există între profilele cuaternare din faleza Mării Negre și cele care pot fi văzute în malul abrupt al reliefului dobrogean în dreptul Hîrșovei: în primul caz întreaga istorie complicată a Cuaternarului este înscrisă și poate fi citită în alternanța numeroaselor strate, în al doilea, un strat gros și uniform de loess, în care chiar solul actual nu prezintă un profil prea bine diferențiat, reprezintă unicul produs al aceleași perioade. Așa dar, nu este în intenția noastră

¹⁾ După indicațiile orale date de M. CHIRIAC. Grosimea stratelor de argilă este variată, în general însă depozitul de argilă roșie este mult mai gros decît cel cenușiu subjacent.



de a prezenta ca general valabilă succesiunea de depozite cuaternare din secțiunea descrisă. Dar în același timp nu o socotim nici ca un caz local.

Secțiunea a fost cercetată macroscopic cu o deosebită atenție, iar pentru verificarea diviziunilor făcute s-au colectat probe din fiecare orizont. Dispunem de date analitice privind compoziția granulometrică, reacția diferitelor strate exprimată în valori pH și conținutul în humus și carbonați, pe întreaga secțiune. Ele confirmă, cum se va arăta mai departe, subîmpărțirile făcute și duc la concluzii foarte interesante.

Așa dar, recunoaștem în secțiunea de care ne ocupăm, o alternanță de strate de loess și benzi de soluri fosile îngropate, primele de culoare gălbuie, ultimele cu un colorit roșcat sau brun, neuniform, caracteristic orizonturilor genetice ale profilelor de sol. Ea este o urmare a modificării factorilor bioclimatici, în decursul Cuaternarului, factori care în unele faze au fost favorabili formării de loess, iar în altele nu numai că au permis formarea de sol, ci au determinat apariția de soluri aparținând unor diferite tipuri genetice.

Rezultă că în Cuaternar, pe teritoriul Dobrogei, au alternat, în funcție de modificarea condițiilor climatice faze de depunere accentuată a pulberilor cu formare de loess sau depozite loessoide și faze de reducere a intensității depunerilor, pînă la aproape totala întrerupere, cu formare de soluri. Agentul care a adus pulberile și le-a depus continuu, dar în ritm variat de-a lungul Pleistocenului, a fost vîntul. Condițiile de relief, aspectul și proprietățile depozitelor și mai ales absența particulelor grosiere, ca și a oricărei urme de stratificare duc la această concluzie; iar grosimea stratelor, care constituie roca de solificare pentru fiecare sol fosil, arată o mare variație a intensității de depunere a pulberilor. În același timp, au existat diferențe și de durată a fazelor care s-au succedat.

Cernoziomuri și soluri roșii. Solul actual al regiunii, rezultat în urma alterării corespunzătoare actualelor condiții bioclimatice din centrul Dobrogei este un cernoziom, dezvoltat pe o grosime de cca 125 cm (orizonturile A + C). El nu este singurul sol de acest tip format pe loess ¹⁾. În adevăr, din studierea aspectului morfologic al profilelor de soluri îngropate se mai recunosc și alte profile de același tip. Ele se recunosc destul de ușor întrucît prezintă caractere specifice, bine exprimate morfologic. Astfel, orizontul lor A are o culoare brună sau brună închisă, se observă și o oarecare tendință de structurare (deși solul a fost acoperit și totdeauna

¹⁾ N. FLOROV recunoaște în Cuaternar 4 etaje, fiecăruia corespunzându-i 3 faze, concretizate prin soluri îngropate de diferite tipuri (5, p. 101): a) « cernoziom cam deschis » corespunzător unor condiții bioclimatice de « semistepă »; b) « cernoziom închis » corespunzător stepii; și c) « sol degradat în diferite stadii » corespunzător silvostepii. El adaugă apoi că « în solurile fosile degradate se observă unele simptome de regenerare a cernoziomului care corespund probabil tranzițiilor de la faza de stepă, la faza de climă uscată (semistepă) ».

a devenit și orizont de acumulare a carbonaților pentru solul suprajacent); sub orizontul A se poate separa uneori chiar un suborizont de trecere A/C, dar mai bine se diferențiază orizontul C în care CO_3Ca se acumulează sub formă de vinișoare și concrețiuni de mărime mică și mijlocie. Nu putem preciza dacă orizontul superior al solului a fost total sau numai parțial spălat de carbonați, pentru că a fost supus unei carbonatări secundare. Că a existat însă o spălare a carbonaților o dovedește prezența acumulării acestora într-un orizont C, ceea ce e foarte bine scos în evidență de analize. În profil se observă și numeroase urme de rădăcini fine ierboase. Un caracter propriu solurilor de stepă, foarte bine păstrat în cernoziomurile îngropate, îl reprezintă urmele activității faunei în sol, exprimate morfologic mai ales prin prezența crotovinelor. În adevăr este impresionantă abundența crotovinelor în solurile fosile. Ele s-au păstrat foarte bine, astfel încît constituie una din trăsăturile principale în precizarea tipului de sol.

Este interesant faptul că deși solul prezintă în orizontul A o culoare închisă, conținutul în humus, dozat în laborator, nu reflectă această caracteristică. Solul actual, al cărui orizont A este de culoare brun cenușie foarte închisă — e drept mai închisă decît cea a orizontului corespunzător al cernoziomurilor îngropate, dar totuși nu suficient de diferențiată coloristic ca să explice diferența mare între conținutul de humus al celor două orizonturi A, — are 3,26% humus în acest orizont. În orizontul A al cernoziomurilor îngropate, conținutul în humus se reduce la 0,45—0,59%, nefiind deloc în raport cu culoarea întunecată a orizontului. Rezultă deci, că, humusul se pierde în cea mai mare parte, dar în sol rămîn anumiți constituenți organici care permit păstrarea unei culori întunecate în orizontul de acumulare a humusului. În schimb, rezultatele analitice, privind conținutul în carbonați al solului, scot în evidență prezența orizontului de acumulare a carbonaților.

Valorile pH ale orizonturilor profilului nu sînt concludente. Ele au fost modificate, prin procese secundare, astfel încît nu pot da nici o indicație în privința tipului de sol.

Analiza granulometrică arată, ca și în solul actual, o slabă modificare texturală a rocii în procesul de formare a cernoziomurilor. Diferențierea texturală între cernoziomul îngropat și rocă este mică și ar fi și mai redusă dacă nu s-ar suprapune peste procesul de solificare al acestor soluri un al doilea proces de solificare — cel corespunzător solului imediat suprajacent — proces caracterizat tocmai printr-o puternică alterare a materialului parental.

Există însă și soluri îngropate de alt tip genetic, care nu au nimic comun cu cernoziomurile și nu se aseamănă cu nici unul din solurile existente astăzi pe teritoriul țării noastre. Fie că sînt mai puțin bine exprimate, fie că ating grosimi mari și prezintă caractere tipice, este clar că ele aparțin unui alt tip de alterare (probabil ferallitic), corespunzător unui climat în care alterează sezoane umede cu sezoane aride și cu temperatura anuală relativ ridicată.



Am deosebit și noi, ca și G. HAASE și H. RICHTER (8, p. 163) soluri roșii (Rotlehmuri la cercetătorii citați) cu profil bine format, cu intensă argilizare a orizontului iluvial și soluri roșii mai slab exprimate, cu profil dezvoltat pe o grosime mai mică și cu o mai redusă argilizare în B. Presupunem că diferența între aceste două soluri nu constă atât în condiții bioclimatice de formare diferite cât mai degrabă în durata perioadei de timp în care s-au manifestat aceste condiții, deci în vârsta lor relativă. Amîndouă aceste soluri se caracterizează printr-un profil în care nu putem recunoaște trăsăturile unui orizont A. În schimb ele prezintă un orizont B tipic: structură prismatică, textura argiloasă, ca urmare a unui proces de argilizare caracteristic formării solurilor în regiuni mai umede, compacitate foarte mare, acumulări de oxizi manganici sub formă de dendrite, pete mari (uneori în peliculă continuă pe fețele agregatelor) și bobovine, care la solurile bine dezvoltate se concentrează într-un suborizont (corespunzător, ca și în cazul solurilor actuale, părții inferioare a orizontului B). Recunoaștem de asemenea cu ușurință un orizont de acumulare a carbonaților sub formă de concrețiuni mari (în curs de alterare), orizont scos în evidență și de datele analitice. Cum se explică absența orizontului A sau mai bine zis, de ce nu poate fi recunoscut prin observații macroscopice? Este greu de presupus că solurile respective nu au avut un orizont A sau că acest orizont a fost supus totdeauna, o dată cu schimbarea condițiilor climatice, unui proces de eroziune. Succesiunea stratelor arată clar că după condițiile bioclimatice corespunzătoare formării de soluri roșii a urmat o perioadă de intensă spulberare și depunere de pulberi. De aceea nu excludem și posibilitatea unei eroziuni eoliene în suprafața a solurilor respective. Iar dacă presupunem că aceste soluri s-au format sub o vegetație forestieră și au avut un orizont A podzolit, deci cu o consistență scăzută și cu humus mai oxidabil, cu atât mai mult sîntem îndreptățiți să admitem posibilitatea unei spulberări a materialului din acest orizont, după ce pădurea a pierit. Dar, în egală măsură putem trage concluzia că, dacă aceste soluri au fost podzolite, e normal ca orizontul lor A să nu poată fi recunoscut, însușirile lui nefiind de natura celor care să se păstreze cu atât mai mult cu cât au fost supuse și unor procese secundare. O atentă observare a profilului arată că partea superioară a benzii roșii, care constituie profilul unui asemenea sol, nu prezintă o culoare intens roșcată; uneori poate fi socotită chiar ca un suborizont de tranziție treptată între loess și solul roșu îngropat, întrucît prezintă un colorit în care se întrepătrunde culoarea roșcată cu culoarea gălbuie a loessului. De asemenea, structura acestei porțiuni superioare a profilului nu este prismatică, ci materialul se desface în bulgări mai mari sau mai mici de forme diferite și fără o stabilitate prea mare, mai ales în stare mai umedă. Analiza granulometrică arată că nu putem deosebi un orizont de tranziție între loess și solurile roșii. Trecerea între cele două benzi este bruscă, așa cum rezultă din diferențierea de alcătuire granulometrică dintre cele două probe recoltate și analizate: una din primii 10—20 cm ai loessului, recoltată imediat de deasupra benzii roșcate și alta din primii cm ai solului roșu. Tot analiza granulometrică arată că partea



superioară a solului roșcat este ceva mai puțin argiloasă decât restul profilului, acumularea maximă de argilă situându-se în partea inferioară a benzii roșcate. Se diferențiază, așa dar, un orizont iluvial și un orizont eluvial, care, chiar dacă nu mai păstrează alte caractere proprii, ar putea fi considerat un orizont A.

Curba conținutului în humus al solurilor roșii nu arată diferențe cât de cât sesizabile pe profil. Ținând seama că solurile roșii prezintă trăsăturile caracteristice unor soluri în care au loc puternice procese de eluviere a orizonturilor superioare și migrare descendentă a substanțelor coloidale pe profil și că este posibil ca substanța organică să fi fost supusă unei rapide descompuneri, fără să fie posibilă formarea unui orizont de acumulare a humusului, este normal să nu înregistrăm o diferențiere cantitativă a humusului pe profil. De altfel nici coloristic nu s-a observat o asemenea diferențiere.

Solurile roșii se caracterizează și prin aceea că prezintă o textură mult mai fină decât cernoziomurile și stratele de loess nealterat. Este greu de precizat dacă este vorba și de o rocă de solificare inițial mai argiloasă sau dacă textura ei a fost aceeași cu a loessului neafectat de procesul de solificare, transformată puternic prin pedogenează. Este cu atât mai greu de precizat acest lucru, cu cât, la nici unul din solurile roșii nu se păstrează roca nealterată. Judecând însă după solurile roșii care au un orizont C numai parțial pătruns în alt sol și deci prezintă un material mai puțin alterat, putem trage concluzia că însăși roca de solificare a fost mai argiloasă (un depozit loessoid lut argilos, v. solul SIII₂, sau solurile SI și SII₂; la ultimul compoziția granulometrică se schimbă net la baza orizontului B, unde se trece într-un cernoziom cu textură mai puțin fină care constituie orizontul C al solului SII₂). Este sigur însă că materialul a fost supus și unei intense argilizării în decursul procesului de solificare.

În ceea ce privește conținutul în carbonați al solurilor roșii, datele analitice, ca și încercările efectuate pe agregatele structurale, arată clar că solul a fost total spălat de săruri, dar a fost supus unei carbonatări secundare, de unde carbonatarea intensă și acumularea de carbonați pe fețele agregatelor structurale și foarte slabă pînă la absența carbonatării în interiorul agregatelor structurale. În medie, solurile roșii conțin o cantitate redusă de CO₃Ca, în orizonturile superioare. Valorile pH nu sînt concludente, ca și în cazul cernoziomurilor.

Grupe de soluri. O trăsătură importantă a benzilor de soluri îngropate este aceea că, de regulă, ele nu sînt constituite dintr-un singur sol, ci dintr-o suprapunere de două soluri (uneori chiar trei). C. BRĂTESCU (1, 2) a observat această diferențiere în mai multe orizonturi, fără a putea aprecia, nefiind de specialitate, dacă aceasta este numai o divizare a unui singur profil sau suprapunerea a două profile de sol diferite. Faptul este subliniat de cercetătorii germani amintiți (8, p. 166—168) care denumesc benzile de sol: complexe de soluri. Ei arată, de asemenea că cercetările asupra depozitelor cuaternare din alte țări duc la concluzia că acesta este un caracter



comun al tuturor regiunilor în care apar soluri fosile. Faptul prezintă o importanță deosebită întrucît reflectă diferențieri climatice în însăși interglaciari în care s-au format solurile respective.

Secțiunea la care ne referim prezintă o alcătuire mult mai complexă decît alte profile cuaternare (pl. I). Atît observațiile directe pe teren asupra morfologiei secțiunii, cît și datele analitice de care dispunem pînă în prezent, arată că ea este constituită din 5 benzi de soluri, despărțite prin strate de loess. Fiecare bandă este compusă, de regulă, din două soluri suprapuse după cum urmează:

Grupul întâi de soluri — SI — gros de cca 3,75 cm în punctul cercetat este constituit din două soluri roșii (aparținînd tipului de alterare ferallitic?), soluri cu profil bine dezvoltat, cu un orizont B cu caractere tipice, în care au avut loc procese de pseudogleizare (sau chiar gleizare) și de acumulare a oxizilor manganici sub formă de pete și bobovine. Cel mai vechi sol fosil — SI_1 — s-a format pe un depozit nu prea gros, astfel că roca mamă a fost în întregime afectată de procesul de solificare. În schimb se recunoaște ușor orizontul C în care CO_3Ca este acumulat sub forma de concrețiuni (acum în curs de alterare). Se pare că roca pe care s-a format nu a fost un loess, ci un depozit loessoid argilos (50% argilă sub 0,002 mm în orizontul C al solului), cu un procent foarte scăzut de nisip grosier: sub 0,2%.

Al doilea sol îngropat care constituie această bandă — SI_2 — prezintă un profil dezvoltat pe o grosime și mai mare. Ca tip genetic nu se deosebește de solul subjacent. Și în acest caz roca mamă a fost supusă pe întreaga ei grosime alterării prin pedogeneză. Compoziția granulometrică a orizontului C indică, de asemenea un depozit loessoid, lut argilos (cca 37% argilă sub 0,002 mm), foarte sărac în nisip grosier. Orizontul B al acestui sol este mult îmbogățit în argilă (cca 55%).

Ambele soluri au fost supuse unei carbonatări secundare destul de intense. Totuși analizele din laborator arată clar prezența celor două orizonturi C ale solurilor respective¹⁾. Așa dar, sub această bandă de soluri nu putem separa un strat de loess sau depozit loessoid — LI — nealterat prin procesul de solificare. Deasupra lui însă urmează o fișie de loess — LII — subțire: 1,30 m (din care numai 50 cm nealterat prin pedogeneză). Prezintă o textură lutoasă (26% argilă sub 0,002 mm) și numeroase urme de rădăcini.

Grupul al doilea de soluri — SII — este constituit dintr-un cernoziom — SII_1 — format pe stratul de loess LII , peste care se suprapune un sol roșu — SII_2 . Acest ultim sol este foarte asemănător solurilor fosile care constituie grupul SI . Este format pe un depozit subțire, care poate a fost inițial argilos sau lut argilos, dar care a fost sigur supus și unei intense argilizări prin procesul de solificare. Orizontul C al solului SII_2 a pătruns în cernoziomul de dedesubt, SII_1 .

¹⁾ Cantitatea de CO_3Ca acumulată este în realitate și mai mare, dar în analizele efectuate nu a fost dozat și carbonatul de calciu din concrețiuni.



Peste acest grup de soluri s-a depus un alt strat de loess—LIII, de astădată mai gros (1,65 m, din care loess nealterat cca 1 m), lutos, care practic nu mai conține deloc nisip grosier (sub 0,02% nisip grosier).

Grupul al treilea de soluri îngropate — SIII — prezintă, în locul studiat, trei soluri constituente: un cernoziom — SIII₁ — dezvoltat în partea superioară a stratului de loess LIII și două soluri roșii: primul — SIII₂ —, bine format, intens argilizat, al cărui orizont C pătrunde parțial în orizontul A al cernoziomului subjacent și al doilea — SIII₃ —, slab exprimat, dar totuși ușor de recunoscut coloristic și structural și pus în evidență și prin datele de laborator: textură lut-lut argiloasă, fără orizont de acumulare a argilei, cu orizont de acumulare a carbonaților intrat și el parțial în solul roșu SIII₂. Urmează apoi stratul de loess LIV, mai gros decât precedentul (2,85 m, din care 1,70 m loess nealterat) cu o textură mai nisipoasă decât celelalte strate de loess: 20—22% argilă sub 0,002 mm.

Grupul al patrulea de soluri — SIV — este alcătuit tot din două soluri: cel inferior — SIV₁ — un cernoziom, iar cel superior — un sol roșu — SIV₂ — asemănător celorlalte mai vechi. Însfârșit, loessul — LV — care acoperă acest grup de soluri este ceva mai subțire decât precedentul și constituie roca de solificare a solului actual — SV₁ — un cernoziom carbonatic (în total loess și sol: 2,55 m).

Date analitice (vezi tabelul anexă). Întreaga succesiune de strate de loess și soluri fosile este pusă în evidență și de datele analitice de care dispunem. Astfel, conținutul în humus, deși foarte mult modificat, prezintă totuși o mică variație pe verticală, în funcție de schimbarea benzilor. Stratele de loess conțin 0,15—0,25% humus, deși prezintă un număr foarte mare de urme de rădăcini fine. Înseamnă că, în timpul depunerii loessului a existat o vegetație ierboasă rară, dar au lipsit condițiile necesare unei humificări intense, pe lângă faptul că mineralizarea humusului format se putea produce ușor, în materialul poros.

Solurile roșii au 0,33—0,39% humus, uneori constant pe profil (solul SII₂); altele în presupusul orizont A conținutul în humus este numai de 0,17—0,19%, atingând în orizontul B valorile maxime: 0,33—0,35% (solurile SI₁, SI₂), ceea ce poate să fie consecința gleizării sau pseudogleizării. În cazul solului SIII₂, conținutul în humus crește în orizontul B până la 0,48%, iar la solul SIV₂ se constată o cantitate ușor crescută în partea superioară a profilului (0,44%), care scade spre bază.

Cernoziomurile se caracterizează prin păstrarea unei cantități de humus ce depășește pe cea a solurilor roșii: 0,45—0,59%. Procentul este foarte scăzut, comparativ cu cel al unui cernoziom actual, dar totuși este cel mai ridicat conținut în humus existent în solurile fosile de-a lungul întregii secțiuni.

Curba variației conținutului în CO₃Ca (deși neîntreruptă pe secțiune, toate solurile fosile fiind carbonatate secundar), pune foarte clar în evidență prezența orizonturilor C ale solurilor îngropate, înregistrând în dreptul fiecărui orizont de



acumulare (delimitat și prin observație directă pe secțiune), o creștere însemnată. În unele cazuri, când orizontul C al solului suprajacent este format în profilul solului subjacent (v. solurile roșii SIV₂ și SIII₂), continuându-se cu orizontul C al acestui din urmă sol, curba carbonaților arată o singură acumulare, dar pe grosime mare.

Datele analitice indică o acumulare mai mare a CO₃Ca la cernoziomuri decât la solurile roșii (cu excepția solului cel mai vechi — SI₁ — care, deși roșu, prezintă o mare acumulare de CO₃Ca în orizontul C, fapt care ne poate sugera ideea genezei și evoluției lui sub influența unui strat acvifer format deasupra orizontului impermeabil constituit de argila roșie, așa cum și astăzi există un asemenea strat care se pune în evidență, în faleză, prin numeroasele izvoare ce apar la acest nivel). Constatarea de mai sus poate, însă, să nu corespundă realității din următoarele motive: în analizele efectuate nu este dozat și carbonatul de calciu acumulat sub formă de concrețiuni. Or, în solurile roșii CO₃Ca a fost acumulat mai ales sub forma de concrețiuni mari, în timp ce în cernoziomuri concrețiunile sînt mici și mijlocii, iar carbonații se acumulează, în bună parte, sub forma de vinișoare, tubușoare, eflorescențe sau difuz în masa rocii și sînt înregistrați analitic.

La solul actual — SV — se constată două orizonturi de acumulare a carbonaților. Este de precizat dacă orizontul inferior de acumulare a carbonaților aparține unui alt sol (la uscare, apare o bandă de culoare mai închisă de la adîncimea de 1,80 m în jos, care ar putea indica o fază de solificare slabă, înregistrată în vremea depunerii acestui loess și care ar putea explica și acest al doilea maximum de acumulare a CO₃Ca), dacă este vorba de o regradare (mai puțin probabilă) sau dacă partea inferioară a loessului LV este constituită dintr-un material inițial mai bogat în carbonați.

Datele analitice privind compoziția granulometrică a întregului depozit cuaternar scot foarte bine în evidență variația texturală a diferitelor strate. Astfel, stratele de loess au între ele o textură asemănătoare: conțin 20—25% particule sub 0,002 mm și 20—30% praf (cu excepția loessului LII, care conține 33% praf). Nisipul grosier, practic, este absent. Pe aceste strate de culoare gălbuie, poroase, care se rup pe fețe verticale s-au format solurile de tipul cernoziomului. Pe de o parte grosimea mai mare a stratelor, iar pe de altă parte dezvoltarea profilului la cernoziomuri nefiind prea mare (chiar alterarea rocii în procesul de formare a cernoziomurilor este mai slabă decât la solurile roșii fosile) au permis păstrarea pe o anumită grosime a loessului nealterat.

Este mai greu de apreciat dacă roca de solificare pe care s-au format soluri roșii a fost sau nu asemănătoare cu loessul pe care s-au format cernoziomurile. Mai întîi, aceste strate sînt mai subțiri și, din această cauză, sînt în întregime transformate, ca urmare a procesului de solificare. Grosimea totală a fiecărui strat (adică loess + cernoziomul format pe el + depozitul sau depozitele suprajacente pe care s-au format soluri roșii) este redată în tabelul 1:



TABELUL 1

Etajul	I	II	III	IV	V
Grosimea în metri	3,70	2,30	3,60	3,45	2,55

Grosimea rocii de solificare a fiecărui sol este dată în tabelul 2.

TABELUL 2

Etajul grosime	I	II	III	IV	V
Cernoziomuri	—	1,30	1,60	2,85	2,55
Soluri roșii 1	1,35	1,00	1,25	0,60	—
Soluri roșii 2	2,35	—	0,75	—	—

Ținând seama și de faptul că solurile roșii prezintă și un profil mult mai dezvoltat decât al cernoziomurilor, rezultă că nu s-a mai putut păstra materialul nealterat¹⁾.

Este sigur însă că solurile roșii s-au format pe un alt strat deșus peste cernoziomuri sau chiar peste soluri roșii, care dacă nu a fost un loess (asemănător celui pe care s-au format cernoziomuri), a fost totuși un material loessoid. Există soluri roșii (SI₁, SI₂, SIII₂, SIII₃) care au o parte din orizontul C format în material gălbui (fără nuanță roșcată). Aceste orizonturi, mai puțin transformate prin procesul de solificare prezintă caractere mai apropiate de roca inițială. Dacă urmărim în Pl. I variația conținutului în argilă (sub 0,002 mm) la solurile roșii (cu excepția solului SIII₃, care reprezintă un stadiu puțin avansat de evoluție) constatăm o argilizare intensă în orizontul iluvial, care scade către baza profilului. Totuși particulele fine se mențin într-un procent ridicat: 33—50%. Chiar în solul SIII₃ cantitatea de argilă este de 28%. Evident solurile roșii s-au format pe sedimente mai fine: lut-argiloase sau chiar argiloase.

Conținutul în praf se menține între 20—25%.

Însfârșit, se diferențiază net argilele precuaternare de la bază cu un procent de particule fine ce atinge în argila cenușie 83% și în care conținutul în praf scade până la 5%.

Curbele cumulative din planșa II scot în evidență clar diferențierile în ceea ce privește compoziția granulometrică a celor 3 categorii de sedimente.

Transcrierea acelorși date într-o diagramă triunghiulară (fig. 2) scoate în evidență faptul că sedimentele (inclusiv partea alterată prin solificare) aparținând ultimelor 3 etaje — III, IV și V au textură mai puțin fină și oarecum asemănătoare (loessurile între ele și depozitele pe care s-au format soluri roșii între ele) în timp ce acelea mai

¹⁾ Cel puțin în acest loc, unde roca de solificare a solurilor roșii este subțire. Nu este exclus însă, ca în altă parte, aceste depozite să fie mai groase.



vechi sînt mai fine, iar solurile roșii fosile formate pe ele se caracterizează printr-o intensă argilizare.

Variația condițiilor climatice în Cuaternar. Alternanța de strate de loess și soluri fosile arată schimbarea condițiilor bioclimatice generale în decursul Cuaternarului.

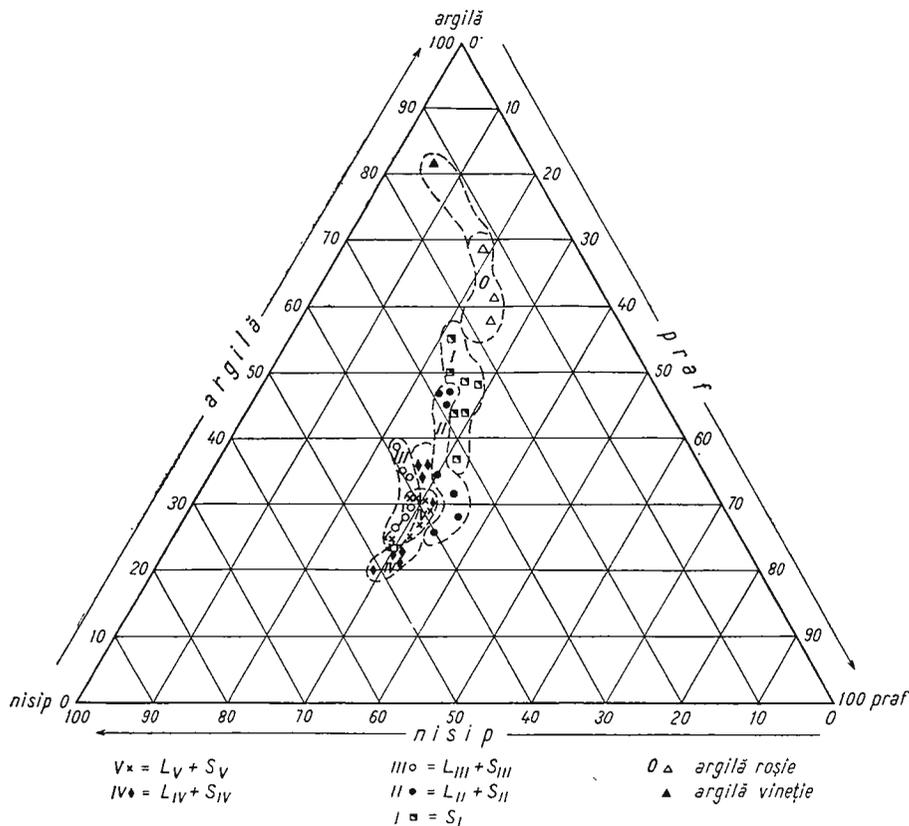


Fig. 2. — Diagrama triunghiulară a analizei granulometrice a loessurilor și solurilor îngropate de la secțiunea 06 W Ovidiu.

Prezența solurilor fosile pe teritoriul țării noastre și explicarea ei prin variații climatice în decursul acestei perioade a fost semnalată și discutată încă de acum 50 de ani de G. MURGOCI (12, p. 159): « În depozitele de loess se pot observa întreruperi sau variații ale căror cauze trebuie căutate în schimbarea climatului de la un loc la altul sau în modificarea lui în timp ». Și mai departe: « toate caracterele solurilor și subsolurilor vechi sînt atît de bine conservate încît putem distinge și identifica tipul de sol și. . . putem deduce variațiile climatului în România în vremea depunerii loessului » (12, p. 160).

Loessul a fost și este socotit, așa cum face și MURGOCI « solul¹⁾ unui climat uscat, cu ceva precipitații care produc o vegetație săracă și trecătoare » (op. cit. p. 158). Procesul principal caracteristic fazei de formare a loessului era însă spulberarea și transportul de pulberi care se depuneau în anumite regiuni în cantitate mare. Acest proces asociat cu ariditatea climatului, crea condiții nefavorabile instalării unei vegetații în covor încheiat, care să permită formarea unui orizont de acumulare a humusului. Că a existat o vegetație ierboasă rară o dovedesc numeroasele urme de rădăcini fine care se observă pe întreaga grosime a fiecărui strat de loess.

Pentru formarea solului de tip cernoziomic erau necesare condiții bioclimatice asemănătoare celor actuale. Cernoziomurile fosile se deosebesc prea puțin, ca profil morfologic de cernoziomul actual. Chiar dacă și-au pierdut unele caractere mai puțin stabile (structură, conținut în humus), nimănui nu-i poate scăpa asemănarea cu cernoziomul actual. Pentru caracterizarea climatului în care s-au format putem folosi, așa dar, foarte bine datele climatice actuale. În faza în care existau asemenea condiții bioclimatice a încetat aproape total, întocmai ca și azi, depunerea de pulberi.

Însfîrșit, formarea de soluri roșii este proprie unui climat cu diferențe mari de umiditate între sezoane, cu ierni umede și veri foarte secetoase, cu temperaturi medii anuale relativ ridicate, asemănător în mare măsură climatului mediteranean actual.

În fiecare grup de soluri fosile constatăm o anumită ordine: pe un strat de loess, din care s-a păstrat o fișie nealterată prin pedogeneză, s-a format un cernoziom; deasupra acestuia, pe un depozit loessoid s-a format un sol roșu. Într-un singur caz — al grupului de soluri foarte vechi SI — lipsește la bază solul de tipul cernoziomului. S-ar putea ca în această fază să nu fi existat, în perioada de trecere de la Villafranchian la Cuaternar condiții de formare de loess și de cernoziom. Dar este posibil, în egală măsură, să fi existat, dar să nu fi fost păstrat stratul respectiv în secțiunea cercetată de noi. Au existat însă condițiile corespunzătoare depunerii de material loessoid și formării a două soluri roșii — SI₁ și SI₂. Un asemenea caz a fost posibil și în grupul de soluri SIII, în care apar, deasupra cernoziomului, două soluri roșii etajate, dintre care cel superior slab exprimat.

Se pot reconstitui, așa dar, etaje în care condițiile climatice au variat în felul următor: o fază favorabilă formării loessului (climă uscată, ablație și depunere accentuată), urmată de o alta în care a fost posibilă instalarea unei vegetații de stepă, cu formarea, ca și azi, a unui cernoziom (depunerea de pulberi aproape total absentă); o nouă modificare a condițiilor climatice a favorizat depunerea materialului loessoid, după care un climat asemănător celui mediteranean de azi a determinat formarea solurilor roșii (bineînțeles un climat cu caractere proprii rezultate din situarea Dobrogei departe de ocean în interiorul continentului)²⁾.

¹⁾ Nu socotim totuși loessul în primul rînd « formație pedogenetică », ci o rocă.

²⁾ N. FLOROV presupune, după cum am văzut, pentru sudul U.R.S.S. o altă succesiune: semi-stepă, stepă, silvostepă. Nu am constatat o astfel de succesiune în secțiunea cercetată de noi.



Solurile fosile scot în evidență variația ambelor elemente principale care caracterizează clima unei regiuni: temperatura și precipitațiile, dar așa cum subliniază și cercetătorii germani citați (8, p. 171), scot mai ales în evidență variația mare a umidității în fazele de care am vorbit mai sus. În faza de formare a loessului, cantitatea de precipitații căzute a fost foarte scăzută tot timpul anului. (v. G. MURGOCI: « un climat uscat, cu ceva precipitații, care produc o vegetație săracă și trecătoare »). După A. KLEIN (citată de G. HAASE și H. RICHTER, 8, p. 170), în faza de formare a loessului, în Dobrogea ar fi căzut între 0 și 250 mm precipitații anual. În ceea ce privește temperatura, era desigur mai coborâtă, decât în fazele de formare a solurilor. Condiții asemănătoare au fost probabil și în faza de depunere a materialului pe care s-au format soluri roșii. Totuși, cum am văzut, s-a depus un material mai fin. Cauzele care au determinat acest caracter pot să fie multiple: fie un rezervor cu sedimente mai fine, rezultat eventual dintr-o acțiune mecanică de măcinare intensă; fie un vânt slab care n-a putut transporta particule mai grosiere în proporție mare, fie depărtare mai mare de calotă (decît în faza de depunere a loessului), ceea ce a condiționat depunerea pe teritoriul Dobrogei a unui material mai fin, adus spre sud de curenți din ce în ce mai slabi. S-ar putea să existe chiar diferențe climatice mai importante, pe care însă, pe baza materialului de care dispunem în prezent, nu le putem sesiza.

Condițiile climatice în timpul formării cernoziomurilor sînt ușor de apreciat după datele actuale: temperaturi medii anuale 10° sau 11°C, precipitații 350—400 mm anual, cu un maximum înregistrat la sfîrșitul primăverii și începutul verii.

Pentru faza de formare a solurilor roșii, JARANOFF (citată de G. HAASE și H. RICHTER, 8, p. 171) indică, pe teritoriul Peninsulei Balcanice, o creștere a mediei anuale a temperaturilor cu numai 2°—3°, față de cea actuală. În ceea ce privește regimul precipitațiilor, este sigur că au existat două sezoane în decursul unui an: unul foarte uscat și unul umed. În ceea ce privește cantitatea anuală de precipitații căzute, ea putea fi foarte mică sau foarte mare, după cum în regiunile cu climat mediteranean de azi cad între 300 și 1400 mm precipitații anuale. Dar dacă ținem seama de faptul că solurile roșii îngropate au un orizont iluvial bine dezvoltat, argilizat și pseudogleizat de cele mai multe ori, nu putem presupune, în nici un caz, că ar fi putut cădea o cantitate redusă de precipitații.

O asemenea succesiune de faze s-a repetat, începînd cu loessul LII și pînă azi cînd teritoriul Dobrogei este caracterizat prin condiții bioclimatice corespunzătoare fazei de formare a unui cernoziom. Există diferențieri legate mai ales de durata fazelor care s-au succedat. În secțiunea studiată, există, cum am arătat, o singură abatere: lipsa cernoziomului din grupul de soluri SI. Nu s-a întîlnit, însă, nici un caz în care solurile dintr-un anumit grup să se succedă în ordine inversă: loess — sol roșu — depozit loessoid fin — cernoziom. Formarea activă de loess este totdeauna premergătoare instalării unor condiții bioclimatice de stepă, urmată la rîndul ei de o fază de depunere a unui material mai fin, pe care s-au format soluri roșii.



O asemenea succesiune și regularitate în alcătuirea benzilor de soluri fosile nu poate fi legată de variații locale, ci ea trebuie pusă în legătură, așa cum de altfel s-a făcut și la noi în țară (C. BRĂTESCU, 1—4) cu variația generală a climatului pe glob în Cuaternar, în funcție de fazele de înaintare sau retragere a calotei glaciare.

Între calota glaciară și Dobrogea a existat totdeauna o anumită distanță: mai mică în fazele glaciare (cînd Dobrogea făcea parte din domeniul periglaciare, dar nu din acela din imediata vecinătate a calotei), mai mare în perioadele interglaciare (cînd poziția relativă era probabil aceea pe care o are și azi). Unul dintre procesele periglaciare care s-a manifestat în fazele de înaintare a calotei glaciare pe teritoriul Dobrogei a fost depunerea și formarea loessului, în timp ce fazele interglaciare se caracterizau prin formarea de soluri, care se succedau în ordinea arătată mai sus. Amintim numai că, în afară de formarea loessului, în Dobrogea au mai fost semnalate și alte fenomene periglaciare: pene și punji de loess, dale de calcar (8, p. 173), «franjuri» periglaciare (10). Toate aceste crioturbații, observate în solurile fosile (și anume într-un sol roșu de V. MIHĂILESCU și S. DRAGOMIRESCU, 10) vin să confirme că fazele de formare a solurilor, i-a urmat, o dată cu coborîrea spre sud a calotei glaciare o fază rece (suficient de rece ca să se formeze pene adînci de ghiață în sol, umplute apoi cu loess).

Valoarea stratigrafică a loessurilor și solurilor fosile. În secțiunea cercetată se constată existența a 5 benzi de soluri (inclusiv solul actual). Se separă, de asemenea, 4 strate de loess. Lipsește loessul LI, după cum lipsește și cernoziomul din grupa de soluri SI¹⁾.

Aplicînd criteriul folosit de C. BRĂTESCU în stabilirea vârstei benzilor de sol și stratelor de loess, ar rezulta următoarea paralelizare:

Grupul de soluri SI ar corespunde interglaciareului Günz-Mindel²⁾;

Loessul LII — glaciareului Mindel;

Grupul de soluri SII — interglaciareului Mindel-Riss;

Loessul LIII — glaciareului Riss;

Grupul de soluri SIII — interglaciareului Riss-Würm I;

Loessul LIV — glaciareului Würm I;

Grupul de soluri SIV — interglaciareului Würm I-Würm II;

Loessul LV — glaciareului Würm II, iar solul actual corespunde unei faze postglaciare (interglaciare?).

Dacă acceptăm ipoteza de lucru prin care întreaga serie de strate de loess și soluri fosile aparține Würmianului, așa cum consideră C. RĂDULESCU (15, p. 26), în urma

¹⁾ În etajul I se disting două strate de depozite loessoide pe care s-au format cele două soluri roșii. C. BRĂTESCU (2, p. 4) semnalează însă ca bine reprezentat, un loess corespunzător acestui etaj în faleza Mării Negre la S de stațiunea Eforie-Sud.

²⁾ Folosim denumirile glaciațiilor alpine.



studiilor întreprinse în peștera « La Adam » și a corelării rezultatelor cu secțiunile în loess din imediata vecinătate, putem face, în mare, următoarea paralelizare (tabelul 3).

TABELUL 3

Subîmpărțirea Würmianului după C. RĂDULESCU	Secțiunea P 06 Ovidiu	Secțiunea lângă și în peștera « La Adam »	
Würm final	loess V	loess recent IV	
	sol IV ₂ sol IV ₁	Intervalul Vistorna II — faună temperată (+ <i>Sus scrofa</i>)	
Würm recent	loess IV	loess recent III-b — faună arctică și de stepă extremă	
	sol III ₃ sol III ₂ sol III ₁	intervalul Vistorna II — faună temperată și de stepă extremă loess recent III-a — faună arctică și de stepă extremă interstadiul Vistorna I — faună temperată abundentă	
	loess III	loess recent II b — faună abundentă arctică și de stepă extremă	
Würm mediu	sol II ₂ sol II ₁	« complex Göttweig »	Göttweig — faună temperată abundentă B și rare elemente de stepă
			loess faună arctică rară și de stepă recent II a faună de stepă
			Göttweig — faună abundentă temperată (+ <i>Sus scrofa</i>) și foarte rare elemente de stepă A
Würm vechi	loess II	loess recent I d	faună abundentă arctică (+ <i>Alopex</i>) și de stepă extremă
	sol I ₂ sol I ₁	Complex de oscilații	Loopstedt? faună banală loess — rare elemente recent arctice și de stepă I c extremă Borup? — faună temperată loess recent I b ? Amersfoort XII ? loess recent I a ?

Din tabelul de mai sus rezultă că există dificultăți în a paraleliza, mai ales, solurile fosile cu « fazele blinde ale Würmianului » (așa cum le numește C. RĂDULESCU, 15 p. 9). Cum nu cunoaștem însă succesiunea de soluri fosile din secțiunea de lângă peștera « la Adam » și deci nu putem ști în ce măsură este asemănătoare cu cea studiată



de noi nu putem încerca o paralelizare mai detaliată. Subliniem numai corespondența strictă între fazele de intensă depunere a loessului cu fauna abundentă arctică.

Nu dispunem de date suficiente pentru a ne ralia unui punct de vedere sau celuilalt în stabilirea vârstei stratelor de loess și solurilor fosile. Ceea ce vrem să subliniem este faptul că în cadrul fiecărui interglaciar (sau interstadial) deosebit două faze de solificare, corespunzătoare așa cum s-a arătat, una formării de cernoziom și cealaltă unui sol roșu (cu excepțiile pe care le-am menționat). Rezultă, așa dar, că stadiul actual al condițiilor bioclimatice corespunde primei părți a interglaciarului (interstadialului) postwürmian, în care se formează un cernoziom și căreia, putem presupune, că îi va urma, în momentul în care se vor fi înregistrat suficiente acumulări cantitative care să ducă la modificări fundamentale în climă, o depunere de sedimente fine și apoi formarea de sol roșu, așa cum s-a întâmplat în cele trei cazuri anterioare.

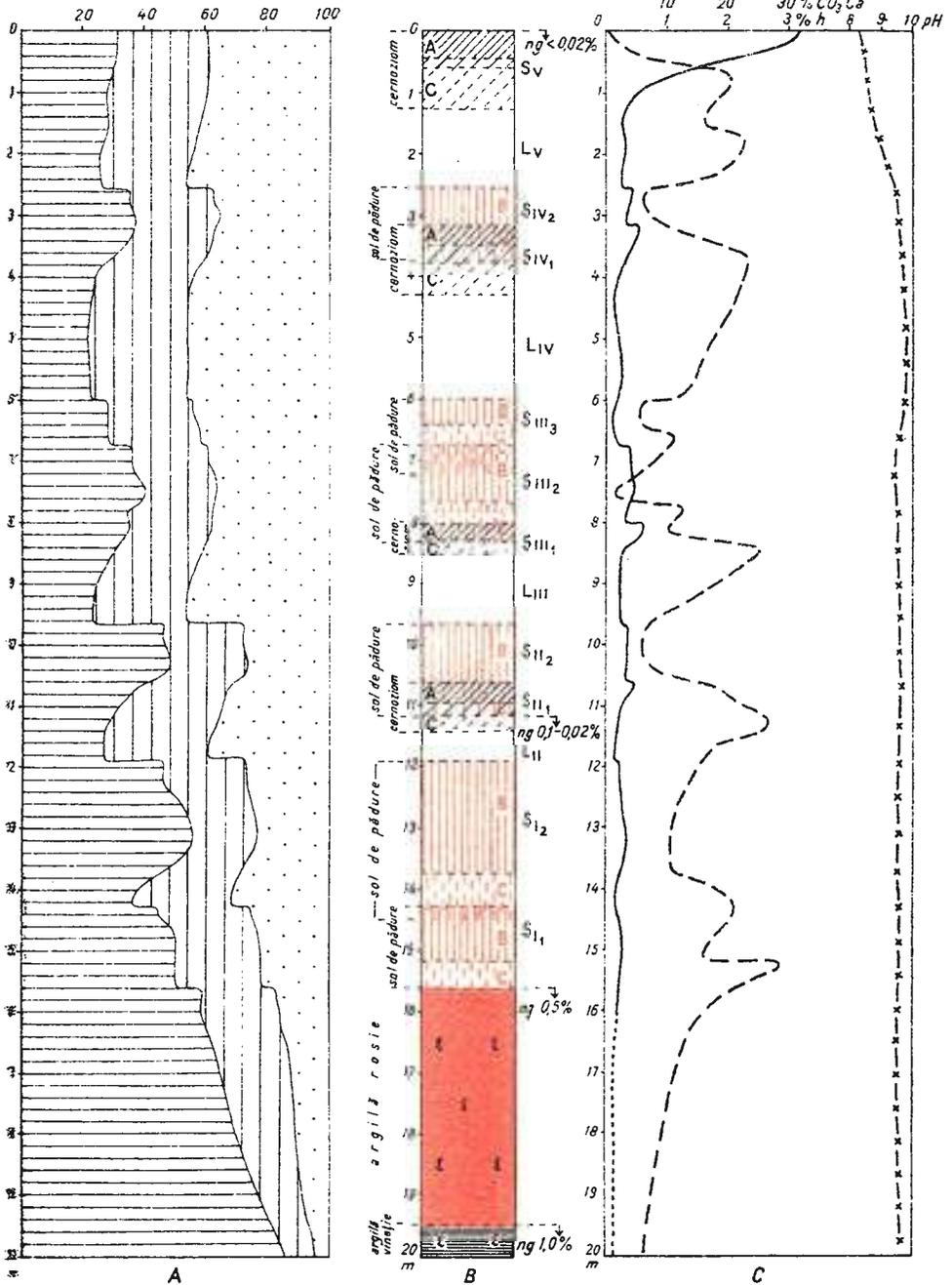
S-ar mai putea pune o problemă: se știe că în epocile de transgresiune, Marea Neagră a avut nivele atât de ridicate (3) încât ar fi putut acoperi foarte bine cu depozite marine și această parte a podișului dobrogean. Diferența dintre actualul nivel al Mării Negre și suprafața podișului dobrogean din imediata ei vecinătate este atât de mică, încât unii cercetători (8, p. 172) constată o discordanță între evoluția paleogeografică a Mării Negre și a Dobrogei în Cuternar, C. BRĂTESCU a arătat însă că această aparentă discordanță este o urmare a « raporturilor vechi de nivel ale podișului dobrogean față de nivelul de bază și a mișcărilor pe verticală ale scoarței » (2, p. 9).

O mișcare epirogenică negativă a coborât, pînă la nivelul actual, latura estică a podișului dobrogean, situat la începutul Cuaternarului la o înălțime suficient de mare ca să nu fie acoperit de apele transgresive ale mării, tot așa cum recente cercetări hidrogeologice (9) au arătat că aceeași mișcare a coborât relieful precuaternar sau cuaternar mult sub actualul nivel al mării pe teritoriul deltei Dunării, unde au fost întîlnite, la adîncimi mari, argile roșii sau loessuri, acoperite de pachete groase de sedimente fluvio-marine.

Însfîrșit, considerăm că problemele ridicate de studiul acestei secțiuni nu sînt epuizate. Dacă, spre exemplu, numai prin studiul microscopic al unor soluri fosile reușim să identificăm uneori ușor tipul de sol, alteori însă procesele secundare cărora sînt supuse aceste soluri fac foarte dificilă identificarea tipului genetic. Sînt necesare studii aprofundate, prin metode moderne, între care, studiul micromorfologic duce la rezultate foarte interesante (11). Pe de altă parte, nu este suficientă totdeauna simpla studiere a succesiunii de orizonturi genetice ale unui profil și identificarea tipului de sol pentru a cunoaște vegetația naturală sub care s-a format solul respectiv. În acest caz, analizele de polen din solurile îngropate reprezintă mijlocul ce poate fi utilizat pentru reconstituirea învelișului vegetal din fiecare fază. Efectuarea unor asemenea analize ar aduce date noi și ar permite cunoașterea mai amănunțită a oscilațiilor climatice în decursul Cuaternarului.



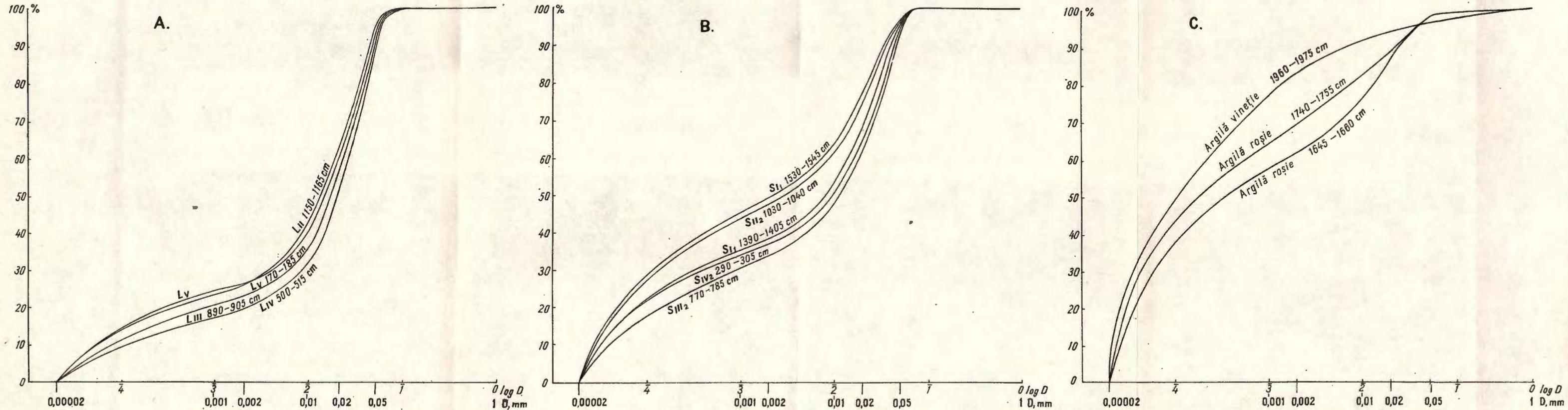
PROFIL SCHEMATIC ȘI DATE ANALITICE ASUPRA SECȚIUNII O6 W OVIDIU (PLATOU DOBROGEI SUDICE)



A. Compoziția granulometrică: \square $< 0,002\text{ mm}$; \square $0,002-0,02\text{ mm}$; \square $0,02-0,2\text{ mm}$.

B. Schema succesiunii straturilor de loess și soluri fosile; ng - nisip grosier în%; ε - concrețiuni de gips.

C. Conținutul în humus (h) ———; în CO_2, Ca - - - și valcritele pH - x - x



Curbele de insumare pentru : **A.** Cele patru strate de loess neafectate de procesele de solificare (roca de solificare a solurilor de tipul cernoziom). **B.** Depozite loessoide pe care s-au format soluri roșii (unele alterate ca urmare a proceselor de solificare). **C.** Argilele villafranchiene

SI...SIV soluri îngropate; Lv...Li strate de loess (vezi descrierea profilului în text).

BIBLIOGRAFIE

1. C. BRĂTESCU. Profile cuaternare în falezele Mării Negre. *Bul. Soc. Rom. de Geogr.*, T. LII, 1933, pp. 24—58.
2. C. BRĂTESCU. Falezele Mării Negre între Carmen Sylva și Schitu Costinești. *Analele Dobrogei*, anul XVI, 1935.
3. C. BRĂTESCU. Criterii pentru determinarea vârstei teraselor quaternare. *Omagiu lui C. Kirilescu*, București 1936.
4. C. BRĂTESCU. Oscilațiile de nivel ale apelor și bazinului Mării Negre în Cuaternar. *Bul. Soc. Rom. de Geogr.*, T LXI, 1912, p. 1—112.
5. N. FLOROV. Über Lössprofile in den Steppen am Schwarzen Meer. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, XV, H 3, 1927.
6. N. FLOROV. Cuaternarul în stepile Mării Negre și repartizarea humusului și solurilor în stepile din sudul Basarabiei. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XV, 1926—1927, București 1930.
7. N. FLOROV. Cuaternarul în Basarabia. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XIII, 1924—1925, București 1930.
8. G. HAASE, H. RICHTER. Fossile Böden im Löss an der Schwarzmeerküste bei Constanța. *Pettermanns Geogr. Mitt.*, 1957, 3.
9. E. LITEANU, A. PRICĂJAN. Litologia și tipurile genetice ale depozitelor din Delta Dunării. *Lucr. Congresului INQUA*, Varșovia 1961.
10. V. MIHĂILESCU, S. DRAGOMIRESCU. « Franjuri » periglaciare într un sol fosil din faleza Mării Negre, la sud de Constanța. *Comunicările Academiei R.P.R.*, T IX, nr. 4, 1959.
14. T. D. MOROZOVA. Folosirea metodei micromorfologice în studiul solurilor fosile. *Analele romino-sovietice*, nr. 4, 1962.
12. G. MURGOCI. Climatul în România și în regiunile învecinate în timpul Cuaternarului târziu. *Opere alese, Edit. Acad. R.P.R.* București 1957.
13. M. ПОВОДЪТ. Recherches sur le loess: Une coupe à Slobozia Veche (Ialomița). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIX, 1940—1944, pp. 64—76.
14. M. ПОВОДЪТ, S. CÎRȘTEA. Considerații paleopedologice în explicarea formării unor soluri actuale. *Comunicările academiei R.P.R.*, t. VII, nr. 5, 1957, pp. 559—566.
15. C. RĂDULESCU. Contribuțiuni la studiul anatomic comparativ al Artiodactylelor actuale și fosile din țara noastră și importanța acestora pentru stratigrafia Pleistocenului superior (auto-referatul dizertației), București, 1962.

ЛЁССЫ И ИСКОПАЕМЫЕ ПОЧВЫ ПЛАТО ЮЖНОЙ ДОБРУДЖИ
 М. ПОВОДЪТ, АНА КОНЯ, И. МУНТЯНУ, П. ВАСИЛЕСКУ
 (Краткое содержание)

Авторы исследовали профиль одного четвертичного отложения, расположенного на водоразделе между гидрографическими бассейнами Дуная и Чёрного моря на С-З г. Констанцы на плато Южной Добруджи. Этот водораздел с абсолютной высотой в 59 м. над уровнем моря не является рельефом максимума высоты плато Южной Добруджи. Тем не менее он



представляет хорошо сохранившуюся часть верхнего уровня с первичными (ненарушенными) пластами, относительно защищенными от эрозии. Не наблюдаются никаких признаков, из которых бы следовало, что сектор был перекрыт в четвертичном периоде трансгрессивными водами моря. Не было также проявлено сильное влияние местных факторов, так что биоклиматические факторы имели определяющую роль в процессе генезиса и эволюции почв. Каждая полоса почвы отражает таким образом зональные биоклиматические условия периода, в котором она образовалась, а тождественность, доходящая иногда до идентичности некоторых полос демонстрирует, что в четвертичном периоде определенные биоклиматические условия следовали периодически на территории Добруджи. Профиль представляют следующую последовательность (см. чертёж 1):

В основании доломиты верхней юры, перекрытые пластом, примерно в 2 м. красных и сизых глин виллафранского возраста, над которыми залегают четвертичные отложения, составленные из 5 полос почв, отделенных пластами лёсса, каждая полоса составлена в общем, из двух почв как следует ниже:

Группа почв SI, мощностью, примерно в 3,75 м. составлена из двух красных почв, с хорошо развитым профилем, с горизонтом В с типичной характеристикой, в которых происходили процессы псевдоогления и накопления окислов марганца под видом пятен и бобовин. Более древняя почва SI₁, — образовалась на маломощном отложении, так что материнская порода была целиком подвержена процессу почвообразования. Порода на которой сформировалась эта почва — лёссовидное глинистое отложение (см. аналитические данные на таблице 4).

Вторая погребенная почва этой группы — почва SI₂ — не отличается как генетический тип от подстилающей почвы. Обе почвы были подвержены вторичному, довольно интенсивному накоплению карбонатов. Аналитические данные (см. таблицу 4 и диаграмму чертежа I) ясно указывают на наличие горизонта накопления в Ca CO₃ каждой почвы.

Под этой полосой почв не выявлено наличие лёссового пласта — LI — невыветрелого почвообразующими процессами. Над ним залегают лёссовый пласт — LII — с суглинистым механическим составом.

Группа почв SII — составлена из чернозема — SII₁ — будучи сформирована на слою лёсса LII, над которым залегают красная почва — SII₂ очень похожий на ископаемую почву группы SI.

Она образовалась на маломощном отложении с тонкозернистой текстурой, но которая была подвергнута интенсивной аргиллизации почвообразовательным процессом. Горизонт С почвы SII₂ проник в подстилающую почву, SII₁,



Над этой группой почв отложился другой слой лёсса — **LIII** суглинистый.

Группа почв **SIII** представляет три составляющих почвы: чернозем — **SIII₁** — развитый в верхней части лёссового пласта **LIII** и две красные почвы: первая **SIII₂** — хорошо сформировавшаяся, интенсивно аргиллизированная, горизонт накопления CaCO_3 которой проникает в горизонт А подстилающего чернозема и вторая — **SIII₃** — слабо выраженная, но хорошо обособленная с точки зрения цвета и структуры, с горизонтом накопления CaCO_3 , частично проникшим в красную почву **SIII₂**.

Следует затем пласт лёсса **LIV**, с механическим составом более грубозернистым нежели остальные.

Группа почв **SIV** составлена из двух почв: нижней — **SIV₁** — чернозема, и верхней — красной почвы — **SIV₂**, — аналогичной остальным более древним почвам. Следует лёсс — **LV**, — который составляет материнский материал настоящей почвы — **SV₁** — карбонатный чернозем.

В заключении авторы отличают два типа ископаемых почв: черноземы и красные почвы, выделенные макроскопически исследованием разреза. Вся последовательность лёссовых пластов и ископаемых почв была подтверждена аналитическими данными, представленными на таблице 4. Таким образом данные, касающиеся механического состава указывают текстурное отличие как между пластами, так и между горизонтами профилей почв. Лёссовые пласты содержат 20—25% частиц меньших нежели 0,002 мм, а крупнозернистый песок полностью отсутствует. На этих пластах образовались почвы типа чернозема. Отложения, на которых образовались красные почвы имеют более тонкозернистую текстуру. Прослеживая вариацию содержания глины (менее 0,002 мм.) в красных почвах (за исключением почвы **SIII₃**, представляющей менее эволюционировавшую стадию развития), была установлена интенсивная аргиллизация иллювиального горизонта, понижающаяся в основании профиля.

Дочетвертичные глины явно дифференцируются в отношении механического состава (см. кумулятивные кривые на чер. II).

Анализ данных на треугольной диаграмме (рис. 2) демонстрирует, что отложения (включая выветрелую часть почвообразовательным процессом принадлежащие последним трем этажам III, IV и V — имеют менее тонкозернистую текстуру и некоторым образом схожую (лёссы между собой и отложения на которых образовались красные почвы между собой), в то время как более древние — более тонкозернисты.

Содержание гумуса, хотя и сильноизмененное, все таки указывает на малую вариацию, в зависимости от изменения полос, как это следует ниже: пласты лёсса содержат 0,15—0,25% гумуса, хотя представляют очень боль-

шое количество тонких корней; красные почвы содержат 0,33—0,39% гумуса, а черноземы 0,45—0,59%, хотя цвет почвы — довольно темный.

Кривая вариаций содержания CaCO_3 хотя продолжается по разрезу, ставит очень четко на учет горизонт накопления карбонатов для каждой ископаемой почвы.

Последовательность лёссовых пластов и ископаемых почв указывает на изменение общих климатических условий в течение четвертичного периода. В фазе образования лёсса, господствовал в Добрудже холодный климат, с очень уменьшенным количеством атмосферных осадков, главным процессом, характерным этой фазе будучи дефляция и транспортирование пыли. В фазе образования черноземов климат был возможно аналогичным настоящему климату, когда в соответствующем секторе Добруджи зональной почвой является чернозем; фаза образования красных почв соответствует климату с большими различиями влажности между временами года, сухим летом, влажной осенью, зимой и частично весной, с относительно повышенными годовичными средними температурами. Как во время образования черноземов, так и красных почв отложение пыли, практически было несуществующим.

В каждой группе почв был установлен определенный порядок последовательности упомянутых фаз: на лёссовом пласту, из которого сохранилась невыветренная педогенезисом полоса, образовался чернозем над последним — поверх лёссовидного отложения, с более тонкозернистой текстурой нежели в лёссах, образовались одна или две красные почвы. (единственным исключением является группа почв SI, в которой отсутствует в основании лёсс и образовавшийся на нем чернозем).

На основании этой последовательности, могут быть восстановлены, таким образом, в четвертичном периоде ярусы, в которых климатические условия вариировали следующим образом: холодная и сухая фаза, благоприятная образованию лёсса, за которой следует другая умеренная и относительно сухая фаза, в которой была возможность установления степной растительности с образованием чернозема, как и в настоящее время; новое изменение климатических условий способствовало отложению лёссовидного материала, после которого последовала фаза благоприятная установления лессов с образованием красной почвы.

Подобная последовательность и равномерность в образовании полос ископаемых почв связаны с общей вариацией климата на земном шаре в четвертичном периоде, в зависимости от фаз наступления или отступления ледникового покрова. В настоящей стадии познаний, не существуют достаточные данные для установления точного возраста различных пластов. Авторы указывают, что до настоящего времени были высказаны два мнe-



ния: К. БРЭТЕСКУ (1933) параллелизовал пласты лёсса с оледенением. Гюнц, Миндель, Рисс, Вюрм I и Вюрм II (см. стр. 30 текста), а ископаемые почвы — в соответствующие межледниковые периоды, К. РЭДУ-ЛЕСКУ (1962) находит — принадлежащей Вюрмскому оледенению всю последовательность отложения (отличая стадии с арктической фауной с образованием лёсса и межстадиями со степной фауной; см. таб. 3).

ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ И РИСУНКОВ

ЧЕРТЕЖИ

Чертеж 1. Схематический профиль и аналитические данные касающиеся разреза Об W Овидиу Плато Южной Добруджи. А. Механический состав: <0,002 мм; 0,002—0,02 мм; 0,02—0,2 мм.

В. Схема последовательности пластов лёсса и ископаемых почв; pg — грубозернистый песок в %; гипсовые конкреции.

С. Содержание гумуса (h), CO_2 Ca, значения pH.

Чертеж II Суммированные кривые для:

А. 4 пласта лёсса неподвергнутые почвообразовательным процессам (почвообразующая порода почв черноземного типа).

В. Лёссовидные отложения на которых образовались красные почвы (некоторые выветрелые как следствие почвообразовательных процессов).

С. Дочетвертичные глины.

РИСУНКИ

Рис. 1. — Различные способы перехода от погребенных почв к лёссам (по Г. Гаасе и Рихтер).

1. Погребенная почва, которая постепенно переходит в лёсс, от А до В утоньшаяся.

2. Погребенная почва, которая постепенно переходит в лёсс, усиленно раздробляясь.

3. Погребенная почва, хорошо развитая в пункте С, понижает интенсивность по направлению к А и В.

4. Погребенная почва с хорошо отмеченным верхним пределом (редкий случай).

5. Погребенная почва с хорошо отмеченным нижним пределом (редкий случай).

6. Погребенная почва, составленная из двух фрагментов.

7. Погребенная почва как результат конвергенции или (дивергенции) двух полос.

8. Отсеченные почвы с прерывистым отложением молодой почвы.

Рис. 2. — Треугольная диаграмма, представляющая механический состав лёссов и погребенных почв разреза Об на западе от Овидиу.



LOESS ET SOLS FOSSILES DANS LE PLATEAU DE LA DOBROGEA MÉRIDIIONALE

PAR

M. POPOVATZ, ANA CONEA, I. MUNTEANU, P. VASILESCU

(Résumé)

Les auteurs ont étudié une coupe dans les dépôts quaternaires de la ligne de partage des eaux des bassins hydrographiques du Danube et de la Mer Noire, au NW de la ville de Constanța, dans le Plateau de la Dobrogea Méridionale. Cette ligne de partage des eaux — ayant dans cet endroit une altitude absolue de 59 m — ne représente pas l'altitude maximum du Plateau de la Dobrogea Méridionale, mais une portion bien conservée, du niveau supérieur des couches non dérangées, relativement épargnée par l'érosion. Il n'y a aucun indice dont puisse résulter que pendant le Quaternaire le secteur ait été recouvert par les eaux transgressives de la mer. De même, l'influence des facteurs locaux a été nulle et c'est pourquoi le rôle déterminant dans la genèse et l'évolution des sols revient aux facteurs bioclimatiques. Par conséquent, chaque bande de sols fossiles reflète les conditions bioclimatiques zonales de la période de formation, et l'analogie — presque l'identité — des bandes montre qu'en Dobrogea pendant le Quaternaire certaines conditions bioclimatiques se sont succédées périodiquement.

La coupe présente la succession suivante: (v. planche I).

À la base on rencontre des dolomies jurassiques supérieures recouvertes par une couche d'environ 2 m d'argiles rouges et grises foncées villafranchiennes, surmontées par des dépôts quaternaires formés de 5 bandes de sols, séparées par des couches de loess. En général, chaque bande est composée de deux sols, tels que:

Le groupe de sols S I, épais d'environ 3,75 cm, est formé par deux sols rouges, à profil bien développé, avec l'horizon B caractéristique, dans lequel ont eu lieu des processus de pseudogleysification et d'accumulation des oxydes manganiques, sous forme de taches et de concrétions. Le sol le plus ancien, S I₁, s'est formé sur un dépôt mince, de sorte que la roche-mère a été complètement affectée par le processus de solification. Ce sol s'est formé sur un dépôt loessoïde, argileux (v. données analytiques du tableau 4).

Le deuxième sol fossile de ce groupe — le sol S I₂ — en tant que type génétique ne diffère pas du sol sous-jacent. Les deux sols ont subi une assez intense carbonatation secondaire. Néanmoins, les données analytiques (v. tab. 4 et diagramme de la pl. I) montrent distinctement l'existence de l'horizon d'accumulation du CaCO₃ dans chaque sol.

Au-dessous de cette bande de sols aucune couche de loess — LI — non altéré par la solification n'a été observée. Mais, au-dessus, suit une couche de loess — L II — à texture limoneuse.



Le groupe des sols S II comporte un chernozem — S II₁ — formé sur la couche de loess L II, surmontée, à son tour, par un sol rouge — S II₂ — très similaire aux sols fossiles du groupe S I. Il est formé sur un dépôt mince à texture fine, mais qui en même temps a été soumis à une intense argilisation due au processus de solification. L'horizon Cca du sol S II₂ a pénétré dans le sol sous-jacent, S II₁.

Au-dessus de ce groupe de sols repose une autre couche de loess limoneux — L III.

Le groupe des sols S III présente trois sols constituants: un chernozem — S III₁ — développé à la partie supérieure de la couche de loess L III et deux sols rouges à savoir: le premier — S III₂ — bien formé, à horizon B fortement développé, dont l'horizon d'accumulation du CaCO₃ pénètre dans l'horizon A du chernozem sous-jacent et le deuxième — S III₃ — faiblement développé, mais facile à reconnaître par son coloris et sa structure, avec un horizon d'accumulation du CaCO₃ qui a pénétré partiellement dans le sol rouge S III₂.

Suit la couche de loess L IV avec une texture plus grossière que celle des autres couches.

Le groupe de sols S IV est formé toujours par deux sols: l'un inférieur — S IV₁ — un chernozem, et l'autre supérieur — S IV₂ — un sol rouge, similaire aux sols plus anciens. Suit le loess — L V — qui constitue le matériau originel du so actuel — S V₁ — un chernozem calcaire.

Par conséquent, les auteurs distinguent deux types de sols fossiles: des chernozems et des sols rouges, séparés macroscopiquement grâce à l'étude de la section. La succession des couches de loess et de sols fossiles est mise en évidence par les données analytiques du tab. 4. Les données sur la composition granulométrique marquent les différences texturales autant entre les couches qu'entre les horizons des profils de sol. Les couches de loess contiennent 20—25% particules inférieures à 0,002 mm, tandis que le sable grossier y est complètement absent. Sur ces couches se sont formés des sols du type chernozem. Les sols rouges se sont formés sur des dépôts à texture plus fine. Si l'on poursuit la variation du contenu en argile (moins de 0,002 mm) dans les sols rouges (excepté le sol S III₃ qui représente un stade peu avancé d'évolution) on constate une forte argilisation dans l'horizon illuvial, dont l'intensité diminue vers la base du profil.

Les argiles pré-quaternaires diffèrent nettement du point de vue de la composition granulométrique (v. les courbes cumulatives de la Pl. II). L'inscription des données sur un diagramme triangulaire (fig. 2) montre que les sédiments (y compris la partie altérée par solification) qui appartiennent aux derniers trois étages — III, IV et V — ont une texture moins fine assez semblable tandis que les sédiments plus anciens ont une texture plus fine.

La teneur en humus, quoique beaucoup modifiée, change en fonction de la nature des bandes: les couches de loess contiennent 0,15—0,25% d'humus, malgré le



très grand nombre de racines fines; les sols rouges ont 0,33—0,39% d'humus et les chernozems 0,45—0,59%, quoique la couleur du sol soit assez foncée.

La courbe de variation du contenu en CaCO_3 met en évidence l'horizon d'accumulation des carbonates pour chaque sol fossile.

La succession de couches de lœss plus ou moins inaltéré et de sols fossiles montre le changement des conditions climatiques générales, pendant le Quaternaire. Durant la phase de formation du loess, en Dobrogea regnait un climat froid avec une quantité très réduite de précipitations, le processus caractéristique de cette phase étant la déflation et le transport des poussières. Pendant la phase de formation des chernozems, le climat était probablement semblable à celui actuel, lorsque dans le secteur respectif le sol zonal est représenté par un chernozem; la formation des sols rouges correspond à un climat avec de grandes différences d'humidité entre les saisons (été très aride, automne, hiver et en partie printemps humides) et une moyenne relativement élevée de la température annuelle. Autant pendant la formation des chernozems que des sols rouges, la sédimentation des poussières était pratiquement interrompue.

Chaque groupe de sols présente un certain ordre dans la succession des phases mentionnées: sur une couche de lœss — ayant une zone non altérée par la pédogénèse — s'est formé le chernozem; au-dessus, sur un dépôt lœssoidé à texture plus fine que celle du lœss, se sont formés un ou deux sols rouges (à l'exception du groupe des sols S I, où manquent le lœss basal et le chernozem).

Suivant cette succession, on peut s'imaginer des étages, avec les variations climatiques suivantes: une phase froide et aride, favorable à la formation du lœss, suivie par une phase tempérée, relativement sèche, qui a permis l'installation d'une végétation de steppe, avec la formation du chernozem; une nouvelle modification des conditions climatiques a favorisé le dépôt du matériau lœssoidé; a suivi une phase favorable à l'installation de la forêt avec la formation du sol rouge, à horizon B argilique.

Une pareille succession et la régularité dans la constitution des bandes de sols fossiles dépendent de la variation du climat selon l'avancée et le retrait de la calotte glaciaire. Les connaissances actuelles ne fournissent pas des données suffisantes pour préciser la date des différentes couches. Jusqu'à présent ont été émises deux hypothèses: C. BRĂTESCU (1933) a établi un parallèle entre les couches de lœss et les glaciations de Günz, Mindel, Riss, Würm I et Würm II (v. page 30 du texte) et a attribué les sols fossiles aux stades interglaciaires respectifs, tandis que C. RĂDULESCU (1962) considère comme würmienne toute la succession des dépôts (en étudiant la grotte « La Adam », il distingue des stades à faune arctique avec la formation du lœss et des interstades à faune steppique; v. tabl. 3).



EXPLICATION DES PLANCHES ET DES FIGURES

PLANCHES

Planche I

Profil schématique et données analytiques concernant la section 06 W Ovidiu (Plateau de la Dobrogea Méridionale).

A. Composition granulométrique: < 0,002 mm; 0,002—0,02 mm; 0,02—0,2 mm

B. Schéma de la succession des couches de loess et de sols fossiles; ng — sable grossier en %; concrétions de gypse en base.

C. Contenu en humus (h), en CO₂Ca, valeurs du pH.

Planche II

Courbes cumulatives pour:

A. Les 4 couches de loess non affecté par les processus de solification (roche de solification des sols du type chernozem).

B. Les dépôts loessoïdes sur lesquels se sont formés les sols rouges (les uns altérés par la solification).

C. Les argiles préquaternaires

FIGURES

Fig. 1. — Les divers modes de transition des sols fossiles (d'après G. HAASE et H. RICHTER).

1, sol fossile qui passe progressivement au loess, s'effilant d'A vers B; 2, Sol fossile qui passe progressivement au loess, avec morcellement intense; 3, Sol fossile, bien développé dans C, avec intensité diminuante vers A et B; 4, sol fossile, ayant la limite supérieure bien marquée (cas rare); 5, sol fossile ayant la limite inférieure bien marquée (cas rare); 6, sol fossile, constitué par deux fragments; 7, sol fossile, résultat de la convergence (ou la divergence) de deux bandes; 8, sols tranchés avec dépôt discontinu d'un sol récent.

Fig. 2. — Diagramme triangulaire de la composition granulométrique des loess et des sols fossiles, de la coupe 06 W Ovidiu.

LOESS AND FOSSIL SOILS IN SOUTHERN DOBROGEA PLATEAU

BY

M. POPOVATZ, ANA CONEA, I. MUNTEANU, P. VASILESCU

(Abstract)

The present paper concerns a section studied by the above authors in the Quaternary deposits of the Southern Dobrogea Plateau. The section is situated on the Danube—Black Sea watershed. This watershed, with an elevation of 59 m at this point, does not represent the maximum altitude of the Southern Dobrogea Plateau. It represents, however, a well preserved area, with undisturbed layers, relatively unaffected by erosion. There is nothing to show that the sector was flooded during the Quaternary period by the transgression of the sea. Also, the local factors did not make themselves felt and thus the bioclimatic factors played a determinant role in the genesis and evolution of soils. Each strip of soil reflects



the bioclimatic zonal conditions of the period during which it has been formed; the similarity, nearly the identity, of some strips shows that during Quaternary times bioclimatic conditions succeeded periodically on the Dobrogea territory.

The section shows the following succession (Pl. I) :

At the base, Upper Jurassic dolomites covered by a 2 m thick layer of red and gray-black Villafranchian clays, overlain by Quaternary deposits consisting of thin soil strips separated by loess layers. Usually, each strip is composed of two soils, as follows:

The soils group — S I — thick of about 3,75 cm — consisting of two red soils, with a well developed profile, a characteristic argillic, mottling B horizon in which accumulation of manganic oxides as patches and iron and manganese concretions occurs. The oldest soil — SI_1 — has formed on a less thick deposit, and therefore, the parent material was completely affected by the soil-forming process. This soil was formed on a clayey loesslike deposit (see analytical data in tab. 4).

The second buried soil of this group — SI_2 — does not differ genetically from the underlying soil. Both soils were affected by a secondary intense carbonatation. The analytical data, however, (tab. 4 and diagram on pl. I) indicate obviously the horizon of $CaCO_3$ accumulation in each soil.

Below this soil strip, no layer of loess — L I — unweathered by soil-forming process was observed. But it is overlain by a layer of loess — L II — with loamy texture.

The soils group — S II — consists of a Chernozem — SII_1 formed on the loess layer L II overlain by a Red soil — SII_2 — very similar to the buried soil of the SI group. It is formed on a thin, fine-textured deposit, strongly modified by the soil forming process. The Cca horizon of SII_2 soils has penetrated into the underlying soils, SII_1 .

Over this soil group, another loamy loess layer is deposited.

The soils group — SIII — consists of a Chernozem — $SIII_1$ — developed at the upper part of the L III loess layer and of two Red soils as well: the first — $SIII_2$ — well formed, with a well developed argillic B horizon and whose Cca horizon penetrates into the A horizon of the underlying Chernozem. The second soil — $SIII_3$ — slightly outlined, but easy to recognize due to its colour and structure, with a Cca horizon partially penetrated into the red soil $SIII_2$.

Follows the loess layer — L IV — with a coarser texture than the other layers.

The soils group — S IV — consists also of two soils: the lower one — SIV_1 — a Chernozem, and the upper one, a red soil — SIV_2 — similar to the older soils. Follows the loess layer — L V — which represents the parent material of the recent soil — $S V_1$ — a calcareous Chernozem.

Consequently, the authors distinguish two types of fossil soils: Chernozems and Red soils, macroscopically examined in the profiles. The overall succession of loess



layers and fossil soils is illustrated by the analytical data on Table 4. Thus, the mechanical analysis shows textural differences both between the layers and the horizons of soil profiles. The loess layers contain 20% to 25% particles in size less than 0,002 mm and the coarse sand is completely absent. On these layers, soils of Chernozem type have been formed. The Red soils were formed on fine-textured deposits. Pursuing the variation of the clay content (less than 0,002 mm) in Red soils (except for S III₂, which represents a less advanced evolution stage) an intense argillisation within the illuvial horizon is observed, which decreases in intensity downward the profile.

The pre-Quaternary clays have a specific mechanical analysis (s. cumulative curves, pl. II). The plotting of the data on a triangular diagram (Fig. 2) illustrates that the sediments (inclusively the part altered by the soil-forming process) belonging to the last three stages, — III, IV and V — have a less finer and somewhat similar texture, while the oldest sediments have finer texture.

The humus content, although very modified, shows but little variation due to the nature of strips, such as: the layers of loess contain 0,15% to 0,25% humus though they present numerous fine roots; the Red soils have 0,33% to 0,39% humus and the Chernozems 0,45% to 0,59% although the soil colour is dark enough.

The variation curve of the CaCO₂ content, though continuous along the profile, illustrates clearly the horizon of carbonate accumulation for each fossil soil.

The succession of loess layers and fossil soils shows a change of the general climatic conditions. At the time of the loess formation in Dobrogea, there was a cold climate with a very low amount of precipitations, the characteristic process of this phase being the deflation and the transport of dusts. During the formation phase of Chernozems, the climate was probably similar to the present one, when in the respective sector of Dobrogea, the zonal soil is a Chernozem. The phase of the formation of Red soils corresponds to a climate with great differences of humidity between the seasons (very droughty Summers, wet Autumns, Winters and Springs) and relative high mean annual temperatures. Both during the formation of Chernozems and of Red soils, the deposition of dusts was almost inexistant.

In each soil group, a certain order in the succession of phases is observed, namely: on a loess layer — from which a pedogenetically unweathered strip was preserved — a Chernozem was formed; on the latter, on a loesslike deposit with a finer texture than that of the loess, one or two red soils were formed (the only exception being the soil group S I, in which the loess from the base and the overlying Chernozem are absent). By means of this succession, the Quaternary stages could be reconstituted, illustrating the variation of the climatic conditions such as: a cold and dry phase favourable to loess formation, followed by another phase, temperate and relatively dry which permitted the formation of a steppe vegetation leading — as at present — to the formation of Chernozem; a new change of the climatic conditions favoured the



deposition of loesslike material, followed by a phase favouring the occurrence of forests, with the formation of a Red soil with argillic B horizon.

Such succession and regularity result from the general variation of the climate, in relation to the advance and the retreat of the icecap. At present, no sufficient data are available for the determination of the exact age of the different layers. Till up today, two theories exist: C. BRĂTESCU (1933) drew a parallel between the loess layers and the Günz, Mindel, Riss, Würm I and Würm II glaciations (s. page 30 in text) and assigned the fossil soils to the respective interglacial epochs. C. RĂDULESCU (1962) considers the succession of deposits as belonging to the Würm ice-age; (by studying the cavern „La Adam” he distinguishes stages with Arctic fauna and loess formation and interstages with steppe fauna; s. tab. 3).

EXPLANATION OF PLATES AND FIGURES

PLATES

Plate I

Profile and analytical data of section 06 W Ovidiu (Southern Dobrogea Plateau).

A. Mechanical analysis: < 0,002 mm; 0,002–0,02 mm; 0,02–0,2 mm.

B. Scheme of the succession of loess layers and buried soils: ng – coarse sands in %; gypsum concretions.

C. Humus content (h); CO₃Ca content; pH values.

Plate II

Cumulative curves for:

A. The four loess layers unaffected by soil-forming process (parent material of soils of Chernozem type).

B. The loesslike deposits, on which Red soils were formed (some weathered by soil-forming process).

C. The pre-Quaternary clays.

FIGURES

Fig. 1. — Transitions from buried soils to loess (after G. HAASE and H. RICHTER).

1, Buried soil passing gradually into loess, becoming thinner from A to B; 2, Buried soil passing gradually into loess, with intense breaking up.; 3, Buried soil, well developed in C, with diminishing intensity toward A and B; 4, Buried soil with well marked upper limit (rare cases); 5, Buried soil with well marked lower limit (rare cases); 6, Buried soil consisting of two strips; 7, Buried soil resulting from the convergence (or divergencce) of two strips; 8, Truncated soils with discontinuous deposition of recent soil.

Fig. 2. — Triangular diagram of the mechanical analysis of loess and buried soils of the 06 West Ovidiu section.



CONSIDERAȚII ASUPRA ALCĂTUIRII GRANULOMETRICE A SOLURILOR DIN CÎMPIA SOMEȘULUI

DE

H. ASVADUROV, C. CHIȚU, M. OPRÎȘ, P. VASILESCU

Introducere. În cadrul Cîmpiei Tisei, Cîmpia Someșului se individualizează datorită morfologiei sale, fapt care se reflectă și în alcătuirea granulometrică a solurilor și sedimentelor acestei cîmpii.

În general, Cîmpia Tisei a fost studiată, mai ales de geologii maghiari ca: F. FODOR și I. SÜMEGI. Dintre cercetătorii romîni ȘTEFAN MANCIULEA, prezintă cîteva considerațiuni geografice generale privitoare la sectorul studiat de noi (4). ANDREI BOGDAN a arătat rolul Someșului în formarea Cîmpiei Ecedea, subliniind individualitatea și tinerețea cîmpiei (1) și a indicat cîteva criterii de raionare fizico-geografică ale sectorului de nord-est a Cîmpiei Tisei (2). IOAN CRIȘAN și MIRCEA PREDA, menționează că în Cîmpia Someșului principalele roce « generatoare de soluri » sînt: pietrișuri, nisipuri, luturi, mîluri și argile (3).

La rîndul ei, lucrarea de față prezintă pentru prima oară, o hartă a sedimentelor pedogene și unele date analitice privitoare la alcătuirea granulometrică a solurilor formate pe aceste sedimente. În afara prezentării unui material informativ util anumitor probleme de ordin practic, această lucrare poate contribui la clasificarea texturală a solurilor și la cunoașterea evoluției pedogenetice a regiunii.

Deoarece, ca unitate fizico-geografică Cîmpia Someșului depășește teritoriul țării noastre, menționăm că în prezentarea care o facem ne vom referi la sectorul situat în limitele R. P. Romîne¹⁾.

Întocmirea hărții sedimentelor pedogene este rezultatul cercetărilor noastre în teren, sprijinit în mare măsură cu date analitice de laborator. În urma interpretării

¹⁾ În cadrul R. P. Romîne, Cîmpia Someșului ocupă doar 60% din suprafața sa totală.



variațiilor texturale, a peste 1500 profile de sol, s-a ajuns la creerea unităților din legenda hărții alăturate (pl. I). Definitivarea legendei a avut loc după studierea granulometrică a peste 60 profile de sol¹⁾.

Am considerat ca « sedimente pedogene » vechile depozite de suprafață, afectate în prezent de procesele de solificare, care alcătuiesc sedimentul sau materialul parental al solului și al substratului său. Adâncimea maximă, la care au fost luate în considerație variațiile texturale este de 2—2,5 m. Menționăm că am considerat în cazul dat, ca « substrat parental » al solurilor, sedimentele aflate la baza profilelor de sol, în general sub 1,5—1,7 m. Acest substrat litologic (depozit mamă de sol), în mod obișnuit, este mai puțin afectat de procesele de solificare și frecvent influențat de procesele de gleizare freatică.

Poziția geografică a sedimentelor de solificare. Cîmpia Someșului este o cîmpie de divagare fluvială recentă, în zona de subsidență a bazinului panonic. Repartiția sedimentelor de solificare ale cîmpiilor de divagare este legată de evoluția geomorfologică a cîmpiei respective. În felul acesta, poziția lor geografică ne ajută să înțelegem geneza acestor depozite (pl. II).

Sedimentele deluvio-proluviale se întîlnesc pe prispele și tăpșanele joase, la contactul dintre cîmpie și dealuri. Sedimentele proluviale, caracterizează terasele joase și o serie de evantaie de împrăștiere cu suprafețe mici, iar cele aluvio-proluviale evantaiele de împrăștiere mai întinse ca suprafață. Aceste depozite au constituit cîmpiile subcolinare ale Oașului, Gutinului, Făgetului, Homorodului și parțial al cîmpiei subcolinare a Someșului vechi.

Sedimentele aluviale se pot împărți în sedimente aluviale vechi, aflate în sectoarele de divagare ale Someșului vechi și sedimente aluviale relativ mai noi, aflate în sectoarele cîmpiei de divagare a Someșului actual.

Sedimente aluviale lutoase și nisipoase predomină în cîmpia limitrofă a Someșului vechi; este posibil, ca o parte din depozitele nisipoase, aflate la suprafață, mai ales în sectoare cu grinduri fluviale vechi, să fi suferit și o triere eoliană.

Depozite aluviale argiloase se întîlnesc în cîmpiile Șarului și Cigherului; pe alocuri argilele grele, aflate chiar la suprafață, provin probabil din vechi mlaștini drenate în prezent.

Sedimente aluviale, în general mai vechi (cu eluvionarea genetică a argilei dela suprafață), formate din alternanțe lutoase și argiloase, mai nisipoase în substratul solurilor, sînt caracteristice cîmpiilor cu sedimente de interferență: Someșul vechi — Turul și Someșul vechi — Șarul.

1) În lucrare, din cauza asemănării între ele, sînt prezentate sub forma unor diagrame doar 36 de profile.



Sedimente aluviale, relativ mai noi, formate din alternanțe argiloase, se întîlnesc în cîmpiile Someșului nou și Someșul nou — Homorod¹⁾; argilele grele predomină mai ales în sectoare deltaice (spre Ecedea), sau în regiuni de vechi mlaștini drenate (nord-est Dara). Depozitele aluviale sînt reprezentate prin sedimentele argilo-lutoase ale depresiunilor vechilor văi părăsite sau drenate și pietrișurile prispelor aluviale. Cele mai recente sedimente se întîlnesc în luncile actuale, parțial inundabile și sînt alcătuite mai ales din luturi, nisipuri și prundișuri.

În general, se poate spune că de multe ori diferitelor unități morfogenetice, le corespund sedimente cu o anumită alcătuire granulometrică și mineralogică, cu procese de pedogeneză proprii.

Sedimentele pedogene și alcătuirea granulometrică a profilelor de sol. Menționăm că în analizele de laborator, au fost separate fracțiuni conform scării stabilite de ATTERBERG, precum și argila fizică și argila fină după KACINSKI. Stabilirea texturii solurilor și sedimentelor a fost apreciată după clasificarea cunoscută a lui N. A. KACINSKI.

Prezentăm mai jos sedimentele de suprafață, în ordinea grupării lor, după legenda hărții alăturate (pl. II).

Sedimentele nisipoase cu prundișuri mai ales în substrat, sînt formate din sedimente nisipoase, nisip lutoase și lut nisipoase cu prundișuri. Se întîlnesc în cîmpiile relativ mai nisipoase ale Someșului vechi, Someșului actual și în lunca Someșului actual. Aceste sedimente caracterizează prispele aluviale de meandru, unele grinduri izolate și o parte din luncile inundabile sau rar și parțial inundabile. Sînt sedimentele aluviale ale albiilor minore sau majore, aflate în imediată apropiere, față de vechile sau actualele cursuri de apă.

Textura profilelor de sol, bogată în material scheletic, determină separarea unor soluri cu caracter scheletic. Solurile formate pe asemenea depozite sînt soluri silvestre (brune gălbui) pe nisipuri și pietrișuri, care în funcție de adîncimea și drenajul apelor freatice pot fi uneori umezite freatic în substrat. Solurile nu sînt pseudogleizate și orizonturile iluviale, mai roșcate, prezintă uneori doar o tendință slabă de acumulare a argilei.

Sedimentele nisipoase, sînt formate din nisipuri lutoase și frecvent luturi nisipoase (bogate în cuarț și mîce ²⁾). Se întîlnesc în cîmpiile limitrofe ale Someșului vechi și actual și formează în general microrelieful pozitiv al grindurilor fluviatile.

Solurile influențate de textura grosieră a depozitelor, nu oferă posibilități de stagnare mai îndelungată a apei în sol și deci nu provoacă pseudogleizări; de asemenea

¹⁾ Pentru sectorul situat la sud de Homorod, au fost folosite și datele de teren ale tov. Marcela Neacșu, de la Întreprinderea «Prospecțiuni» a Comitetului geologic.

²⁾ Analizele microscopice, în preparat cu nitrobenzen, făcute de FILARETA TUTUNEA-ARICN indică drept minerale predominante cuarțul și mîcele, iar ca mineral accesoriu magnetitul.



solurile nu prezintă o podzolire morfologică vizibilă și sînt relativ sărace în baze. Apa freatică, chiar în cazul cînd se află la mică adîncime, din cauza ascensiunii capilare reduse, provoacă cel mult o umezire ușoară a substratului litologic nisipos, relativ omogen. În schimb un profil nisipos, care nu oferă condiții unei gleizări exogenetice, în cazul cînd prezintă alternanțe argiloase gleizate freatic (cu nivelul hidrostatic al apei la 2—3 m), poate fi considerat ca sol podzolic semigleic sau ca sol silvestru brun podzolit semigleic (exemplu la Bușag—Merișor).

Din analiza granulometrică a cîtorva soluri formate pe aceste sedimente (pl. III-A, profilele nr. 1, 2, 3, 4) se constată că compoziția granulometrică este relativ uniformă pe toată adîncimea profilului.

Cantitatea de argilă este sub 15% în orizontul A, are o ușoară acumulare în orizontul B, fără a depăși însă 20—25%, pentru ca apoi să scadă brusc la 3—7% în orizontul D. Cantitatea de praf este redusă sub 17%. Predomină particulele de nisip fin și grosier cu peste 60% în orizonturile A și B și peste 90% la baza profilului. Cantitatea de nisip grosier, deși este mare la majoritatea profilelor 15—20%, iar la baza profilului 50%, nu conține particole mai mari de 1 mm. Argila fizică < 0,01 mm, este în general sub 20%, exceptînd orizontul de maximă acumulare unde atinge 25—30% și foarte rar, la profile mai bogate în praf, 35%.

Sedimente lutoase cu alternanțe mai nisipoase sau prundișuri mai ales în substrat, sînt formate mai ales către suprafață din luturi ușoare și medii nisipo-prăfoase, uneori cu luturi grele prăfoase. Se întîlnesc mai ales în cîmpia relativ nisipoasă a Someșului vechi și mai puțin în regiunea luncilor înalte a cîmpiei Someșului nou. Aceste sedimente alcătuiesc în general un relief caracterizat printr-un complex de grinduri asociate și relativ estomplate, ceva mai îndepărtate de albiile minore vechi sau actuale ale Someșului.

Solurile formate pe aceste depozite în cîmpia limitrofă a Someșului vechi, sînt soluri, care morfologic se pot încadra în grupa solurilor silvestre brune gălbui podzolite. Aceste soluri sînt pseudogleizate, doar în cazul unor alternanțe lutoase mai fine (lut greu argilo-prăfos). Lipsite de pseudogleizare sau slab pseudogleizate, aceste soluri nu prezintă o podzolire morfologică prea evidentă; în schimb fiind formate pe roce sărace în componente bazice și cu un procent al argilei relativ scăzut sînt soluri nesaturate în baze.

La aceste soluri variația argilei pe adîncimea profilului este aproximativ aceea expusă mai sus; ele au însă o cantitate mai mare de praf, de peste 20—25%, ceea ce face ca argila fizică să fie peste 30%, atingînd 40% în orizontul de maximă acumulare. Cantitatea de nisip fin și grosier este mai scăzută, sub 60%, nisipul grosier nedepășind 7—8%. Compoziția granulometrică a acestor soluri este dată în profilele nr. 5, 6, 7 (pl. III-B).

Sedimente lutoase și argiloase, cu alternanțe mai nisipoase sau prundișuri mai ales în substrat, prezintă rocile de solificare formate mai ales din luturi grele și argile



ușoare. Se întîlnesc dincolo de sectoarele cu sedimente relativ mai grosiere, ale cîmpiei limitrofe a Someșului vechi pînă unde, în cadrul formării aceleiași cîmpii aluviale vechi, au putut ajunge doar sedimente relativ mai fine.

Solurile formate pe aceste depozite sînt soluri derno-podzolice pseudogleizate, frecvent umezite freatic în substrat. Aceste soluri prezintă diferențieri texturale datorită acumulării fracțiunii argiloase migrate din orizontul eluvial și acumulate în orizontul iluvial. Acest fenomen, caracteristic teraselor și Cîmpiei Someșului vechi, este o însușire a solurilor podzolice din această regiune, formate în general pe un relief mai vechi. Raportul dintre conținutul de argilă din orizontul B și cel din orizontul A arată indicii de diferențiere texturală moderată (între 1,4—2) și puternică (2—2,6). Pe relieful mai tînăr solurile nu prezintă diferențieri texturale genetice. Doar solurile mai podzolite (soluri dernoamfigleice podzolite) prezintă diferențiere texturală slabă și moderată¹⁾. Solurile podzolice, care în general au orizontul argilos (argilă ușoară sau medie) impermeabil aproape de suprafață, după un orizont eluvial permeabil (lut ușor sau lut mediu), prin despădurire mai ales, își înrăutățesc drenajul. Lăsate sub fînețe se acoperă cu vegetație de fîneață alcătuită din specii de *Agrostis*, *Juncus*, *Carex*, *Nardus* etc., care la rîndul ei contribuie la înmlăștinirea de suprafață a solului. În folosință agricolă, determinarea adîncimii orizontului de tranziție « A₂Bg » prezintă importanță, deoarece cu cît acest orizont este mai aproape de suprafață, excesul de umiditate se reflectă asupra stratului arabil. În cazul solurilor noastre podzolice, stratul de tranziție se găsește la adîncimea de 30—50 cm, iar la soluri mai puțin podzolite la 20—35 cm.

Diferențierile texturale, pedogenetice sau geologice, sau chiar însuși alcătuirea granulometrică mai argilooasă a profilelor de sol determină gleizarea lor exogenetică. Într-adevăr, în cadrul acestei cîmpii, regimul umidității climatice este favorabil pseudogleizării. După cum am arătat mai sus, solurile nisipoase scheletice, cu posibilități de aerație mai puternică, nu sînt pseudogleizate. Marmorarea datorită apei stagnante se întîlnește la soluri lutoase (mai ales luturi grele) și argiloase. Solurile lutoase din sectorul cîmpiei limitrofe a Someșului vechi (soluri silvestre brune gălbui podzolite) sînt pseudogleizate parțial și slab (predomină procese de oxidare) sau mediu (procesele de oxidare și reducere se echilibrează). În schimb, solurile podzolice, avînd orizonturi argiloase (argile ușoare), prezintă pete de pseudoglei pe întreg profilul (pseudogleizare totală) și cu intensități variate.

De menționat că uneori se poate întîmpla ca un sol să apară mai podzolit și mai gleizat, în mare măsură datorită unor alternanțe texturale. Astfel un sol derno-podzolic amfigleic din zona unor văi afluate Someșului vechi sau nou, apare ca atare, în mare măsură datorită unei alternanțe inițiale de stratificație a depozitelor aluviale.

¹⁾ La soluri dernoamfigleice podzolite, diferențierea texturală moderată este favorizată și de alternanțe texturale mai ușoare de la suprafața solului.

Se pot cita profilele de la Pomi sau Jajib (profilul nr. 10), care sînt mai nisipoase cître suprafață.

În general, solurile prezintă o variație mai mare a cantității de argilă pe adîncimea profilului. Astfel cantitatea de argilă crește de la 16—20% în orizontul A, la 40—50% în orizontul de maximă acumulare, scade apoi treptat cu adîncimea profilului și ajunge la 10% imediat sub 200 cm. Cantitatea de praf, mai puțin variabilă, de la 37—43% în orizontul A, scade la 26—30% în orizontul de maximă acumulare a argilei, fiind mai scăzută sub 200 cm la 8—10%. Ca urmare a procentului ridicat de praf, argila fizică nu scade sub 35% în orizonturile superioare și depășește 55% în orizontul de maximă acumulare. Nisipul fin și grosier, sub 50% în orizontul superior, scade pe adîncimea profilului, ca apoi să crească treptat ajungînd imediat sub 200 cm la 75—85%. Compoziția lor granulometrică este dată în profilele nr. 8, 9, 10, 11, 12 (pl. III-C).

Sedimente lutoase (luturi medii și luturi grele), cu alternanțe argiloase sau nisipoase, mai ales în substrat, se întîlnesc în cîmpia aluvială a Someșului actual. Sînt sedimente mai noi, cu stratificație încrucișată evidentă, relativ mai puțin transformate de procesele de solificare din cauza timpului mai scurt ce a trecut de la depunerea lor. Ele se întîlnesc în sectorul Botiz—Lazuri—Petea; Carașeu—Petin; Oar—Sud Vetiș.

Solurile formate pe aceste depozite sînt soluri silvestre brune gălbui frecvent slab podzolite, uneori pseudogleizate, freatic umede în substrat. Din cauza alcătuirii granulometrice mai lutoase, a tinereții solului și a condițiilor climatice (sectoare cu precipitații medii anuale relativ mai scăzute față de restul cîmpiei) pseudogleizarea se manifestă mai slab. Din cauza alternanțelor mai nisipoase, stratul acvifer este uneori mai coborît, fiind sub 4—5 m. În cazul unor alternanțe de substrat formate din argile și nisipuri, în sectoare cu apa freatică sub 3—5 m, se poate observa prezența temporară a pînzilor de apă suspendată; apa căzută din precipitații se adună în intercalațiile mai nisipoase și este reținută în suborizonturile aflate deasupra stratului argilos practic impermeabil. Solurile formate pe astfel de sedimente au o slabă eluvionare a argilei, de la 20—22% argilă în orizontul A, la 35—36% în orizontul B. Sub 120—140 cm urmează alternanțe grosiere și fine. Compoziția granulometrică este dată de profilele nr. 13, 14, 15 (pl. IV-A).

Sedimente argiloase, cu alternanțe mai lutoase și mai nisipoase, mai ales în substrat, se întîlnesc în regiunea cîmpiilor de confluență Someșul vechi — Turul, Someșul actual — Homorodul — Ecedea și în luncile actuale. În general în sectorul luncilor, chiar la baza profilului de sol, apar alternanțe cu intercalații nisipoase mai evidente; intercalații cu prundișuri se întîlnesc mai ales în sectoarele de lunci înmlăștinite ale Someșului vechi. Profile argiloase mai omogene corespund arealelor larg și ușor depresionare și sectoarelor cu caracter de deltă uscată (Doba). Trebuie să menționăm că în general ca roce de suprafață predomină argilele ușoare și medii. Există



însă, în cadrul acestor unități, sectoare destul de întinse, în care profilele evoluează pe sedimente argiloase în alternanța cărora, chiar de la suprafață, predomină argila grea (fracțiunea $< 0,001$ mm peste 80%). Aceste suprafețe foarte argiloase, corespund suprafețelor înmlăștinite sau vechilor mlaștini în prezent relativ drenate (din cîmpii sau lunci).

Solurile formate pe aceste sedimente mai argiloase, dar cu alternanțe la baza profilelor sînt soluri derno- sau humicoamfigleice și soluri dernopseudo-gleice (cenușii sau brune) uneori podzolite, sau alteori fie salinizate rezidual, fie slab solonetizate în profunzime. De multe ori arealele cu argile grele se pot delimita după soluri mai intens pseudogleizate, care nu prezintă semne de podzolire (majoritatea solurilor dernoamfigleice).

Textura argiloasă a sedimentelor și alteruanțele din substrat, explică în mare măsură o parte din fenomenele legate de aspectul actual al profilelor de sol întîlnite pe aceste depozite. Solurile argiloase grele, în regiunea sedimentelor argiloase deltaice, ca de exemplu la Doba, pun problema separării unor soluri « slotoase ». Este vorba de soluri lipsite de un orizont structurat la suprafață și redus cel mult la suborizontul de arătură. De asemenea, solurile argiloase sînt întotdeauna pseudogleizate pe întreg profilul lor (pseudogleizare totală) și prezintă adeseori suborizonturi puternic pseudogleizate (cu fenomene de reducere intensă), frecvent închise la culoare. Atunci cînd apa freatică este la mică adîncime (2—3,5 m), profilele prezintă la baza lor orizonturi gleizate, frecvent slab solonetizate. Gleizarea însăși se manifestă în mod deosebit, nu numai în funcție de compoziția chimică a apei freactice, al oscilației nivelului hidrostatic, dar și de alcătuirea granulometrică a substratului. Solurile argiloase freatic umede, cu apa la 3—5 m, din cauza argilozității lor, prezintă frecvent o gleizare exo- și endogenetică mai intensă, încît se pot încadra în grupa solurilor dernoamfigleice. În schimb solurile gleizate, cu nivel hidrostatic care oscilează chiar între 2—4 m, cu alternanțe texturale în substrat, apar mai puțin pseudogleizate sau prezintă orizonturi de « glei cu oxidare » ale căror intercalații mai nisipoase sînt pătate cu hidroxizi ferici și de mangan. De asemenea, în cazul profilelor argiloase, care trec treptat spre un substrat mai nisipos, se constată prezența unui suborizont puternic gleizat, adesea de culoare cenușiu-negricioasă (ex. nord Hrip). Acest fenomen se explică prin circulația mai grea a apei peliculare, de la spații capilare mici, către spații capilare mai mari și invers. În felul acesta partea de jos a orizontului argilos, aflat deasupra unui orizont mai nisipos devine un orizont de stagnoglei intercalat (intens pseudogleizat). Culoarea lui închisă uneori, se poate datora fie sulfurilor de fier, fie oxizilor de mangan care precipită într-un mediu reductor la un pH mai alcalin. Este foarte posibil că acest drenaj defectuos al solurilor argiloase cu intercalații mai nisipoase dar gleizate spre bază, în condițiile climatice ale acestei cîmpii, a îngreunat uneori, levigarea sărurilor solubile (exemplu: Cîmpia Cigherului).

Menționăm de asemenea doar în treacăt, că alternanțele texturale contribuie în oarecare măsură la forma concreționării carbonatului de Ca la baza profilelor. În această câmpie, cu o compoziție a apei slab mineralizată de tip bicarbonato-calcic, cu un drenaj natural defectuos, se întâlnesc carbonatări reziduale sub forma de concrețiuni de CO_3Ca în soluri mai argiloase. Adesea concrețiunile dispar spre baza aceluiași profil, când acesta devine mai nisipos și este umezit freatic (ex.: Ardușat), sau prezintă o carbonatare sub formă de « plăci » în cazul unor alternanțe fine de nisipuri cu argile (chiar și la solurile podzolice, la Micula și Agriș), în sectoare cu apa freatică relativ stagnantă.

Aceste soluri sînt mai bogate în argilă, avînd în medie, chiar la suprafață 30—35% la unele și 45—50% la altele. În orizontul de maximă acumulare, argila atinge valori cuprinse între 45—53%. Cantitatea de praf variază în limite restrînse pe adîncimea profilului, aproximativ între 30—40%. Argila fizică nu scade sub 50% în orizontul A și nu depășește 80% în orizontul de maximă acumulare. Nisipul fin și grosier variază relativ puțin pe adîncimea profilului. Compoziția granulometrică este dată în profilele nr. 16, 17, 18, 19, 20, 21 (pl. IV-B).

O mențiune specială trebuie să acordăm solurilor evolute pe argile grele. Sînt soluri foarte bogate în argilă, fără diferențiere texturală. Cantitatea de argilă depășește 60% chiar de la suprafață și se menține ridicată pînă la 100—120 cm; sub această adîncime cantitatea de argilă scade la unele profile repede și ajunge la mai puțin de 20%. Praful cu circa 25—30% la suprafață scade cu adîncimea profilului. Argila fizică depășește 80% variind între 83—90% și ajungînd la unele profile chiar la 95%. Cantitatea de nisip fin și grosier este scăzută, sub 10%, cu variații mici pe profil și crește sub 100—120 cm. Compoziția granulometrică este dată în profilele nr. 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28 (pl. V-A).

Sedimentele de argile ușoare (argilo-prăfoase) prezintă în general profile profunde mai omogene, fără alternanțe texturale. Uneori, doar în vecinătatea dealurilor, în sectoare cu aporturi proluviale, pot apare în profil alternanțe de luturi grele. Aceste sedimente sînt caracteristice câmpiilor subcolinare reprezentate prin terase și evantaie de împrăștiere aluvio-proluvială. Solurile formate pe aceste depozite sînt soluri dernopodzolice, pseudogleizate, puternic diferențiate textural.

Sînt soluri în care trecerea la orizontul cu maximum de acumulare de argilă are loc brusc. Astfel argila, de la 17—20% în orizontul A, crește brusc la 40—50% în orizontul B. După o ușoară scădere într-un B' cantitatea de argilă crește din nou menținîndu-se peste 45—50% pe toată adîncimea profilului. Se remarcă cantitatea ridicată de praf din orizontul A: 38—43%. Argila fizică atinge valori cuprinse între 37—42% în orizontul A și nu scade sub 50% pe adîncimea profilului. Particulele mai mari de 0,02 mm descresc cu adîncimea profilului. Compoziția granulometrică este dată în profilele nr. 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36 (pl. V B).



Un triunghi cu compoziția granulometrică a orizontului A și a orizontului cu maximum de acumulare de argilă — B (fig. 1) ne arată legătura dintre alcătuirea granulometrică, diferențierea texturală și solurile formate pe diferite depozite din Cîmpia Someșului. Totodată se pot face unele observații privitoare la intensitățile

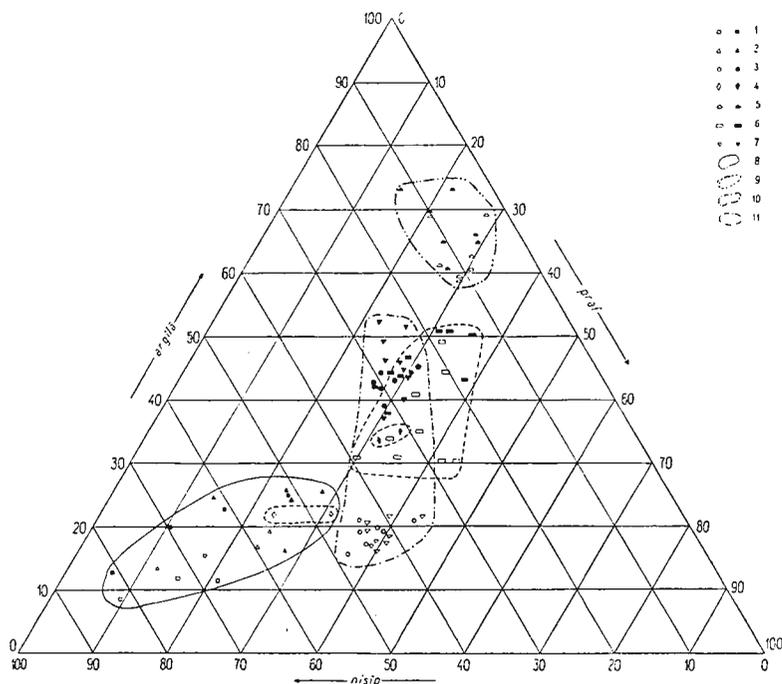


Fig. 1. — Compoziția granulometrică a orizontului A și a orizontului cu maximum de acumulare de argilă din B la solurile din Cîmpia Someșului.

1. Soluri silvestre brune-gălbui, frecvent podzolite, uneori pseudogleizate, pe sedimente luto-nisipoase; 2. soluri silvestre brune-gălbui podzolite, pseudogleizate, pe sedimente lutoase; 3. soluri dernopodzolice, pseudogleizate, pe sedimente lutoase și argiloase; 4. soluri silvestre brune-gălbui, podzolite, uneori pseudogleizate, pe sedimente lutoase (cu alternanțe argiloase și nisipoase); 5. soluri dernoamfigleice, pe sedimente argiloase medii și grele; 6. soluri dernoamfigleice, podzolite, pe sedimente argiloase ușoare și medii; 7. soluri dernopodzolice, pseudogleizate, pe sedimente argiloase ușoare; Semnele din prima coloană indică compoziția granulometrică în orizontul A, iar cele din coloana a doua, compoziția granulometrică din orizontul B; 8. sector ce delimitează soluri cu diferențiere texturală slabă; 9. sector ce delimitează soluri cu diferențiere texturală slabă și moderată; 10. sector ce delimitează soluri cu diferențiere texturală puternică; 11. sector ce delimitează soluri fără diferențiere texturală genetică.

variate ale gleizării solului. În general se poate spune că avem unele soluri care prezintă diferențieri texturale datorită alternanțelor de depozit, însă este foarte evidentă și existența unei diferențieri genetice, mai ales la soluri cu textură mijlocie.



Solurile silvestre brune-gălbui podzolate, solurile dernopodzolice, și solurile dernoamfigleice podzolate prezintă diferențiere texturală moderată și puternică. Dintre acestea solurile dernopodzolice ce prezintă profile cu textură lut greu și argilă ușoară, formate pe sedimente lutoase și argiloase ușoare, prezintă diferențiere texturală

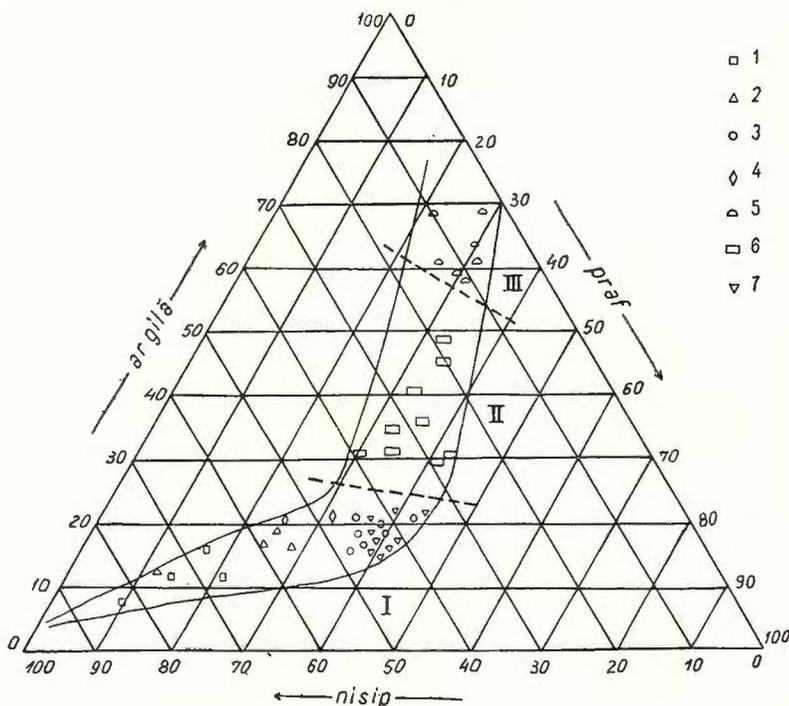


Fig. 2. — Compoziția granulometrică a orizontului A la diferitele soluri din Cimpia Someșului.

1. soluri silvestre brune-gălbui, frecvent podzolate, uneori pseudogleizate, pe sedimente luto-nisipoase.
2. soluri silvestre brune-gălbui, podzolate, pseudogleizate, pe sedimente lutoase;
3. soluri dernopodzolice, pseudogleizate, pe sedimente lutoase și argiloase;
4. soluri silvestre brune-gălbui, podzolate, uneori pseudogleizate, pe sedimente lutoase (cu alternanțe argiloase și nisipoase);
5. soluri dernoamfigleice, pe sedimente argiloase medii și grele;
6. soluri dernoamfigleice, podzolate, pe sedimente argiloase ușoare și medii;
7. soluri dernopodzolice, pseudogleizate, pe sedimente argiloase ușoare.

puternică (indicele de diferențiere texturală > 2). La aceste soluri fenomenul de pseudogleizare apare în orizontul de trecere A/B, fiind mai puternic în orizontul B. Solurile dernoamfigleice podzolate ce prezintă profile argiloase cu alternanțe formate pe sedimente argiloase au o diferențiere texturală slabă și moderată. Datorită faptului că au o cantitate de argilă mai mare, peste 30% chiar din orizontul A, ele sînt pseudogleizate de la suprafață. Solurile silvestre brune-gălbui cu sau fără podzolire ce prezintă profile cu textură nisip-lutos, lut-nisipos sau lut, formate pe sedimente luto-nisipoase sau lutoase, au o slabă diferențiere texturală (indicele de diferențiere texturală $< 1,5$).



Acestea au o slabă pseudogleizare ce apare mai ales la profilele lutoase. Solurile dernoamfigleice cu textură argiloasă formate pe sedimente argiloase cu alternanțe nu prezintă o diferențiere texturală genetică, dar sînt puternic pseudogleizate de la suprafață datorită cantității mari de argilă — peste 60%.

Dacă vom lua în considerare compoziția granulometrică a orizontului A de la diferitele soluri (fig. 2) se observă apariția unui fascicol, care în partea inferioară este restrîns și are o direcție aproape paralelă cu linia ce reprezintă argila, mergînd pînă la linia ce reprezintă 40% de praf. Aici fascicolul își schimbă brusc direcția, se lărgeste și merge paralel cu linia prafului. În partea inferioară a fascicolului (sectorul I) apar soluri silvestre brune-gălbui cu sau fără podzolire formate pe sedimente luto-nisipoase și lutoase și soluri dernopodzolice formate pe sedimente lutoase și argiloase, ce au aproximativ aceeași cantitate de argilă, diferite însă prin procentul de praf ce atinge valori de 35—43% la solurile dernopodzolice. În partea centrală a fascicolului (sectorul II) apar solurile dernoamfigleice podzolite formate pe sedimente argiloase cu alternanțe, și prezintă o creștere a cantității de argilă, praful rămînînd aproximativ în aceleași limite. În partea superioară a fascicolului (sectorul III) apar soluri dernoamfigleice formate pe sedimente argiloase cu alternanțe, bogate în argilă, dar cu un conținut mai redus de praf —25—30%. Rezultă că textura la suprafață a solurilor situate în sectorul I se schimbă datorită creșterii cantității de praf, iar a celor situate în sectoarele II și III, ca urmare a creșterii progresive a cantității de argilă.

Concluzii și recomandări practice. Rezumînd legătura între sedimentele pedogene și alcătuirea granulometrică a profilului de sol, se constată că la diferite grupe de sedimente corespund anumite grupe de soluri.

Pe sedimente luto-nisipoase s-au format soluri silvestre brune-gălbui uneori podzolite, mai rar pseudogleizate freatic umede mai ales în substrat, care prezintă profile de sol luto-nisipoase și nisip lutoase.

Pe sedimente lutoase, avem soluri silvestre brune-gălbui podzolite și pseudogleizate, cu profile lutoase.

Pe sedimente lutoase (mai grele) și argiloase s-au format soluri dernopodzolice pseudogleizate (uneori freatic unede) sau amfigleice cu profile lutoase grele și argiloase ușoare.

Pe sedimente lutoase cu alternanțe, avem soluri silvestre brune-gălbui, uneori slab podzolite și uneori slab pseudogleizate (frecvent freatic umede) cu profile lutoase (cu alternanțe argiloase și nisipoase).

Pe sedimente argiloase cu alternanțe s-au format soluri argiloase, care se prezintă ca soluri dernoamfigleice închise (mai humoase) sau ca soluri dernopseudogleice, atunci cînd la suprafață sînt argile grele; soluri dernoamfigleice podzolite sau soluri brune profund pseudogleizate se formează cînd la suprafață sînt argile ușoare sau medii.



Pe sedimente argiloase ușoare s-au format soluri dernopodzolice pseudogleizate sau amfigleice, cu profile argilo-prăfoase, diferențiate textural (în orizontul A predominantă luturile medii prăfoase).

În această cîmpie există o strînsă legătură între grupele texturale ale sedimentelor, evoluția solurilor și regimul hidric al acestor soluri. Recomandările pe principalele grupe texturale, vor lua în considerație și acest lucru.

Solurile cu texturi nisipoase. Soluri brune pe depozite nisipoase, soluri derno-silvestre de luncă, soluri aluviale și aluviuni formate pe sedimente cu texturi asemănătoare, ocupă suprafețe restrînse în zona limitrofă a Someșului vechi și a Someșului actual. Textura ușoară pe o mare grosime a solului, favorizează un bun drenaj¹⁾ în tot cursul anului. Cea mai mare parte a acestor soluri sînt luate în cultură. Recomandările agrotehnice se referă la refacerea și menținerea unei bune structuri a stratului arat, în prezent distrusă. În acest sens este indicată sola inerbată și executarea lucrărilor agrotehnice la intervale de timp cît mai rare și la mică adîncime.

Luturile ușoare și medii sînt texturile solurilor formate pe sedimente lutoase (luturi ușoare și medii cu alternanțe de nisipuri și pietrișuri) ca solurile silvestre brune-gălbui podzolate frecvent pseudogleizate, uneori freatic umede. Cea mai mare parte a solurilor cu aceste texturi sînt localizate pe cîmpiile limitrofe Someșului vechi, în luncile actuale și au în general un drenaj bun. Un drenaj moderat prezintă solurile cu pseudoglei (legat de textura mai grea a orizontului iluvial). Pe aceste soluri, cultivate aproape în întregime, trebuie executate arături adînci în spinări și să se traseze șanțuri cu plugul, pentru scurgerea apei în exces.

Luturile medii și luturile grele (prăfoase) sînt texturile solurilor dernopodzolite pseudogleizate, frecvent freatic umede (formate pe alternanțe de luturi grele și argile ușoare cu alternanțe mai nisipoase sau pietrișuri în substrat) și ale solurilor brune-gălbui uneori podzolate, frecvent pseudogleizate și freatic umede (formate pe luturi medii și luturi grele cu alternanțe argiloase și nisipoase mai ales în substrat). Solurile dernopodzolice sînt localizate pe cîmpii aluviale de veche revărsare, iar cele brune-gălbui, pe cîmpii aluviale de revărsare relativ recentă.

Textura orizonturilor superioare și mai ales a orizonturilor iluviale, determină drenajul imperfect al acestor soluri. Măsurile combinate agrotehnice și ameliorative pot înlătura această deficiență: arături în spinări cu trasarea de șanțuri pentru scurgerea apelor în exces și canale de drenare în lungul tarlalelor. În plus, pentru a evita formarea tălpii plugului, adîncimea arăturii trebuie să difere de la an la an.

Luturile grele și argilele, caracterizează o gamă variată de soluri formate pe sedimente cu textură grea: argile ușoare, medii sau grele, cu alternanțe lutoase și nisipoase. Solurile formate pe aceste sedimente sînt: soluri silvestre brune-gălbui pseudo-

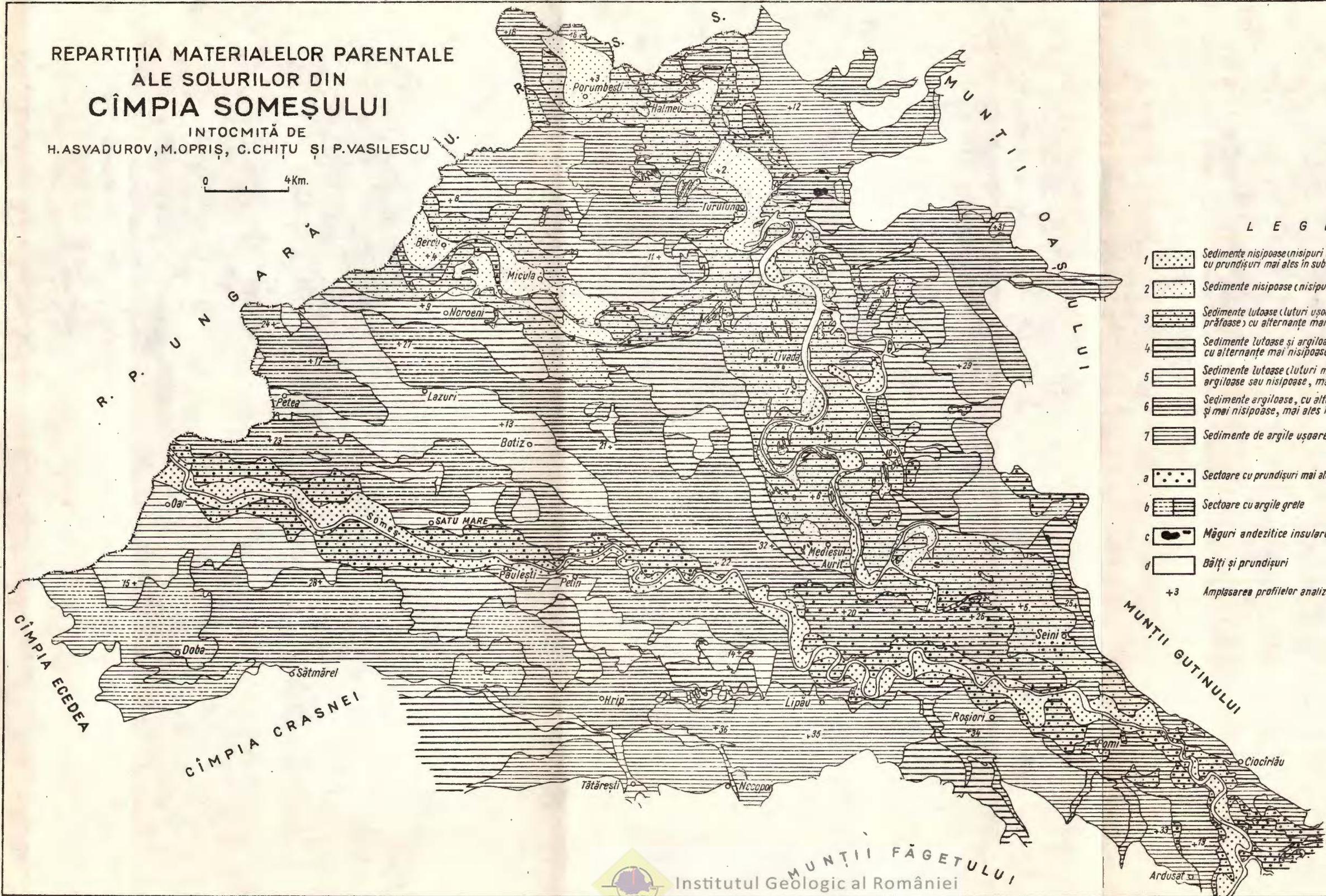
¹⁾ Aprecierea drenajului intern al solurilor a fost făcută după criteriile prezentate de prof. N. CERNESCU în lucrarea «Clasificarea solurilor cu exces de umiditate».



REPARTIȚIA MATERIALELOR PARENTALE ALE SOLURILOR DIN CÎMPIA SOMEȘULUI

INTOCMITĂ DE
H. ASVADUROV, M. OPRIS, C. CHITU ȘI P. VASILESCU

0 4Km.



LEGENDA

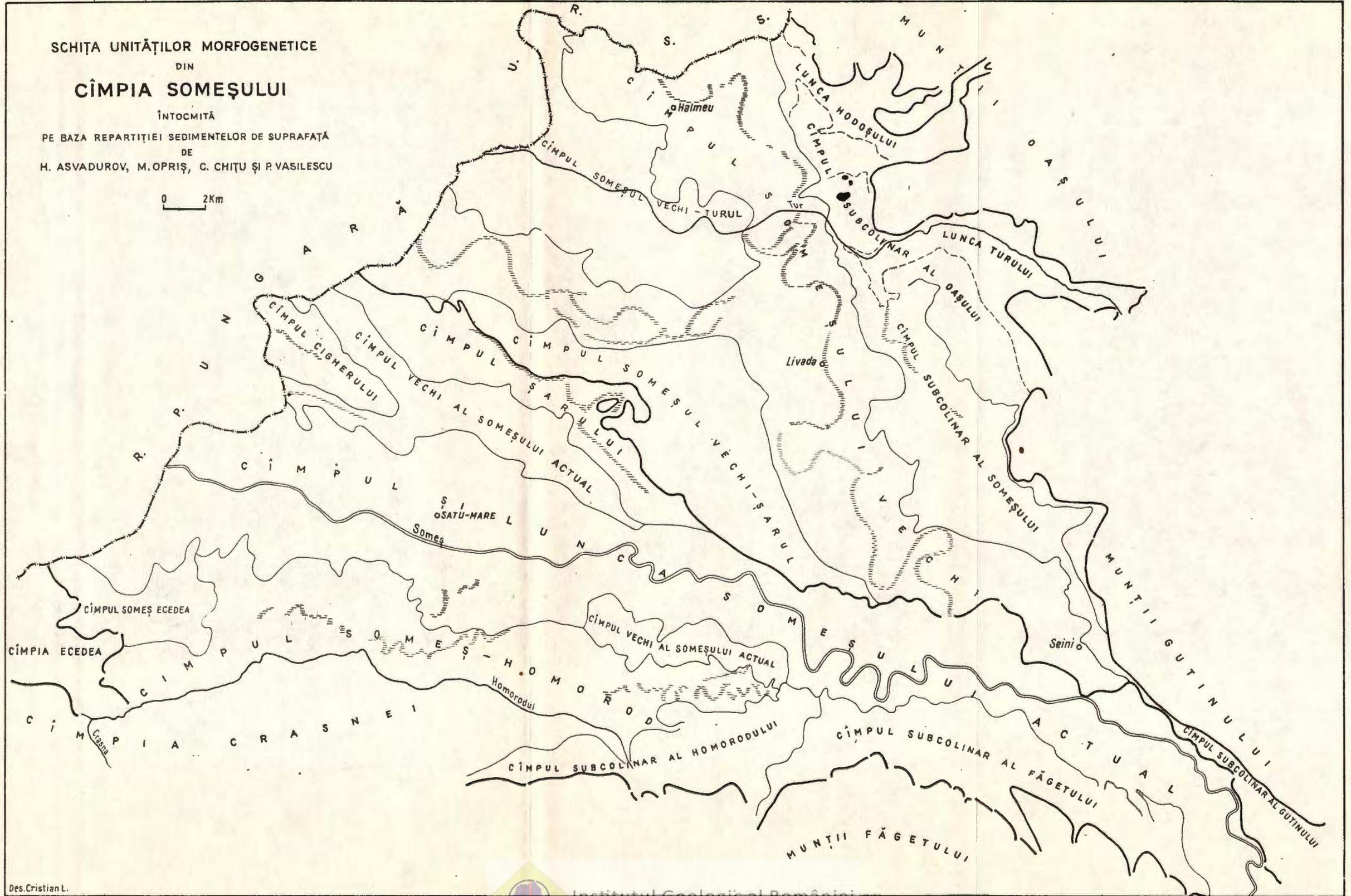
- 1 Sedimente nisipoase (nisipuri lutoase și luturi nisipoase) cu prundișuri mai ales în substrat.
- 2 Sedimente nisipoase (nisipuri lutoase, frecvent luturi nisipoase)
- 3 Sedimente lutoase (luturi ușoare și medii nisipo-prăfoase, uneori cu luturi grele prăfoase) cu alternanțe mai nisipoase sau prundișuri mai ales în substrat.
- 4 Sedimente lutoase și argiloase (luturi grele și argile ușoare), cu alternanțe mai nisipoase sau prundișuri mai ales în substrat.
- 5 Sedimente lutoase (luturi medii și luturi grele), cu alternanțe argiloase sau nisipoase, mai ales în substrat.
- 6 Sedimente argiloase, cu alternanțe mai lutoase și mai nisipoase, mai ales în substrat.
- 7 Sedimente de argile ușoare (argila-prăfoase)
- a Sectoare cu prundișuri mai ales în substrat
- b Sectoare cu argile grele
- c Măguri andezitice insulare
- d Bălți și prundișuri
- +3 Amplasarea profilurilor analizate, reprezentate în planșele 3,4,5

SCHIȚA UNITĂȚILOR MORFOGENETICE
DIN
CÎMPIA SOMEȘULUI

ÎNTOCMITĂ

PE BAZA REPARTIȚIEI SEDIMENTELOR DE SUPRAFAȚĂ
DE
H. ASVADUROV, M. OPRIS, C. CHITU ȘI P. VASILESCU

0 2Km



Des. Cristian L.

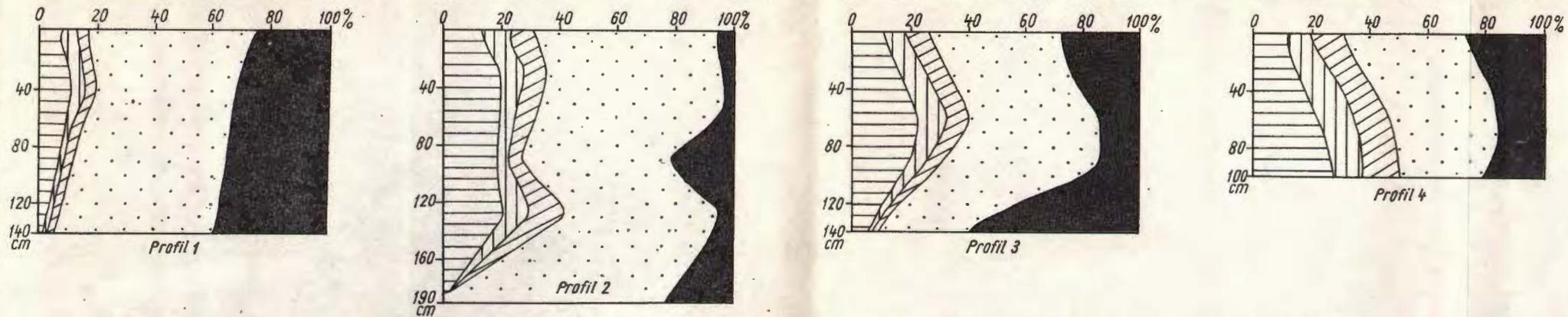
COMITETUL GEOLOGIC : Studii tehnice și economice seria C.12



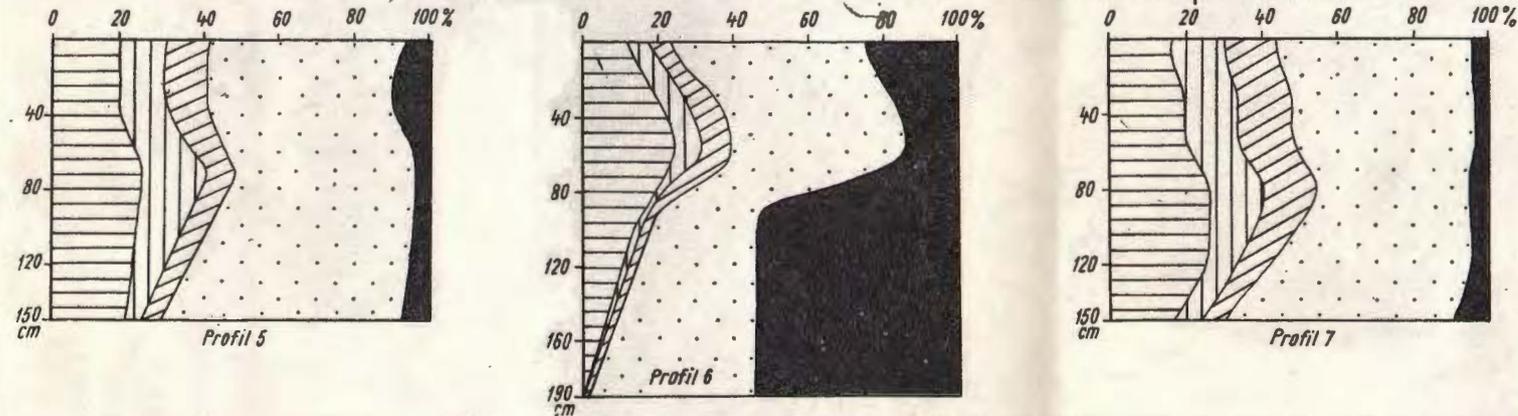
Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Comit. Geol.

A — COMPOZIȚIA GRANULOMETRICĂ A SOLURILOR FORMATE PE SEDIMENTE NISIPOASE (NISIPURI LUTOASE, FRECVENT LUTURI NISIPOASE)

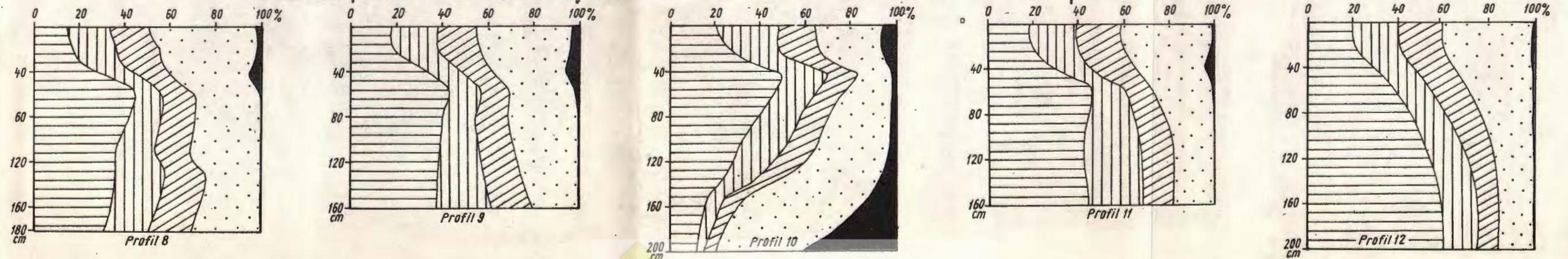


B — COMPOZIȚIA GRANULOMETRICĂ LA SOLURI FORMATE PE SEDIMENTE LUTOASE (LUTURI UȘOARE ȘI MEDII NISIPO-PRĂFOASE, UNEORI CU LUTURI GRELE PRĂFOASE), CU ALTERNANȚE MAI NISIPOASE SAU PRUNDIȘURI MAI ALES ÎN SUBSTRAT

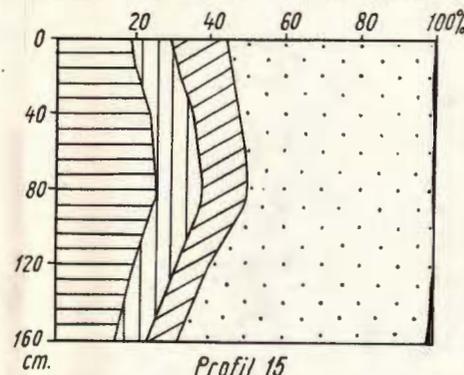
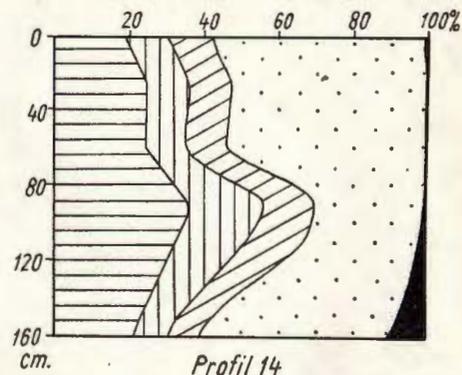
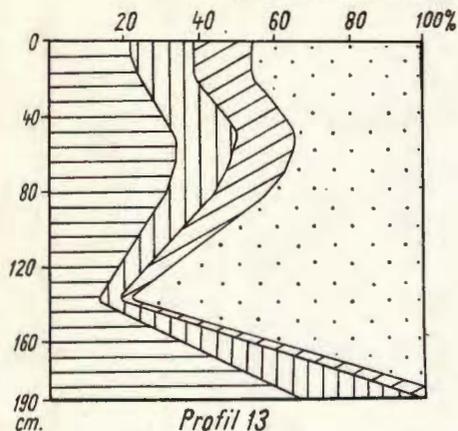


- LEGENDA**
- 1 Argilă (particule <math>< 0.002 \text{ mm}</math>)
 - 2 Particule 0.002 - 0.01 mm
 - 3 Particule 0.01 - 0.02 mm
 - 4 Nisip fin (particule 0.02 - 0.2 mm)
 - 5 Nisip grosier (particule 0.2 - 2 mm)

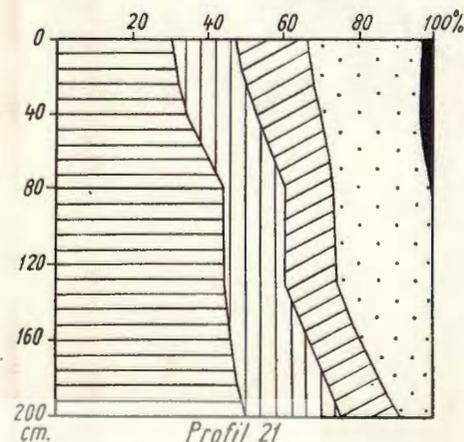
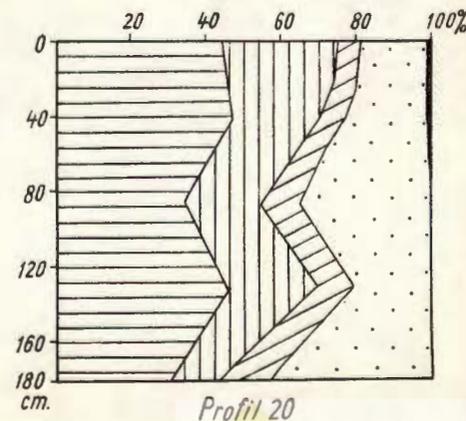
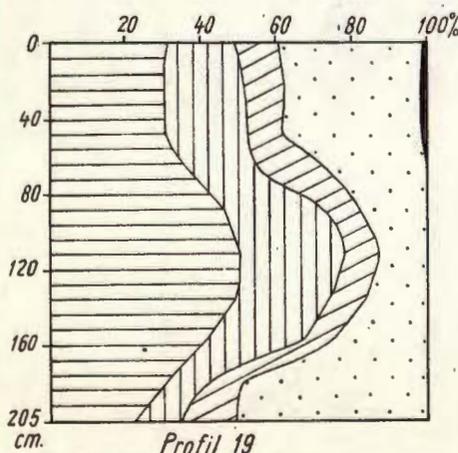
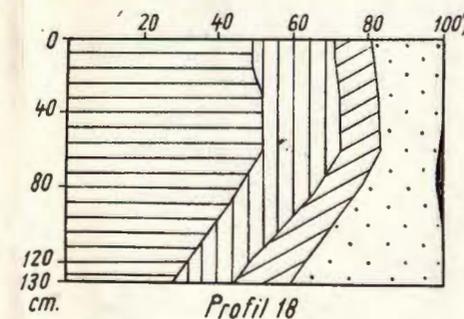
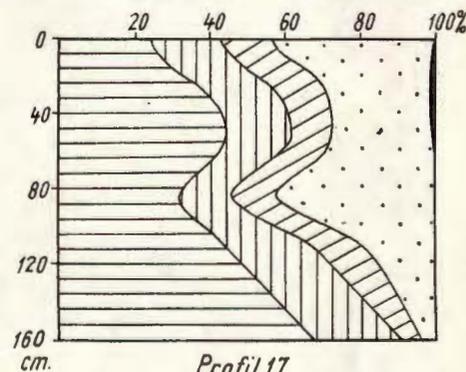
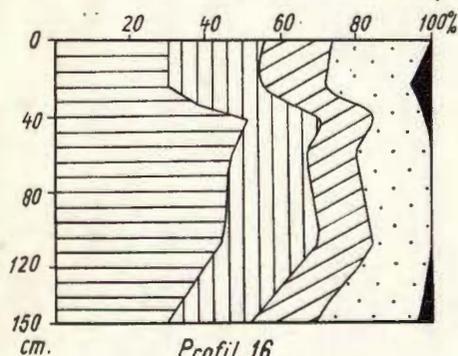
C — COMPOZIȚIA GRANULOMETRICĂ A SOLURILOR FORMATE PE SEDIMENTE LUTOASE ȘI ARGILOASE



A – COMPOZIȚIA GRANULOMETRICĂ A SOLURILOR FORMATE PE SEDIMENTE LUTOASE (LUTURI MEDII ȘI LUTURI GRELE), CU ALTERNANȚE ARGILOASE SAU NISIPOASE, MAI ALES ÎN SUBSTRAT.



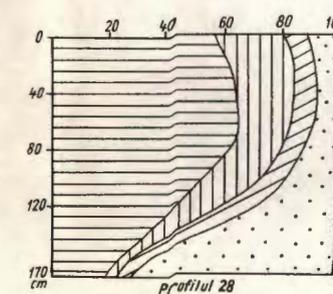
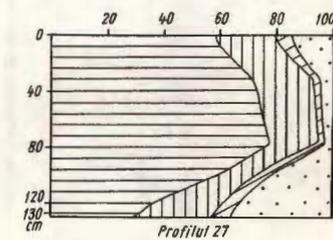
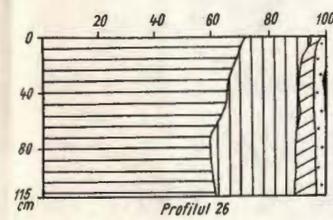
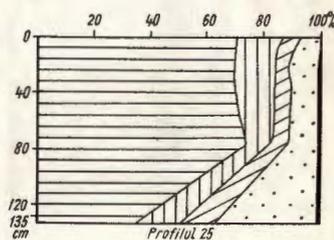
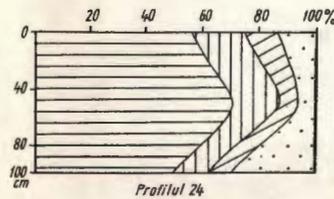
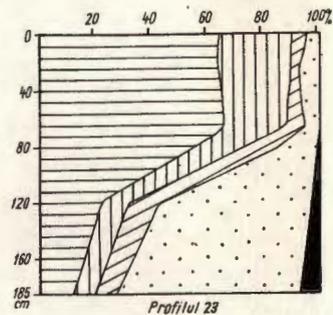
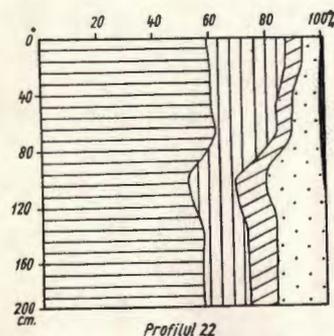
B – COMPOZIȚIA GRANULOMETRICĂ A SOLURILOR FORMATE PE SEDIMENTE ARGILOASE, CU ALTERNANȚE MAI LUTOASE ȘI MAI NISIPOASE, MAI ALES ÎN SUBSTRAT



L E G E N D A

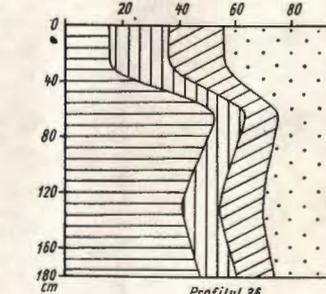
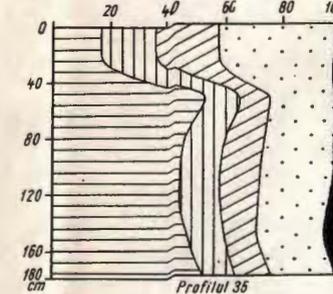
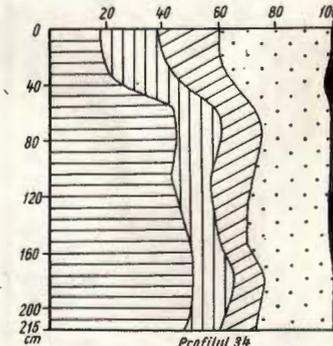
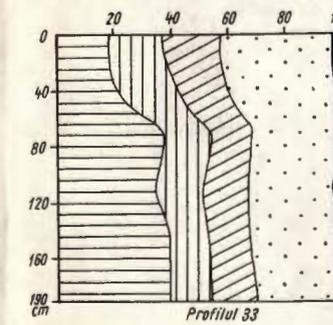
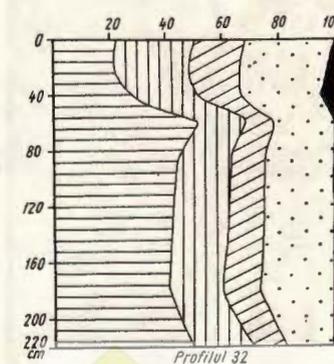
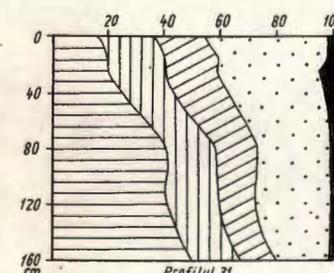
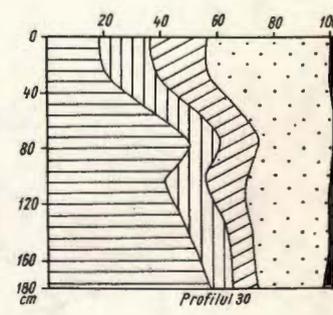
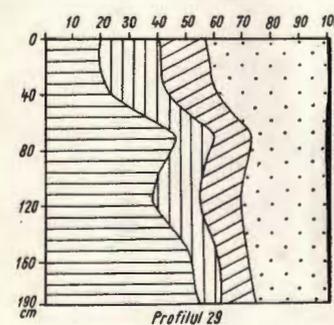
- 1 Argilă (particule < 0,002 mm.)
- 2 Particule 0,002 - 0,01 mm.
- 3 Particule 0,01 - 0,02 mm.
- 4 Nisip fin (particule 0,02 - 0,2 mm.)
- 5 Nisip grosier (particule 0,2 - 2 mm.)

A – COMPOZIȚIA GRANULOMETRICĂ A SOLURILOR FORMATE PE SEDIMENTE ARGILOASE GRELE



- LEGENDA**
- 1 Argilă (particule <math>< 0,002\text{ mm}</math>)
 - 2 Particule $0,002 - 0,01\text{ mm}$
 - 3 Particule $0,01 - 0,02\text{ mm}$
 - 4 Nisip fin (particule $0,02 - 0,2\text{ mm}$)
 - 5 Nisip grosier (particule $0,2 - 2\text{ mm}$)

B – COMPOZIȚIA GRANULOMETRICĂ A SOLURILOR FORMATE PE SEDIMENTE ARGILOASE UȘOARE (ARGILE PRĂFOASE)



gleizate, soluri dernopodzolice amfigleice, soluri dernoamfigleice frecvent podzolite, humicoamfigleice, soluri dernopodzolice pseudogleizate și soluri dernospseudogleice.

Toate solurile de mai sus sînt caracterizate printr-un drenaj slab, determinat de texturile grele, care măresc impermeabilitatea solului, și de prezența stratului de apă freatică relativ aproape de suprafață. În acest sens, principala recomandare se referă la executarea unei rețele de canale pentru evacuarea excesului de apă. Menționăm că în unele sectoare astfel de canale există, dar nu sînt întreținute în bune condițiuni. Ele trebuiesc extinse și încadrate în rețele (sisteme) de canale. Propunem, pentru solurile de la sud de Someș, o rețea de canale, care să fie legate de canalul Homorod, colector principal. Canalele de drenare de la nord de Someș pot forma mai multe rețele, folosindu-se drept colectori principali: Valea Turului, Someșul vechi, Valea Șarului și Someșul actual.

Drenajul solurilor din această grupă texturală determină și folosința lor. Cele mai slab drenate, situate pe văi sau largi depresiuni, sînt folosite ca pășuni și finețe. Solurile situate pe cîmpii întinse sînt luate în cultură. Pentru îmbunătățirea regimului apei sînt necesare lucrări adînci, în spinări, (adîncimea arăturii va fi diferită de la an la an pentru a nu se forma hardpan) și lucrări de subsolaj.

Pe suprafețele ocupate de astfel de soluri, apar în depresiuni soluri cu drenaj foarte slab, cu tendință de turbificare. Drenarea acestor soluri se face în cadrul măsurilor generale arătate mai sus.

Recomandări generale privind sortimentul de plante. Solurile cu drenaj bun (texturi ușoare-medii) pot fi cultivate în special cu prășitoare: sfeclă de zahăr, porumb, floarea soarelui, cartofi, tutun, lupin. În zona luncilor, se vor extinde culturile legumicole. Pentru solurile cu structura degradată se recomandă amestecuri de *Agrostis tenuis*, *Dactylis glomerata*, *Trifolium pratense* și borceag de primăvară.

Solurile cu texturi grele, care au și un regim al apei deficient și nu se pot lucra în bune condițiuni decît în perioade scurte, vor fi cultivate de predilecție cu păioase, (grîu, orz). Se pot cultiva cu rezultate bune trifoiul (mai ales sub grîu) mazăricea și ghizdeul.

Recomandări generale privind folosirea îngrășămintelor. Pe solurile cu textură ușoară (atît în stratul arat cît și în restul profilului) trebuie aplicat gunoiul de grajd bine fermentat, în doze mici (10—15 tone) la intervale scurte 1—2 ani. Pe solurile cu textură grea, gunoiul de grajd trebuie să fie semifermentat în cantități de 30—40 tone, pe interval de 3—4 ani.

În privința îngrășămintelor minerale, se recomandă aplicarea lor diferențiat, după gradul de solubilitate (desigur ținînd seamă de înzestrarea solurilor cu elemente nutritive și de aciditate). Pe solurile cu texturi ușoare, permeabile, trebuie date îngrășăminte mai puțin solubile, în doze mai mici, fazial. Pe solurile cu textură grea cu permeabilitate redusă, unde nu există pericolul spălării îngrășămintelor, dozele pot fi mai mari, iar solubilitatea îngrășămintelor mai redusă.



Menționăm că o mare parte a solurilor din Cîmpia Someșului sînt acide; îngrășămintele care se aplică ar trebui să prezinte o reacție fiziologică bazică. Pentru solurile cu aciditate mare, se recomandă administrarea amendamentelor de calciu, amestecate cu gunoiul de grajd.

BIBLIOGRAFIE

1. A. BOGDAN. Cîteva considerațiuni fizico-geografice și economico-geografice asupra Cîmpiei Ecedea. *Probleme de geografie*. Vol. V, București 1957.
2. — Contribuție la raionarea fizico-geografică a Cîmpiei Tisei. *Bul. Universităților «V. Babeș» și «Bolyai» Cluj, seria șt. naturale*, vol. II, nr. 4—2, 1957.
3. I. CRIȘAN și M. PREDĂ. Solurile raionului Satu Mare. *Studii și cercetări de agronomie*. Cluj 1960.
4. ST. MANCIULEA. Cîmpia Tisei. *Buletinul societății romîne de geografie*. Tomul LVII, București. 1938.

ОБСУЖДЕНИЯ В СВЯЗИ С МЕХАНИЧЕСКИМ СОСТАВОМ ПОЧВ СОМЕШСКОЙ РАВНИНЫ

Х. АСВАДУРОВ, К. КИЦУ, М. ОПРИШ, П. ВАСИЛЕСКУ
(Краткое содержание)

В настоящей работе авторами была представлена карта почвообразовательных пород для Сомешской равнины и некоторые аналитические данные касающиеся механического состава почв, образовавшихся на этих породах.

Распределение материнских пород связано с геоморфологической эволюцией равнины и с географическим положением, которые способствуют познанию их генезиса.

На основании классификации Н. А. Качинского поверхностные материнские породы (от 0,5 м до 2,5 м) группируются следующим образом: гравелисто-песчаные отложения, особенно в субстратах, образовавшиеся из песчаных отложений, супеси, гравелистых суглинков, на которых образовались лесные почвы, скелетного характера;

песчаные отложения образовавшиеся из супеси и легких песчаных суглинков, на которых формировались лесные почвы с относительно равномерным механическим составом, в которых преобладает, более 60%, тонко и грубозернистого песка;

суглинистые отложения, с более песчаными или гравелистыми чередованиями, в особенности в субстрате, сформированные из легко — и среднепесчано-пылеватых суглинков, на которых образовались лесные буро-



желтоватые подзолистые почвы; преобладает тонко и грубозернистый песок, а физическая глина достигает 40% в горизонте В;

суглинистые и глинистые отложения, с более песчаными или гравелистыми чередованиями в особенности в субстрате, (формированные, главным образом из тяжелых и легких суглинков). Дерновоподзолистые почвы, образовавшиеся на этих отложениях, представляют на профиле педогенетические дифференциации механического состава, преобладают глина и пыль: физическая глина не уменьшается ниже 35% в горизонте А и превосходит 55% в горизонте В;

глинистые отложения, с суглинистыми или песчаными чередованиями в особенности в субстрате, (формированные из средних и тяжелых суглинков). Образовавшиеся почвы — это буро-желтоватые, слабо подзолистые лесные почвы, представляющие слабую миграцию глинистых фракций в профиле;

суглинистые отложения, с глинистыми и песчаными чередованиями, в особенности в субстрате (преобладают легкие и средние глины). Выявлены также дерново — или перегнойно — амфиглеевые почвы, дерново псевдооглеенные, иногда оподзоленные в которых механически преобладают глинистые частицы; физическая глина не уменьшается ниже 50% в горизонте А и не превосходит 80% во всю глубину профиля;

легкоглинистые отложения (глинисто-пылеватые) представляют глубокие профили без чередований. На этих отложениях были выявлены авторами дерноподзолистые, псевдооглеенные почвы, генетически интенсивно дифференцированные.

Преобладают частицы пыли и глины: физическая глина достигает 40% в А и не уменьшается ниже 50% во всю глубину профиля.

На основании проведенных исследований над почвообразовательными отложениями, авторы устанавливают, что различным группам отложений соответствуют определенные группы почв. Познание этих групп отложений и почв является очень важным в выборе способа использования почвы, агротехники культур и мелиоративных работ.

ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ И РИСУНКОВ

ЧЕРТЕЖИ

Чертеж I

Карта распределения материнских пород почв Сомешской Равнины.

1, Песчаные отложения (супеси и суглинки) с гравием в особенности в субстрате; 2, Песчаные отложения (супеси, часто — легкие песчанистые суглинки); 3, Глинистые отложения (легкие и средние песчано-пылеватые суглинки, иногда с тяжелыми,



пылеватыми суглинками) с более песчаными или гравелистыми чередованиями в особенности в субстрате; 4, Глинистые и суглинистые отложения (тяжелые и легкие суглинки), с более песчаными или гравелистыми чередованиями в особенности в субстрате; 5, Суглинистые отложения (средние и тяжелые суглинки с аргиллитовыми или песчаными чередованиями, в особенности в субстрате, 6, Глинистые отложения с более глинистыми и более песчаными чередованиями, в особенности в субстрате; 7, Отложения легкой глины (глинисто-пылеватые). *a*, гравий, *e*, секторы с тяжелыми глинами, *c*, андезитовые островные выходы на поверхность. *d*, пруды и гровельники. *e*, месторасположение анализированных профилей, изображенных на чертеже.

Чертеж II

Карта морфогенетических единиц Сомешской Равнины составлена на основании распределения материнских пород.

Чертеж III

А, Механический состав почв, образовавшихся на песчаных отложениях (супеси, часто суглинки).

В, Механический состав почв, образовавшихся на глинистых отложениях (легкие и средние песчано-пылеватые суглинки, иногда с тяжелыми пылевыми суглинками) с более песчаными или гравелистыми чередованиями, в особенности в субстрате.

С, Механический состав почв, образовавшихся на глинистых и суглинистых отложениях.

1, глина (частицы $< 0,002$ мм); 2, частицы $0,002—0,01$ мм; 3, частицы $0,01—0,02$ мм; 4, тонкозернистый песок (частицы $0,02—0,2$ мм); 5, грубообломочный песок (частицы $0,2—2$ мм).

Чертеж IV

А, Механический состав почв, образовавшихся на глинистых отложениях (средние и тяжелые суглинки) с суглинистым или песчаным чередованием, в особенности в субстрате.

В, Механический состав почв образовавшихся на глинистых отложениях с более глинистыми или песчаными чередованиями в особенности в субстрате.

1, глина (частицы $< 0,002$ мм); 2, частицы $0,002—0,01$ мм; 3, частицы $0,01—0,02$ мм; 4, тонкозернистый песок (частицы $0,02—0,2$ мм); 5, грубообломочный песок (частицы $0,2—2$ мм).

Чертеж V

А, Механический состав почв, образовавшихся на тяжелых глинах.

В, Механический состав почв, образовавшихся на легких глинах (пылеватые глины).

1, глины (частицы $< 0,002$ мм); 2, частицы $0,002—0,01$ мм; 3, частицы $0,01—0,02$ мм; 4, тонкозернистый песок (частицы $0,02—0,2$ мм); 5, грубообломочный песок (частицы $0,2—2$ мм).

РИСУНКИ

Рис. 1. — Механический состав горизонта А и горизонта максимального накопления глин в В на почвах Сомешской Равнины.

1, Буро-желтоватые лесные почвы, часто оподзоленные, иногда псевдооглеенные на отложениях суглинков; 2, Буро-желтоватые, оподзоленные, псевдооглеенные.



лесные почвы на глинистых отложениях; 3, Дерновоподзолистые, псевдоглеевые на глинистых и суглинистых отложениях; 4, Буро-желтоватые оподзоленные, иногда псевдоглеевые лесные почвы на глинистых отложениях (с глинистыми и песчаными чередованиями); 5, Дерново-амфиглеевые почвы на средних и тяжелых глинистых отложениях; 6, Дерново-амфиглеевые, оподзоленные почвы на легких и средних глинистых отложениях; 7, Дерново-подзолистые, псевдоглеевые почвы на легких глинистых отложениях. Знаки первой колонки указывают механический состав в горизонте А, а знаки второй — механический состав горизонта В; 8, Участок, выделяющий почвы со слабой дифференциацией механического состава; 9, Участок, выделяющий почвы со слабой и средней дифференциацией механического состава; 10, Участок, выделяющий почвы с интенсивной дифференциацией механического состава; 11, Участок, выделяющий почвы без генетической дифференциации механического состава.

Рис 2. Механический состав горизонта А на различных почвах Сомешской Равнины.

1, Буро-желтоватые лесные почвы, часто оподзоленные иногда псевдоглеевые на суглинистых отложениях; 2, Буро-желтоватые, оподзоленные, псевдоглеевые лесные почвы на глинистых отложениях; 3, Дерново-подзолистые, псевдоглеевые почвы на глинистых и суглинистых отложениях; 4, Буро-желтые, оподзоленные лесные почвы, иногда псевдоглеевые на глинистых отложениях с глинистыми и песчаными чередованиями; 5, Дерново-амфиглеевые почвы на средних и тяжелых глинистых отложениях; 6, Дерново-амфиглеевые, оподзоленные почвы на легких и средних глинистых отложениях; 7, Дерново-подзолистые, псевдоглеевые почвы на легких глинистых отложениях.

CONSIDÉRATIONS SUR LA COMPOSITION GRANULOMÉTRIQUE DES SOLS DE LA PLAINE DU SOMEȘ

PAR

H. ASVADUROV, C. CHIȚU, M. OPRİȘ, P. VASILESCU

(Résumé)

Cet ouvrage présente la carte des sédiments pédogénétiques de la plaine du Someș ainsi que certaines données analytiques sur la composition granulométrique des sols formés sur ces sédiments.

La répartition des sédiments se rattache à l'évolution géomorphologique de la plaine et la position géographique contribue à la connaissance de leur genèse.

D'après la classification de N. A. KACINSKI, les sédiments de surface ont été divisés par groupes, à savoir:

Des sédiments sableux avec des graviers surtout dans le substratum, comprenant des sédiments sableux, sablo-limoneux et limono-sableux à graviers, sur lesquels se sont formés des sols sylvestres à caractère squelettique.

Des sédiments sableux renfermant des sables limoneux et des limons sableux, sur lesquels se sont formés des sols sylvestres à composition granulométrique, relativement uniforme, à dominance de sable fin et grossier (plus de 60%).



Des sédiments limoneux avec des alternances plus sableuses ou des graviers surtout dans le substratum, comprenant des limons légers et moyens, sablo-poussiéreux, sur lesquels se sont formés des sols sylvestres, brun-jaunâtre, podzolisés. Domine le sable fin et grossier, tandis que l'argile physique constitue 40% de l'horizon B.

Des sédiments limoneux et argileux avec des alternances plus sableuses ou des graviers surtout dans le substratum. Ils sont formés principalement de limons lourds et d'argiles légères. Le long du profil, les sols podzoliques formés sur ces sédiments présentent des différenciations texturales à dominance d'argile et de poussière; l'argile physique atteint 35% dans l'horizon A et dépasse 55% dans l'horizon B.

Des sédiments limoneux, à alternances argileuses ou sableuses surtout dans le substratum, sont constitués par des limons moyens et lourds. Les sols formés sont des sols sylvestres, brun-jaunâtre, faiblement podzolisés, qui le long du profil présentent une argile affectée par un faible processus éluvial.

Des sédiments argileux avec alternances limoneuses ou sableuses surtout dans le substratum, à dominance d'argiles légères et moyennes. Apparaissent des sols à gley, ou des sols humifères à amphigley et des sols humifères à pseudogley, parfois podzolisés, à dominance de particules argileuses; l'argile physique atteint 50% dans l'horizon A et ne dépasse pas 80% dans l'horizon B. Dans les sols formés sur les argiles lourdes, l'argile physique dépasse 80% dans toute la profondeur du profil.

Des sédiments d'argiles légères (argilo-poussiéreux) présentent des profils profonds sans alternances. Sur ces sédiments apparaissent des sols podzoliques à gley, des sols à pseudogley et à texture très différenciée. Il y a dominance de particules de poussière et d'argile; l'argile physique atteint 40% dans l'horizon A et ne diminue pas sous 50% dans toute la profondeur du profil.

Basés sur les recherches effectuées sur les sédiments pédogénétiques et les profils de sol, les auteurs constatent qu'aux divers groupes de sédiments se rattachent certains groupes de sols. La connaissance de ces groupes de sédiments et de sols est de grande importance en ce qui concerne l'utilisation du terrain, les procédés agrotechniques des cultures et les travaux d'amélioration.

EXPLICATION DES PLANCHES ET DES FIGURES

PLANCHES

Planche I

Carte de la répartition des matériaux originels des sols de la Plaine du Someș.

1, sédiments sableux (sables limoneux et limons sableux) avec des graviers surtout dans le substratum; 2, sédiments sableux (sables limoneux, fréquemment limons sableux); 3, sédiments limoneux (limons légers et moyens, sablo-poussiéreux, parfois limons lourds, poussiéreux) à alternances plus sableuses ou graviers surtout dans le substratum; 4, sédiments limoneux et argileux (limons



lourds et argiles légères) à alternances plus sableuses ou graviers, surtout dans le substratum); 5, sédiments limoneux (limons moyens et limons lourds) à alternances argileuses ou sableuses, surtout dans le substratum; 6, sédiments argileux à alternances plus limoneuses et plus sableuses surtout dans le substratum; 7, sédiments formés d'argiles légères (argilo-poussiéreux) *a*, graviers; *b*, secteurs à argiles lourdes; *c*, crêtes andésitiques isolées; *d*, mares et graviers; + emplacement de profils analysés, figurés sur les planches.

Planche II

Carte des unités morphogénétiques de la Plaine du Someș rédigée d'après la répartition des sédiments de surface.

Planche III

A, Composition granulométrique des sols formés sur des sédiments sableux (sables limoneux, fréquemment des limons sableux).

B, Composition granulométrique des sols formés sur des sédiments limoneux (limons légers et moyens, sablo-poussiéreux, parfois limons lourds poussiéreux) à alternances plus sableuses ou graviers surtout dans le substratum.

C, Composition granulométrique des sols formés sur des sédiments limoneux ou argileux.

1, argile (particules < 0,002 mm); 2, particules 0,002–0,01 mm; 3, particules 0,01–0,02 mm; 4, sable fin (particules 0,02–0,2 mm); 5, sable grossier (particules 0,2–2 mm).

Planche IV

A, Composition granulométrique des sols formés sur des sédiments limoneux (limons moyens et limons lourds) à alternances argileuses ou sableuses surtout dans le substratum.

B, Composition granulométrique des sols formés sur des sédiments argileux, à alternances plus limoneuses et plus sableuses, surtout dans le substratum.

1, argile (particules < 0,002 mm); 2, particules 0,002–0,01 mm; 3, particules 0,01–0,02 mm; 4, sable fin (particules 0,02–0,2 mm); 5, sable grossier (particules 0,2–2 mm).

Planche V

A, Composition granulométrique des sols formés sur des sédiments argileux lourds.

B, Composition granulométrique des sols formés sur des sédiments argileux légers (argiles poussièreuses).

1, argile (particules < 0,002 mm); 2, particules 0,002–0,01 mm; 3, particules 0,01–0,02 mm; 4, sable fin (particules 0,02–0,2 mm); 5, sable grossier (particules 0,2–2 mm).

FIGURES

Fig. 1. — Composition granulométrique de l'horizon A et de l'horizon B avec accumulation maximum d'argile, dans les sols de la Plaine du Someș.

1, sols sylvestres brun jaunâtre, fréquemment podzolisés, parfois à pseudogley, sur des sédiments limono sableux; 2, sols sylvestres brun jaunâtre, podzolisés, à pseudogley, sur des sédiments limoneux; 3, sols podzoliques, à pseudogley, sur des sédiments limoneux et argileux; 4, sols sylvestres brun jaunâtre, podzolisés, parfois à pseudogley, sur des sédiments limoneux (avec des alternances argileuses et sableuses); 5, sols à amphigley, sur des sédiments argileux, moyens et lourds; 6, sols podzolisés à amphigley, sur des sédiments légers et moyens; 7, sols podzolisés à pseudogley, sur des sédiments argileux légers. Les signes de la première colonne indiquent la composition granulométrique dans l'horizon A, tandis que ceux de la deuxième colonne montrent la composition granulométrique dans l'horizon B; 8, secteur qui délimite des sols à différenciation texturale faible; 9, secteur qui



délimite des sols à différenciation texturale faible ou modérée; 10, secteur qui délimite des sols à différenciation texturale intense; 11, secteur qui délimite des sols exempts de différenciation texturale génétique.

Fig. 2. — Composition granulométrique de l'horizon A des différents sols de la Plaine du Someș.

1, sols sylvestres brun jaunâtre, fréquemment podzolisés, parfois à pseudogley, sur des sédiments limono-sableux; 2, sols sylvestres brun jaunâtre, podzolisés, à pseudogley, sur des sédiments limoneux; 3, sols dernopodzoliques, à pseudogley, sur des sédiments limoneux et argileux; 4, sols sylvestres brun-jaunâtre, podzolisés, parfois à pseudogley, sur des sédiments limoneux (avec des alternances argileuses et sableuses); 5, sols à amphigley, sur des sédiments argileux moyens et lourds; 6, sols à amphigley, podzolisés, sur des sédiments argileux légers et moyens; 7, sols dernopodzoliques, à pseudogley, sur des sédiments argileux légers.

CONSIDERATIONS ON THE MECHANICAL ANALYSIS OF SOILS IN THE SOMES PLAIN

BY

H. ASVADUROV, C. CHIȚU, M. OPRIȘ, P. VASILESCU

(Abstract)

The paper presents the pedogene sediments map of the Someș Plain as well as some analytical data on the particle size distribution of soils formed on these sediments.

The distribution of these sediments depends on the relief development of the plain while the geographical position accounts for the genesis of sediments.

According to the classification of N. A. KACINSKI, the surface sediments (from 0,5 to 2,5 m) were grouped as follows:

Sandy sediments with gravels mainly in the substratum consisting of sand, loamy-sand and sandy-loam sediments with gravels, on which skeletal forest soils have been formed.

Sandy sediments consisting of loamy sands and sandy loams, on which forest soils of a relatively uniform particle size distribution have been formed. Fine sand and more than 60% coarser sand are dominant.

Loamy sediments with sandy layers or gravels, mainly in the substratum, composed of light loam and sandy loam with silt, on which podzolised Pale Brown Forest soils have been formed; fine and coarse sand prevails, while "physical" clay reaches up to 40% in the B horizon.

Loamy and agrillaceous sediments with sandy layers or gravels especially in the substratum, consisting mainly of heavy loams and light clays.



Along the profile the derno-podzolic soils formed on these sediments show textural differentiation. Clays and silts are the dominant elements; "physical" clay is never less than 35% in A horizon and exceeds 55% in B horizon.

Loamy sediments, with argillaceous or sandy layers, chiefly in the substratum, consist of loams and heavy loams. The overlying soils are Pale Brown, slightly podzolised Forest soils, showing a light eluviation of the clay all along the profile.

Argillaceous sediments, with loamy and sandy layers, mainly in the substratum, in which light clays and clays are prevailing. On these sediments derno-pseudogley soils sometimes podzolised occur, in which argillaceous particles are dominant. The "physical" clay neither diminishes under 50% within the A horizon nor exceeds 80% in the B horizon. In soils formed on heavy clays, "physical" clay exceeds 80% all along the profile.

Light clay sediments (silty clay) give uniform deep profiles. On these sediments, with intense textural differentiation derno-podzolic, pseudogleyed soils have formed. Silt and clay particles prevail; "physical" clay reaches up to 40% in A and never decreases under 50% all along the profile.

Studies carried out both on pedogene sediments and on soil profiles show that to the different groups of sediments correspond certain soil groups. The knowledge of these groups of sediments and soils is very important with respect to the land use, the agrotechnics of cultures and the ameliorative works.

EXPLANATION OF CHARTS AND FIGURES

CHARTS

Chart I

Texture map of the distribution parent materials of soils, in the Someș Plain,

1, sandy deposits (loamy sand and sandy loam) with gravels mainly in the substratum; 2, sandy deposits (loamy sands, frequently sandy loam); 3, loamy deposits (light and medium sandy-silty loams, sometimes with sandy silty heavy loams) alternating with thin sandy layers or gravels especially in the substratum; 4, loamy and argillaceous deposits (heavy loams and light clays) alternating with sandy layers or gravels, chiefly in the substratum; 5, loamy deposits (medium loams and heavy loams, alternating with argillaceous or sandy layers, chiefly in the substratum; 6, argillaceous deposits alternating with loamy and sandy layers, especially in the substratum; 7, light clay deposits (silty clay). *a)* gravels; *b)* sectors with heavy clays; *c)* isolated andesite peaks; *d)* swamps and gravels; +) location of the analysed profiles, plotted on the charts

Chart II

Morphogenetical units map of the Someș Plain based on the distribution of surface sediments.

Chart III

A, Mechanical analysis of soils formed on sandy sediments (loamy sands, frequently sandy loams).



B, Mechanical analysis of soils formed on loamy sediments, alternating with sandy layers or gravels, especially in the substratum.

C, Mechanical analysis of soils formed on loamy and argillaceous sediments.

1, particles $< 0,002$ mm; 2, particles from 0,002 to 0,01 mm; 3, particles from 0,01 to 0,02 mm; 4, particles from 0,02 to 0,2 mm; 5, particles from 0,2 to 2 mm.

Chart IV

A, Mechanical analysis of soils formed on loamy sediments (medium sized and heavy loams) with argillaceous strips, mainly in the substratum.

B, Mechanical analysis of soils formed on argillaceous sediments, alternating with loamy and sandy layers, mainly in the substratum.

1, particles $< 0,002$ mm; 2, particles from 0,002 to 0,01 mm; 3, particles from 0,01 to 0,002 mm; 4, particles from 0,02 to 0,2 mm; 5, particles from 0,2 to 2 mm.

Chart V

A, Mechanical analysis of soils formed on heavy argillaceous sediments.

B, Mechanical analysis of soil formed on light argillaceous sediments (silty clays).

1, particles $< 0,002$ mm; 2, particles from 0,002 to 0,01 mm; 3, particles from 0,01 to 0,02 mm; 4, particles from 0,02 to 0,2 mm; 5, particles from 0,2 to 2 mm.

FIGURES

Fig. 1. — Mechanical analysis of A and B horizon.

1, Pale-Brown Forest Soils, frequently podzolised, sometimes with pseudogley on sandy loam sediments; 2, pseudogleyed, podzolised, Pale Brown Forest Soils on loamy sediments; 3, pseudogleyed derno-podzolic soils on loamy and argillaceous sediments; 4, podzolised, Pale Brown Forest soils, sometimes with pseudogley, on loamy sediments (with argillaceous and sandy layers); 5, derno amphigley soils on clay and heavy clay sediments; 6, podzolised, derno amphigley soils on light clay and clay sediments; 7, pseudogleyed, derno-podzolic soils on light clay sediments.

Signs in the first column show the mechanical analysis in A horizon; those of col. II show the mechanical analysis of B horizon.

8, soils with slightly textural differentiation; 9, soils with slightly and moderately textural differentiation; 11, Soils without textural differentiation.

Fig. 2. — Mechanical analysis of A horizon for different soils of the Someş Plain.

1, Pale Brown Forest soils, frequently podzolised sometimes with pseudogley on sandy loam sediments; 2, Pseudogleyed, podzolised, Pale Brown Forest soils on loamy sediments; 3, Pseudogleyed derno-podzolic soils on loamy and argillaceous sediments; 4, Podzolised, Pale Brown Forest soils, sometimes with pseudogley, on loamy sediments (with argillaceous and sandy layers); 5, Derno-amphigley soils on clay and heavy clay sediments; 6, Podzolised, derno-amphigley soils on light clay and clay sediments; 7, Pseudogleyed, derno-podzolic soils on light clay sediments.



CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA MICROFLOREI SOLURILOR ALPINE ACOPERITE DE ASOCIAȚIA NARDETUM STRICTAE DIN MASIVUL BUCEGI

DE

ELISABETA MISSIRLIU, P. PAPACOSTEA, CONSTANȚA PREDA, VALERIA MANOLESCU,
ELENA POPA, GEORGETA CĂMÎRZAN

În lucrarea de față sînt cuprinse rezultatele obținute în cadrul studiului microflorei solurilor alpine din masivul Bucegi, acoperite de asociații vegetale cu *Nardus stricta*, asociații care acoperă suprafețe întinse atît în munți cît și în alte regiuni din țara noastră. Aceste asociații și solurile pe care sînt instalate au fost studiate în detaliu din punct de vedere geobotanic, agrozootehnic și pedologic (28), studiul microbiologic aducînd o completare a acestor cercetări.

Solurile pe care se instalează asociațiile cu *Nardus stricta* sînt soluri foarte acide în urma intensei debazificări a complexului argilo-humic, avînd în orizontul de suprafață un pH = 3,8—4,0 iar gradul de saturație în baze fiind cuprins între 5—10% rămînînd sub 20% pînă la adîncimea de 70—90 cm. Aceste soluri, care aparțin tipurilor podzol alpin secundar cu înțelenire secundară și brun podzolic cu înțelenire primară, sînt bogate în humus acid, conținutul în humus al orizontului de suprafață avînd valori cuprinse între 5—20%. Raportul C:N este în general mare atîngînd în orizontul B, valori de peste 20. Ele sînt bogate în N total și N hidrolizabil. Din pricina reacției acide a solului nu are loc procesul biologic de nitrificare, iar fosforul se găsește fixat sub formă de fosfați de Al și Fe mai mult sau mai puțin insolubili în condițiile acestor soluri.

Cercetările microbiologice s-au efectuat în 2 faze: cercetarea amănunțită a florei de bacterii și ciuperci în podzolul alpin de la partea superioară a versantului cu expoziție sud-vestică a Văii Dorului, sub cantonul de funicular Piatra Arsă, la o



altitudine de aprox. 1900 m; și cercetarea calitativă a microflorei într-o serie de puncte situate atît pe același versant la înălțimi mai mici, unde asociația *Nardetum strictae* este instalată pe sol brun podzolic, cît și pe culmile Cocora (vîrfurile Pietrosul și Nucet) și Jepii Mici în locuri acoperite cu asociația *Nardetum strictae*. În toate aceste puncte determinările s-au efectuat numai în suborizonturile A_0 (0—3,5 cm) și A_1 (3,5—7,0 cm) acestea fiind cele mai bogate în microorganisme și s-a luat în considerare numai aspectul calitativ. De asemenea au fost recoltate unele probe sub jnepenișuri (*Pinus montana*), instalate pe podzol alpin, pe culmea Piatra Arsă.

Deoarece recoltările efectuate în prima fază a cercetărilor noastre s-au făcut pe toată adîncimea podzolului alpin, dăm mai jos o scurtă descriere a acestui tip de sol. Adîncimile diferitelor suborizonturi variind de la recoltare la recoltare, adîncimile din descriere reprezintă valori medii în care au fost încadrate toate profilele.

- A_0 ; 0—3,5 cm; alcătuit din o pîslă de rizomi și rădăcini printre care s-a depus un material fin nisipos;
- A_1 ; 3,5—7 cm; cenușiu închis, bogat în humus, conținînd un mare număr de rădăcini; nisip fin lutos;
- A_2 ; 7—15 cm; cenușiu deschis, sărac în humus, nisip fin lutos, conținînd numeroase rădăcini;
- B_1 ; 15—20 cm; brun-cafeniu cu acumulare de humus și oxizi de fier conținînd rădăcini fine și fragmente din roca mamă: nisip fin lutos;
- B_2 ; 20—25 cm; brun-ruginiu conținînd mult mai puțin humus și oxizi de fier; nisip fin, mediu scheletic;
- B/D suborizont de trecere treptată spre orizontul D sub 50 cm, alcătuit dintr-un conglomerat grezos puternic alterat, decalcarizat.

Plantele superioare care alcătuiesc individul de asociație situat la partea superioară a versantului cu expoziție sud-vestică a văii Dorului sînt următoarele: *Nardus stricta*, *Deschampsia flexuosa*, *Agrostis rupestris*, *Poa media*, *Anthoxanthum odoratum*, *Potentilla ternata*, *Crocus Heuffelianus*, *Ligusticum Muttelina*; mușchii cei mai frecvenți aparțin genului *Polytrichum* și sînt pe alocurea foarte numeroși iar dintre licheni frecventă este specia *Thamnotia vermicularis*. În *Nardetum strictae* de pe muntele Nucet apare în plus în număr mare *Festuca rubra* și *Veratrum album* iar în număr mai mic și alte plante ierboase.

METODA DE LUCRU

Recoltările s-au efectuat în condiții sterile în diferite perioade ale anului cuprinse între lunile aprilie și noiembrie. Probele s-au recoltat ținîndu-se seama de orizonturile genetice ale solului. Întrucît adîncimea suborizonturilor a prezentat unele variații de la profil la profil, implicit a variat și adîncimea de la care s-au recoltat probele.

Probele de sol s-au recoltat în eprubete sterile cu ajutorul unui cuțit sterilizat în mod frecvent cu alcool. Peretele gropii s-a împropștat la fiecare probă pentru a



evita contaminări de la un orizont la altul. Probele au fost puse în lucru în decurs de 24 ore și numai în cazuri excepționale pînă la 48 ore de la recoltare.

Plăcile au fost însămînțate cu diluții de sol (10^{-1} — 10^{-4} pentru ciuperci și 10^{-3} — 10^{-5} pentru bacterii) și cu particole de sol sau cu diferite fragmente vegetale recoltate de asemenea în eprubete sterile. Numărul de plăci însămînțate cu fiecare diluție folosite pentru determinările cantitative a fost de 4—8.

Mediile întrebunțate pentru determinările cantitative au fost mediul Topping (38) cu extract de drojdie de bere pentru bacterii și mediul cu roz bengal și streptomycină după POCHON (26) pentru ciuperci. Mediile folosite curent pentru izolarea bacteriilor au fost: mediul Topping și mediile specifice pentru grupele fiziologice după POCHON (25) ALLEN (1) și WAKSMAN (41); pentru izolarea ciupercilor s-a folosit mediul cu roz bengal după POCHON, cu și fără adaos de streptomycină, mediul Czapek mediul Cook II după WAKSMAN (41) și un mediu cu extract de malț (30).

Pentru studiul și identificarea speciilor s-au folosit: mediul Topping, mediile bacteriologice obișnuite, Czapek, Cook II, mediul cu extract de malț, hîrtie de filtru pe mediul Czapek fără zaharoză, diferite alte variante ale mediului Czapek, cartoful, pîinea, orezul etc.

Stabilirea frecvenței speciilor de ciuperci. S-a înregistrat prezența fiecărei specii în profilele cercetate, indiferent de diluția în care era obținută, de numărul de colonii prin care era reprezentată sau de adîncimea de la care a fost izolată, o singură colonie în totalitatea plăcilor reprezentînd un profil fiind suficientă pentru a înregistra un rezultat pozitiv.

Stabilirea participării procentuale a diferitelor specii la alcătuirea microflorei («densitatea» speciilor după TRESNER (39)), a fost calculată în detaliu numai la cîteva profile întrucît volumul de lucrări implicat de aceste determinări, necesitînd determinarea fiecărei colonii în parte, este atît de mare încît nu a putut fi executat în mod amănunțit prea des.

Pentru determinările de specii s-au folosit descrierile din diferite monografii, determinatoare sau articole (2, 4, 5, 6, 8, 10, 11, 12, 14, 20, 21, 22, 24, 27, 29, 30, 31, 32, 35, 38, 40, 42).

REZULTATE

Au fost cercetate grupele de bacterii aerobe ce se dezvoltă pe diferite medii:

Mediul Topping (apă peptonată 2,5⁰/₀₀; extract de drojdie uscat 2,5⁰/₀₀; agar).

Dăm mai jos lista de specii izolate pe acest mediu:

Bacillus cereus FRANK, FRANK.

Bacillus mycoides FLÜGGE

Bacillus megaterium DE BARY

Bacillus cohaerens GOTTHEIL



Bacillus subtilis COHN emend. PRAZM.
Bacillus pumilus GOTTHEIL
Bacillus polymyxa (PRAZM.) MIGULA
Bacillus macerans SCHARDINGER
Bacillus circulans JORDAN
Bacillus sphaericus NEIDE
Pseudomonas fluorescens MIGULA
Pseudomonas rathonis GRAY, THORNTON
Pseudomonas arvilla GRAY, THORNTON
Azotomonas fluorescens KRASSILNIKOV
Azotomonas insolita STAPP
Micrococcus aurantiacus (SCHROET.) COHN
Micrococcus luteus (SCHROET.) COHN
Escherichia freundii (BRAAK) YALE
Mycobacterium mucosum KRASSILNIKOV
Mycobacterium citreum KRASSILNIKOV
Mycobacterium luteum (SÖHN.) KRASSILNIKOV
Mycobacterium album SÖHNGEN
Mycobacterium vadosum KRASSILNIKOV
Mycobacterium amethystinum (EISENBERG) KRASSILNIKOV
Nocardia polychromogenes (VALLÉE) WAKSMAN, HENRICI
Nocardia coeliaca (GRAY, THORNTON) WAKSMAN, HENRICI
Corynebacterium sp.
 Specii de actinomycete.

Flora bacteriană care se dezvoltă pe mediul Topping este o floră săracă, așa cum reiese din determinările cantitative efectuate în podzolul alpin cercetat. După cum se vede din tabelul 1 și fig. 1, numărul maxim de bacterii se găsește în suborizontu

TABELUL 1

Număr total de bacterii în milioane/g sol uscat, în diferite probe recoltate în podzolul cu *Nardus stricta*

Suborizont	1957		iulie 1958			1960	
	Oct.	Noiemb.	Profil I	Profil II	Profil III	Sept.	Oct.
A ₀			11,270	7,200	25,350	7,200	3,200
A ₀ -A ₁	9,300	1,600					
A ₁			3,830	4,700	3,000	2,600	2,600
A ₂	5,700	1,000	1,360	1,000	2,000	0,700	1,100
B ₁	0,341	0,060	2,530	0,580	0,300	0,800	0,500
B ₂	0,153	0,020	0,570	0,800	0,230	0,700	0,800
B/D						0,200	0,200



A_0 — A_1 , fiind cuprins între 1.600.000 și 25.000.000 la 1 g sol uscat, nedepășind însă în general cifra de 12.000.000. Sub acest orizont numărul de bacterii scade treptat cu adâncimea, fiind de obicei de ordinul sutelor de mii în suborizonturile B_1 , B_2 și B/D .

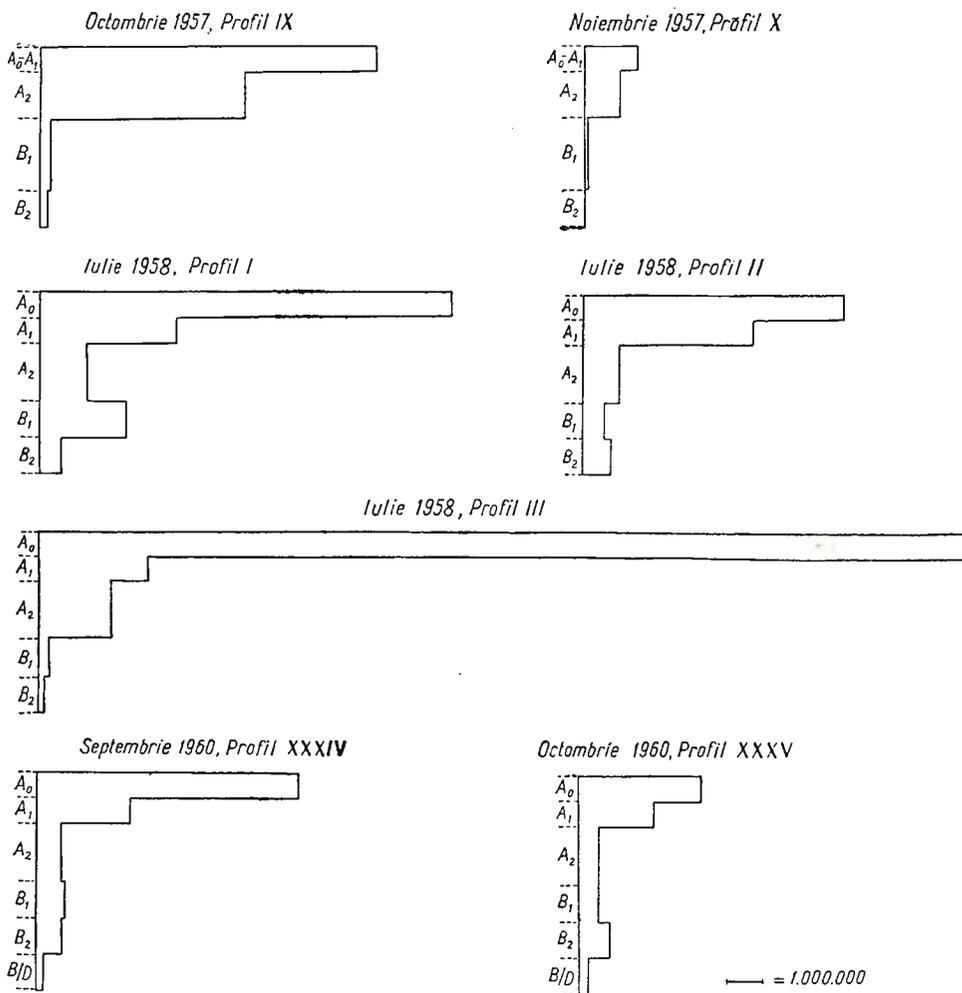


Fig. 1. — Număr total de bacterii în milioane/g sol uscat.

După cum se poate constata din fig. 2 în suborizontul A_1 resp. A_0 — A_1 al aceluiași sol, predomină în general flora nesporulată; în suborizontul A_2 , numărul de nesporulate scade de obicei mai mult decît numărul sporulate, în suborizontul B_1 numărul de bacterii nesporulate crește în oarecare măsură reprezentînd flora predominantă întrucît bacteriile sporulate scad continuu cu adâncimea.



Calculînd componența florei bacteriene în procente (fig. 3) se poate observa următorul fapt: în suborizontul A_2 apare în mod regulat o predominanță netă a florei sporulate aeri și o scădere bruscă a florei nesporulate.

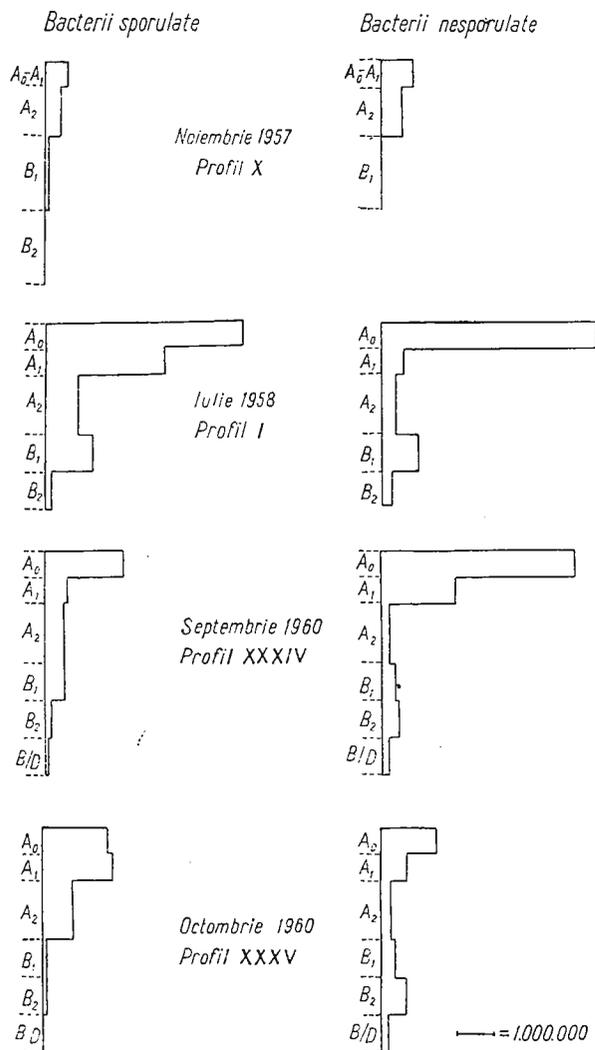


Fig. 2. — Număr total de bacterii sporulate și nesporulate în milioane/g sol uscat.

Se poate presupune că alcătuirea procentuală a florei bacteriene în diferitele orizonturi ale solului studiat este influențată atât de proprietățile fiziologice ale bacteriilor componente cât și de condițiile ecologice. Flora nesporulată, reprezentată în

special prin genul *Pseudomonas*, (tabel 2), dispune de un echipament enzimatic bogat și variază care-i permite să folosească drept surse de azot și de carbon o varietate mare de substanțe (azot mineral, organic sau molecular precum și compuși volatili ai carbonului (hidrocarburi), aminoacizi, glucide etc). În condiții de sărăcie a mediului

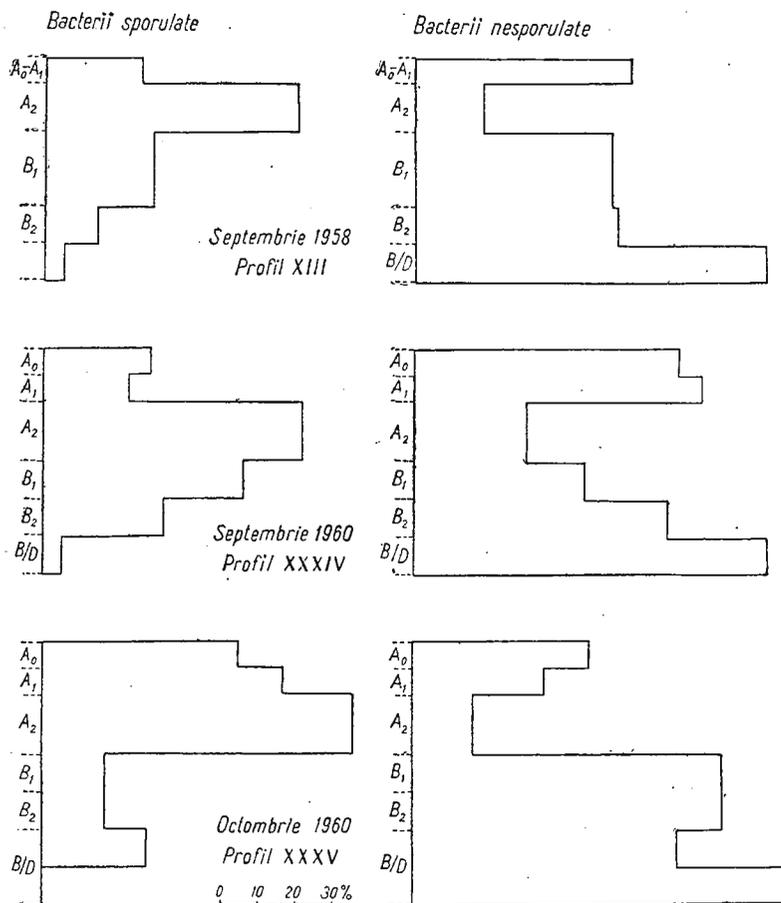


Fig. 3. — Alcătuirea procentuală a florei bacteriene în podzolul alpin sub *Nardus stricta*.

în material organic mulți membri ai acestui gen sînt capabili să se dezvolte, dacă este asigurată nutriția minerală, iar majoritatea sînt capabili să se dezvolte și în condiții de anaerobioză. Bacteriile sporulate sînt mai pretențioase necesitînd anumiți compuși organici ai azotului, însă posedă forme de rezistență, spori, care le permit să reziste mai mult timp în condiții nefavorabile de mediu. În ceea ce privește

solul cercetat, acesta fiind un podzol alpin are un suborizont A_2 sărac în humus și puternic debazificat. În asemenea condiții viața activă a florei bacteriene este extrem de redusă, bacteriile sporulate rezistînd mai bine decît cele nesporulate. Aceste considerente explică predominanța bacteriilor nesporulate în toate suborizonturile cu excepția lui A_2 și predominanța bacteriilor sporulate în acest suborizont.

Speciile de bacterii avînd cea mai mare frecvență și densitate (în sensul stabilit de Tresner (39)), aparțin grupei de bacili sporulați care produc spori cu membrană groasă și care nu produc gaze (*Bac. circulans* etc.), grupei de bacili sporulați care produc spori cu membrană subțire (*Bacillus cereus*, *Bac. megaterium*, majoritatea coloniilor reprezentînd forme intermediare) și genului *Pseudomonas* (*Ps. fluorescens*) (tab. 2). Așa cum am arătat într-o comunicare prezentată în cadrul celei de a 3-a sesiuni științifice CEIB (17), am asimilat speciei *Ps. fluorescens* o serie de varietăți, a căror descriere ca specii separate nu este justificată. Astfel sînt speciile: *Pseudomonas denitrificans*, *Ps. ovalis*, *Ps. viscosa*, *Ps. fairmountensis*, *Ps. ureae*, *Ps. pavonacea*, *Ps. schuylkilliensis*. În afara speciilor fluorescente, genul *Pseudomonas* mai este reprezentat în număr mult mai redus prin tulpini nefluorescente dintre care unele pot folosi hidrocarburile ca sursă de carbon și aparțin seriei descrise de GRAY și THORNTON (8), altele sînt albe sau pigmentate în galben. Acestea din urmă se găsesc aproape exclusiv în orizontul B, rămîinînd întotdeauna în număr mic.

Speciile cu frecvență relativ mare dar cu densitate mică sînt reprezentate prin *Bacillus sphaericus* NEIDE var. *coeruleo-griseus* MISSIRLIU, PAPACOSTEA și POPA (16) (tabel 3) și *Bac. mycoides*. Celelalte specii menționate în lista de specii apar sporadic.

Medii pentru izolarea bacteriilor fixatoare de azot (ASHBY și ALLEN 77). Pe mediile gelozate, însămînțate cu particole de sol sau cu diluții de sol, apar colonii mici, gelatinoase, albe, aparținînd în general genului *Pseudomonas*. Nu s-au obținut niciodată colonii de *Azotobacter*. Pe aceleași medii lichide s-au obținut întotdeauna dezvoltări abundente de *Clostridium butyricum* PRAZM. Absența genului *Azotobacter* din solurile acide montane este menționată pentru U.R.S.S. de către SUȘKINA (37), factorul ecologic care o determină fiind pH-ul scăzut al acestor soluri.

În solurile cercetate de noi fixarea azotului molecular pare să fie rezultatul activității florei fixatoare anaerobe reprezentată în special prin specia *Clostridium butyricum* și în mai mică măsură a florei aerobe reprezentată prin specii de *Pseudomonas*.

Mediile pentru izolarea bacteriilor nitrificatoare (ALLEN, POCHON). Nu s-a obținut niciodată dezvoltarea germenilor nitroși sau nitrici, absența lor fiind determinată de pH-ul scăzut al solului ca și în cazul *Azotobacterului*.



TABELUL 2

Alcătuirea procentuală a florei bacteriene nesporulate. Podzol alpin. Masivul Bucegi.

	mai 1958			iulie 1958					septembrie 1958			
	A ₀ -A ₁	A ₂	B ₁	A ₀	A ₁	A ₂	B ₁	B ₂	A ₀ -A ₁	A ₂	B ₁	B ₂
<i>Ps. fluorescens</i>	80	70	82,7	56,2	100	16,7	28	37,7	51,6	69,8	77,8	65
<i>Ps. alte specii</i>	0	5	0	37	0	0	55,5	0	0	12,6	0	15
<i>Mycobacterium</i> sp.	20	15	13	3,4	0	16,7	0	0	0	0	0	0
<i>Corynebacterium</i> sp.	0	0	0	0	0	0	11	12,3	9	6	11,1	15
Coci	0	10	4,3	3,4	0	66,6	5,5	50	36,1	12,6	11,1	5

Aprilie 1959

	Profil I		Profil II		Profil III		Profil IV	Profil V	
	A ₀	A ₁	A ₀	A ₁	A ₀	A ₁	A ₁	A ₀	A ₁
<i>Ps fluorescens</i>	72,5	70,8	84,9	40	98,2	0	68,9	73,1	72,8
<i>Ps. alte specii</i>	0	29,2	11,4	20	1,2	95	0	0	0
<i>Mycobacterium</i> sp.	0	0	3,7	40	0,6	5	0	0	18,2
<i>Corynebacterium</i> sp.	25	0	0	0	0	0	31,1	18,1	0
Coci	2,5	0	0	0	0	0	0	8,8	9

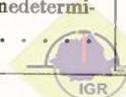
TABELUL 3

Alcătuirea procentuală a florei bacteriene sporulate. Podzol alpin. Masivul Bucegi.

	mai 1958			iulie 1958 (Profil I)					septembrie 1958			
	A ₀ -A ₁	A ₂	B ₁	A ₀	A ₁	A ₂	B ₁	B ₂	A ₀ -A ₁	A ₂	B ₁	B ₂
Grupa <i>B. cereus-megat.</i>	42,2	42	20	70	64,7	18,5	91,4	71,8	100	11,6	20	40
Grupa <i>Bac.</i> specii cu spori cu membr. gr.	55,7	58	80	25,5	29,4	77,7	4,3	14,1	0	79	80	60
<i>B. sphaericus</i>	2,1	0	0	4,5	0	3,8	0	0	0	9,4	0	0
<i>B. subtilis</i>	0	0	0	0	5,9	0	4,3	14,1	0	0	0	0

Aprilie 1959

	Profil I		Profil II		Profil III		Profil IV	Profil V	
	A ₀	A ₁	A ₀	A ₁	A ₀	A ₁	A ₁	A ₀	A ₁
Grupa <i>B. cereus-megat.</i>	27,5	0	26	50	42,5	46	30,6	29,2	0
Grupa <i>Bac.</i> sp. cu sp. cu membr. gr.	52,5	90	74	50	50	38,6	48,8	25	100
<i>B. sphaericus</i>	2,5	10	0	0	0	0	7	45,8	0
<i>B. subtilis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bacterii sporulate, nedeterminate	17,5	0	0	0	7,5	15,4	13,6	0	0



Mediul cu hîrtie de filtru pentru izolarea bacteriilor celulozolitice aerobe (STAPP și BORTELS) (36). Speciile de bacterii celulozolitice care s-au dezvoltat de obicei aparțin grupei de specii galbene de *Cytophaga*.

Mediul gelatină cu soluție standard Winogradsky după LAJUDIE și POCHON (13) pentru punerea în evidență a activității proteolitice a solurilor. Rezultatele obținute sînt incluse în tabelul 4. După cum se poate vedea în suborizonturile A_0 — A_1 și A_2 , dacă se ia în considerație media zilelor cînd mediul a fost complet lichefiat

TABELUL 4

Activitatea proteolitică a diferitelor suborizonturi ale podzolului alpin mai 1958

Suborizont	Diluția		
	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵
A_0 — A_1	5 ¹⁾	9,5	>12
A_2	5,5	8,5	9
B_1	6,5	>12	nu lichef.
B_2	>9	>12	nu lichef.

Cifrele din tabel reprezintă nr. de zile la care lichefierea gelatinei a fost totală; nr. mediu obținut din 2 cetiri paralele pentru fiecare diluție.

În ambele repetiții, se constată că puterea proteolitică se manifestă relativ încet, (ziua a 5-a respectiv 5,5 pentru diluția 10^{-3} , ziua 9,5 respectiv 8,5 pentru diluția 10^{-4} și >12 respectiv 9 pentru diluția 10^{-5}). Puterea proteolitică a suborizontului B_1 scade mult, manifestîndu-se complet numai la dil. 10^{-3} în ziua 6,5; suborizontul B_2 are o activitate proteolitică foarte slabă.

Din mediul cu gelatină lichefiată s-au izolat de obicei specii de bacterii sporulate producînd spori cu membrană subțire (grupa *cereus-megaterium*), specii fluorescente de *Pseudomonas*, iar mai rar specii aparținînd grupei *B. polymyxa*.

CONSIDERAȚII ECOLOGICE

Observațiile făcute de E. N. MIȘUSTIN (18) cu privire la răspîndirea ecologo-geografică a speciilor de bacterii sporulate sînt confirmate și de rezultatele obținute în cursul cercetărilor noastre. Astfel raritatea lui *Bacillus subtilis* și *B. mycoides* și predominanța formelor intermediare apropiate de specia *B. cereus* asupra celorlalte specii cu spori cu membrană subțire, corespund datelor stabilite de E. N. MIȘUSTIN pentru podzoluri.

În privința lui *B. sphaericus*, am constatat că în solurile alpine cercetate, această specie este reprezentată mai ales prin var. *coeruleo-griseus* MISSIRLIU, PAPACOSTEA



și POPA în timp ce în soluri de altitudine mai mică, mai puțin acide, dar de asemenea intens debazificate și acoperite tot de asociații cu *Nardus stricta*, predomină var. *flavus* MISSIRLIU, PAPACOSTEA și POPA (16).

În probele recoltate pe muntele Nucet unde asociația *Nardetum strictae* prezintă un caracter de tranziție spre asociația *Festucetum rubrae*, și pe vârful Piatra Arsă sub asociația de *Pinus montana* fără *Nardus stricta* s-au identificat aceleași specii bacteriene ca și în podzolul alpin sub asociația *Nardetum strictae typicum* de pe versantul cu expoziție WSW a văii Dorului.

Ciupercile izolate și studiate aparțin claselor *Phycomycetes*, *Ascomycetes*, *Fungi imperfecti* și *Micelia sterilia*.

Dăm mai jos lista speciilor identificate:

- Mucor angulisporus* NAUMOV
- Mucor hiemalis* + WEHMER
- Mucor hiemalis* — WEHMER
- Zygorhynchus moelleri* VUILLEMIN
- Mortierella humilis* LINNEMANN
- Mortierella traversoana* PEYRONNEL
- Mortierella pusilla* OUDEMANS
- Tieghemella* sp.
- Chaetomium* sp.
- Trichoderma viride* PERSON
- Cephalosporium* sp.
- Trichoderma* sp. 1
- Trichoderma* sp. 2
- Beauveria* (diferite specii)
- Penicillium thomi* MAIRE
- Penicillium frequentans* WESTLING
- Penicillium spinulosum* THOM
- Penicillium adametzi* ZALESKI
- Penicillium simplicissimum* (OUD.) THOM
- Penicillium jenseni* ZALESKI
- Penicillium melini* THOM
- Penicillium stecki* ZALESKI
- Penicillium roqueforti* THOM
- Seria *P. chrysogenum*
- Penicillium subsectia* LANATA
- Penicillium cyclopium* WESTLING
- Penicillium martensi* BOURGE
- Penicillium funiculosum* THOM



Penicillium variabile SOPP
 Arthrospori N. 26
Ramularia sp.
Papularia sp.
Trichotecium roseum LINK
Cladosporium sp.
Cladosporium herbarum (PERS.) LINK
Stachybotris alternans BONORD
Alternaria sp.
Stemphylium sp.
Fusarium sp.

Frecvența speciilor. A fost determinată frecvența speciilor izolate în diferite luni în perioada octombrie 1957 — mai 1959, în total 29 de profile. În lunile aprilie, mai și iulie când au fost recoltate cele mai multe profile, frecvența a fost calculată în procente. Rezultatele sînt reproduse în tabelul 5. În luna octombrie avînd

TABELUL 5

Variația sezonieră a frecvenței speciilor de ciuperci izolate

Specia	Oct. 1957—mai 1959 29 profile	aprilie 1959 10 profile	mai 1958 +1959 8 profile	iulie 1958 9 profile	oct. 1957 +1958 2 profile
<i>Mucor angulisporus</i>	100	100	100	100	+
<i>Trichoderma koningi</i>	96	90	100	89	+
<i>Penicillium melini</i>	93	80	87	100	+
<i>Zygorhynchus moelleri</i>	79	80	75	78	+
<i>Phycomicete albe</i>	75	100	100	22	±
<i>Arthrospori</i> N 26	69	90	100	11	+
<i>Mucor hiemalis</i>	69	80	75	44	+
<i>Trichoderma</i> 1	48	90	50	11	—
<i>Cephalosporium</i> sp.	65	50	87	55	+
<i>Penicillium stecki</i>	41	100	25	0	—
<i>Penicillium thomi</i>	27	0	62	22	±
<i>Penicillium frequentans</i>	27	50	12	11	±
<i>Penicillium simplicissimum</i>	27	10	50	11	+
<i>Trichoderma</i> 2	24	10	50	11	±
<i>Penicillium jenseni</i>	14	30	12	0	—
<i>Penicillium funiculosum</i>	10	0	12	11	±
<i>Penicillium adametzi</i>	10	20	12	0	—
<i>Cladosporium</i> sp.	17	0	12	22	+
<i>Ramularia</i> sp.	13	40	0	0	—



rezultate numai pentru 2 profile nu s-a putut calcula frecvența. În tabel s-a notat cu + prezența în ambele profile, cu ± prezența într-un singur profil și cu — absența din ambele profile.

Din datele obținute reiese că ciupercile izolate în diferite luni ale anului se repartizează în mai multe categorii de frecvență. O primă categorie este aceea a speciilor cu frecvență mare în tot timpul anului. În această categorie intră: *M. angulisporus*, *Z. moelleri*, *P. melini* și *Tr. viride* (*Tr. Koningi*). O a doua categorie este aceea a ciupercilor care au o frecvență mare cel puțin într-o epocă a anului; aci se includ: *M. hiemalis*, grupul ficomicetelor albe (specii de *Mortierella*), *P. stecki*, *P. thomi*, *P. frequentans*, *P. simplicissimum*, *Trichoderma* 1 și *Trichoderma* 2, *Cephalosporium* sp., *Arthrospori* N 26. O a treia categorie cuprinde specii care prezintă variații în frecvența lor însă aceasta nu depășește niciodată valoarea de 40%. Această categorie cuprinde: *P. jenseni*, *P. funiculosum*, *P. adametzi*, *Cladosporium* sp., *Ramularia* sp. Atît în grupa a doua cît și în a treia, frecvența maximă se găsește în lunile de primăvară (aprilie sau mai); excepție face *Cladosporium* sp. a cărui frecvență este însă tot timpul prea scăzută pentru a permite să se tragă o concluzie. O ultimă categorie o alcătuiesc ciupercile izolate rar și neregulat și care din această cauză nu au fost introduse în tabel.

După cum se vede frecvența speciilor enumerate mai sus este foarte diferită. Interpretarea anumitor rezultate permite să se facă unele separări chiar și în cadrul categoriei ciupercilor cu frecvență mare în tot timpul anului. Astfel, cele 2 specii de *Mucor*, *M. angulisporus* și *M. hiemalis*, sînt amîndouă caracterizate prin frecvențe foarte mari. În suborizontul 0—3,5 cm, *M. angulisporus* se găsește în mod regulat pe plăcile însămîntate cu dil. 10^{-4} și foarte adeseori și în suborizonturile inferioare (pînă la adîncimea de 25 cm). Prezența lui *M. hiemalis* izolat extrem de rar din plăcile însămîntate cu aceeași diluție (10^{-2}) a fost considerată de noi mult timp drept întîmplătoare și lipsită de semnificație pentru alcătuirea mycoflorei. Din momentul cînd am început să însămîntăm și cu suspensia inițială, această specie nu a mai lipsit din nici un profil. Prezența ei se manifestă însă întotdeauna numai prin puține colonii pe placă (1—2) dar frecvența ei a crescut mult și astăzi considerăm că această specie este prezentă peste tot în asociația *Nardetum strictae* în masivul Bucegi. Deosebirea între cele 2 specii de *Mucor* care au o frecvență la fel de mare se află probabil în starea sub care se găsesc aceste 2 specii. *M. angulisporus* sporulează după toate aparențele destul de intens în sol pentru a-i asigura o frecvență de 100% la diluții la care *M. hiemalis* nu mai apare decît sporadic, găsindu-se în sol sub forma de miceliu vegetativ sau sporulînd numai rareori. Acest lucru este foarte important în cercetările de mycofloră întrucît pe de o parte se pot considera în mod eronat drept făcînd parte dintr-o mycocenoză în mod constant numai speciile care apar regulat într-o anumită diluție și ca întîmplătoare speciile celelalte, iar pe de altă parte, explică absența totală din plăci a anumitor specii care în unele



luni ale anului apar cu frecvență foarte mare. Ceea ce este ușor de pus în evidență pentru *Mucor hiemalis*, ale cărui colonii înalte și cu creștere rapidă se pot ușor detecta în plăcile aglomerate de colonii și invadate de miceliile de *Zygorhynchus* și *Trichoderma*, nu este însă posibil pentru specii cu creștere încetă care rămân mici, necaracteristice sau sînt acoperite de ciupercile invadatoare.

În orice caz este recomandabilă folosirea mai multor feluri de medii, întrucît fiecare mediu favorizează dezvoltarea, sporularea sau elaborarea de pigmenți la anumite specii și permite astfel o orientare mai rapidă în determinarea frecvenței. Ca exemplu poate servi tot *Mucor angulisporus* caracterizat în tot timpul anului printr-o frecvență mare, adeseori greu de recunoscut pe mediul cu roz bengal și streptomycină pe care produce colonii umede, sterile sau linoase, albe cu sporangiofori atît de rari încît chiar la examenul între lamă și lamelă nu este întotdeauna ușor să se găsească fructificații, în timp ce pe extract de malț sporularea este atît de intensă încît culoarea brun roșcată sau brun-vioacee vizibilă cu ochiul liber permite imediat stabilirea prezenței acestei specii.

Nici unul din mediile încercate pînă acum nu a stimulat sporularea speciilor de *Mortierella*. Prin procedeul recomandat de J. WARCUP (43), am obținut în unele cazuri rezultate bune necesitînd însă un plus de lucrări care iau destul timp nu l-am folosit decît în cîteva cazuri. Cu toate acestea speciile de *Mortierella* sînt fără îndoială intens sporulate în sol, judecînd după numărul mare de colonii ce cresc pe plăcile însămîntate cu diluția 1: 10.000 reprezentînd cel puțin 25% din numărul total de colonii în orizontul de suprafață, în orizonturile mai adînci numărul lor fiind mult mai redus.

Zygorhynchus moelleri avînd o frecvență foarte mare, este considerat totuși ca lipsit de importanță pentru caracterizarea microbiologică a tipurilor de sol întrucît este o specie cosmopolită.

Ascomycetele apar sporadic și frecvența lor este foarte mică. În realitate ele provin, atît cît am putut deduce din observațiile noastre de pînă acum, din stratul vegetal aerian în descompunere. Acest lucru este ușor de pus în evidență dacă se așează pe plăci cu agar cu apă, frunze uscate sau veștede de *Nardus stricta* sau aparținînd altor plante din asociație recoltate steril. În puține zile aceste fragmente vegetale se acoperă cu peritecii negre sau măslinii de *Chaetomium* sau aparținînd poate și altor ascomycete. Este limpede că aceste ciuperci aparțin etajului aerian al asociației și înregistrările sporadice în orizontul de suprafață se datoresc unor contaminări cauzate probabil de apa de ploaie care antrenează spori. În aceeași categorie mai intră și cîteva specii de *Fungi imperfecti* izolate foarte rar din sol dar care iau parte la descompunerea activă a resturilor vegetale moarte ca *Stachybotrys alternans* și *Trichotecium roseum*.

Frecvența speciilor de *Penicillium* rezultă din tabelul nr. 5 și din categoriile stabilite mai sus. Genul *Penicillium* este genul reprezentat prin cel mai mare număr de specii.



Trichoderma viride este reprezentată în special prin varietatea *Tr. koningi*, varietatea *Tr. lignorum* fiind izolată sporadic. Cele 2 specii albe (*Tr. 1* și *Tr. 2*) par să reprezinte specii noi.

Trichoderma 1 prezintă un interes deosebit prin activitatea antagonistă față de un număr mare de ciuperci manifestată « in vitro » și prin faptul că pare să fie mai frecventă la adâncimi mai mari de 5 cm decât în suprafață. După cum se vede din graficul din fig. 4, locul pe care-l ocupă în alcătuirea mycoflorei este foarte diferit

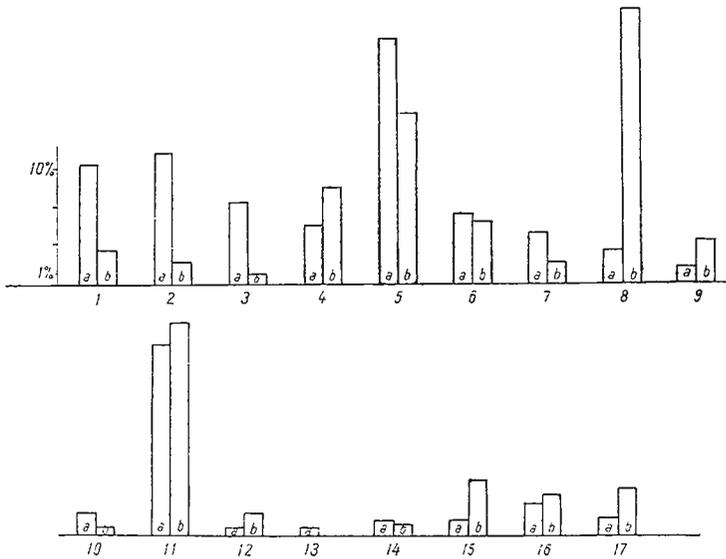


Fig. 4. — Participarea procentuală a diferitelor specii de ciuperci la alcătuirea mycoflorei podzolului alpin de sub *Nardus stricta*, în luna aprilie 1959.

1, *Mucor angulisporus*; 2, *Penicillium melini*; 3, *Trichoderma lignorum*; 4, *Zygorhynchus moelleri*; 5, Ficomicete albe; 6, Arthrospori N 26; 7, *Penicillium stecki*; 8, *Trichoderma* sp. 1; 9, *Penicillium frequentans*; 10, *Mucor hiemalis*; 11, Nedeterminate; 12, *Penicillium martensi*; 13, *Trichoderma* sp. 2; 14, *Beauveria* sp.; 15, *Penicillium cyclopium*; 16, tulpini nedeterminate de *Penicillium*; 17, Diverse; a, o — 0—3,5 cm; b, 3,5 — 7 cm.

în suborizontul de suprafață de la 0—3,5 cm în care coloniile acestei specii reprezintă aproximativ 3% din numărul total de colonii de ciuperci față de suborizontul următor de la 3,5—7,0 cm unde ele ating un procent de aproape 25%.

Genul *Beauveria* este reprezentat prin mai multe specii, izolate pînă la adîncimea de 20 cm. De obicei atunci cînd se întîlnesc într-un profil, coloniile lor sînt numeroase și apar la mai multe adîncimi. Nu știm ce factor favorizează răspîndirea acestui gen în sol în cantitate apreciabilă, deoarece din literatură nu l-am găsit citat decât ca organism parazit pe insecte.

Genul *Cephalosporium* este reprezentat printr-o singură specie încă nedeterminată, a cărei frecvență a fost mai mare în luna mai însă care se găsește destul de frecvent și în celelalte luni.

Ciuperca denumită provizoriu de noi *Arthrospori* N 26 este foarte frecventă și caracteristică ca aspect. A fost întâlnită în mai toate profilele cercetate cu excepția celor 9 profile din luna iulie când a fost găsită într-unul singur, numai în A_0 . Deși a fost mai des izolată din A_0 , ea este prezentă în toate orizonturile și uneori rămâne aproape singura ciupercă reprezentată prin colonii numeroase la adâncime.

O specie de *Ramularia* a fost izolată din diferite profile numai în luna aprilie.

Subordinul *Dematiaceae* este reprezentat prin aproximativ 6—10 specii, dintre care *Cladosporium herbarum* apare la fiecare însămînțare. Cu toate că această specie infectează adeseori plăcile din aerul de laborator, apariția lui în plăcile însămînțate cu diluții de sol este uneori atât de abundentă, încît așa cum observa și J. WARCUP (43), ne obligă să conchidem că ea există și în sol.

Dintre celelalte *Dematiaceae* mai frecvent a fost izolată de noi o altă specie aparținând probabil tot genului *Cladosporium*.

Primăvara *Dematiaceae* sînt abundent reprezentate în orizontul de suprafață (0—3,5 cm), mai frecvente fiind unele specii de *Stemphyllium* și *Alternaria*.

Din ordinul *Melanconiales* au fost izolate de 3 ori tulpini de *Fusarium* cărora nu le-am atribuit mult timp nici o semnificație. Experiențe efectuate prin așezarea de fragmente de rădăcini ale plantelor din asociație (*Nardus stricta*, *Potentilla ternata*, *Ligusticum Muttellina*) pe agar simplu, pregătit cu apă de robinet au arătat prezența constantă a genului *Fusarium*, acesta făcînd deci parte din mycoflora obișnuită a rizosferei acestor plante. Și alte specii găsite de noi rar în probele cercetate se dezvoltă în mod regulat în jurul rădăcinilor pe agar cu apă. Este vorba în general de *Dematiaceae* dintre care am identificat ușor genul *Alternaria* (fig. 5).

Participarea procentuală a diferitelor specii la alcătuirea mycoflorei solului cercetat a fost calculată

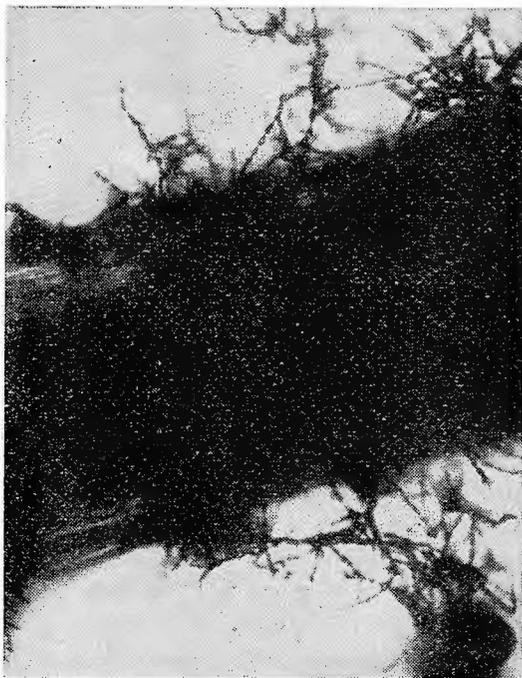


Fig. 5. — Lanțuri de spori de *Alternaria* sp. pe rădăcină de *Ligusticum Muttellina*.

numai la primele 2 adâncimi folosindu-se 7 profile recoltate în luna aprilie 1959. Pentru a face acest calcul s-a căutat pe cât posibil să se determine specia căreia îi aparține fiecare colonie, izolându-se culturi pure din fiecare colonie a cărei apartenență la o specie nu putea fi determinată pe loc.

Este lesne de văzut din fig. 4 că numai câteva specii prezintă un procent mare de colonii și că raportul între aceste specii se modifică simțitor în al 2-lea suborizont



Fig. 6. — Fructificații de *Penicillium melini* pe rădăcină de *Nardus stricta*.

(3,5—7,0 cm). Astfel *Trichoderma* 1 care în suprafață prezintă un procent scăzut de colonii (3%), ajunge să domine toate celelalte specii în A_1 . *M. angulisporus*, *Penicillium melini*, *Trichoderma lignorum* avînd procente destul de mari în suprafață respectiv 10%, 11%, 7%, ajung să nu mai aibe în suborizontul 3,5—7,0 cm decît 2,8%; 1,9% și 0,9%. *P. stecki* avînd un procent de 4,5% în suprafață, scade la 1,9% în al 2-lea suborizont.

O altă categorie o alcătuiesc speciile al căror procent de colonii scade foarte puțin cu adîncimea; în această categorie intră grupul speciilor albe de *Mortierella*, *Arthrospori* N 26 și *Beauveria* sp.

O a 3-a categorie cuprinde speciile reprezentate printr-un număr mai mare de colonii în suborizontul al 2-lea. Din această categorie face parte *Trichoderma* 1 și *P. frequentans*. Acest fapt concordă cu frecvența sporită a lui *P. frequentans* la orizonturi mai profunde decît suprafața.

Mai există un număr destul de mare de colonii a căror identitate este în general greu de stabilit fiind acoperite de speciile invadante. Deoarece în câteva cazuri, cînd s-au determinat unele colonii din această categorie, s-a găsit că aparțin speciilor cel

mai abundent reprezentate, este de presupus că determinarea lor nu ar duce la o schimbare a proporțiilor.

Experiențe efectuate prin așezarea de fragmente de rădăcini și de porțiuni aeriene ale plantelor din asociație pe agar cu apă de robinet, au aruncat o lumină nouă asupra datelor mai sus menționate. Astfel fragmentele de rădăcini curățate de sol cu ajutorul unei pensete sterile sau spălate prin agitare în apă sterilă s-au acoperit în puține zile de fructificații dese de *P. melini* și *M. angulisporus* (fig. 6 și 7). Din tabelul 5, rezultă că aceste specii au frecvență mare în tot timpul anului. Nu știm în ce relații se află aceste ciuperci față de rădăcinile plantelor, dar datele de mai sus par să indice existența unui echilibru dinamic între membrii superiori ai asociației și aceste microorganisme, care asigură acestor ciuperci o viață activă continuă în tot cursul anului.

Pe fragmentele aeriene ale plantelor aplicate pe mediul agar simplu, s-a dezvoltat o mycofloră cu totul diferită în care predomină specii de *Chaetomium* (fig. 8), uneori *Trichotecium roseum*, *Stachybotrys alternans* și alte ciuperci nedeterminate.

În afara determinărilor menționate mai sus, s-au făcut câteva sondajii în indivizii de *Nardetum strictae* de pe vîrfurile Pietrosul și Nucet (culmea Cocora) și vîrfurile Jepii Mici. Pe Nucet asociația *Nardetum strictae* conține specii care fac trecerea spre asociația de altitudine mai mică *Festucetum rubrae*. În toate aceste sondajii au fost izolate speciile mai sus citate cu frecvență mare în tot timpul anului: *Mucor angulisporus*, *Zygorhynchus moelleri*, Phycomycete albe (*M. stylospora*, *M. pusllia*, *Tieghemella* sp. etc.), *Penicillium melini*, *Trichoderma lignorum*. Au fost de asemenea neregulat izolați *M. hiemalis*, *P. thomi*, *P. simplicissimum*, *P. jenseni*, *P. stecki*, *P. roqueforti*, specii din subsecția *Lanata*, *P. clavigerum*, *P. cyclopium*, *Cephalosporium* sp., *Cladosporium* sp., *Trichoderma* l, specii de *Beauveria*, *Arthrospori* N 26 și o singură dată *Penicillium purpurogenum*. De asemenea într-o probă de sol recoltată sub asociație de *Pinus montana* unde se găseau diferite plante ierboase în afară de *Nardus stricta*, au fost izolate aceleași specii de ciuperci care alcătuiesc mycoflora de sub *Nardetum strictae*.



Fig. 7. — Fructificații de *Mucor angulisporus* pe rădăcină de *Nardus stricta*.



Fig. 8. — Peritecie de *Chaetomium* sp. pe pețiol de *Ligusticum Mutellina*.

Considerații ecologice. Ecologia diferitelor specii de ciuperci din sol este în general încă puțin cunoscută în prezent. O sinteză a cunoștințelor actuale a fost făcută de E. N. MIȘUSTIN (19) în lumina cărora sînt trase concluzii asupra răspîndirii pe zone geografice largi a diferitelor genuri de ciuperci. O expunere interesantă asupra datelor bibliografice ce privesc răspîndirea și ecologia speciilor de *Penicillium* și rezul-

tate personale se găsesc în lucrările lui T. P. SIZOVA (33), (34). În datele bibliografice pe care le-am avut la dispoziție, nu am întîlnit referințe asupra speciilor care se găsesc în solurile alpine sau în soluri acoperite de asociații cu *Nardus stricta*. Singurul factor comun pe care l-am putut stabili între solurile cercetate de noi și acelea cercetate de alți autori este pH-ul acid. În aceste condiții de aciditate am întîlnit anumite specii de *Penicillium* comune solurilor cercetate de noi și solurilor cercetate de alți autori. În privința acestor specii se pot face următoarele observații:

Penicillium frequentans izolat de T. G. ZIMENKO (44) de la toate adîncimile (0—70 cm) din soluri turboase provenite din mlaștini oligotrofe și de tranziție, înțelenite, avînd pH-ul = 3,2—3,9 și de J. W. WARCUP (43) numai din 2 soluri de pășune acide, avînd pH-ul = 3,9—4,2 unde apar cu frecvență destul de mare și nici o dată din 3 soluri de pășuni mai puțin acide avînd un pH = 6,4 sau alcaline, apare și în podzolul alpin cercetat de noi la toate adîncimile dar cu frecvență mai mare primăvara.

Penicillium funiculosum găsit de ZIMENKO (44) în soluri turboase provenite din mlaștini eutrofe, drenate și cultivate, cu aciditate mai slabă, avînd un pH = 4,6—5,6, la toate adîncimile, a fost găsit în solul cercetat de noi la toate adîncimile dar cu frecvență foarte mică în toate lunile cercetate.

Penicillium thomi găsit de ZIMENKO în solurile citate pînă la adîncimea de 20 cm, apare în podzolul cercetat de noi limitat aproape exclusiv la A_0 .

Penicillium melini. G. SMITH (35) descrie sub numele de *P. radulatum*, o specie izolată din sol acoperit cu *Calluna*, plantă care crește numai pe soluri acide. După



părerea noastră această specie nu are față de *P. melini* THOM caractere destul de distinctive pentru a constitui o specie de sine stătătoare. În orice caz tulpinile determinate de noi ca aparținând speciei *P. melini* și care reprezintă poate o varietate a acestei specii, corespunde foarte bine ciupercii *P. radulatum* SMITH. Deosebirea esențială între *P. radulatum* SMITH și *P. melini* THOM constând dintr-o rugozitate mai accentuată a pereților elementelor microscopice, inclusiv a sterigmelor la primul, considerăm că este vorba cel mult de o varietate rugoasă a lui *P. melini* și că atât tulpinile găsite de noi cât și *P. radulatum* SMITH se încadrează în această definiție.

Penicillium adametzi. J. H. WARCUP (43) a găsit în solurile acide (pH = 3,9—4,2) în mod frecvent specia *P. terlikovski*. Noi am izolat din solul alpin cercetat tulpini aparținând seriei *P. adametzi* pe care le-am atribuit speciei cu același nume. De fapt însă tulpinile cercetate acoperă toate trecerile de la *P. adametzi* la *P. terlikovski*, și credem că aceste 2 specii ar trebui reunite într-una singură. În orice caz în timp ce în solurile cercetate de WARCUP această specie avea o frecvență foarte mare (100%) în solul cercetat de noi a apărut foarte rar și a fost izolat numai primăvara: aprilie—mai.

Din compararea alcătuirii mycoflorei găsite de noi în podzolul alpin cu indicațiile ce se găsesc în lucrarea lui MIȘUSTIN (19) reiese că mycoflora cercetată oglindește acțiunea unor factori asemănători cu cei care există în regiunile nordice. Astfel este lipsa totală a genurilor *Aspergillus* și *Rhizopus* ale căror specii sînt în general mai termofile, predominanța speciilor de *Penicillium* din secția *Asymetrica*, raritatea relativă a speciilor din secția *Monoverticillata* mai termofile și raritatea mare a reprezentanților secției *Symmetrica* cu posibilități fiziologice mai reduse.

Genul *Fusarium* este reprezentat mai bogat în sud decît în nord. În solurile cercetate de noi acest gen ar putea fi socotit practic absent, dacă nu s-ar ține seama de prezența lui constantă în rizosferă.

În ceea ce privește răspîndirea pe verticală a speciilor se poate remarca că unele specii se găsesc la adîncimi diferite așa cum sînt *P. melini*, *M. angulisporus*, genul *Mortierella* uneori bogat reprezentat în suborizonturile mai profunde, *Arthrospori* N 26, *Cladosporium* sp. etc. Altele, ca de exemplu *P. thomi* și *P. simplicissimum*, *P. aurantio-candidum* și *M. hiemalis* par să fie limitate mai ales la suborizontul superficial (0—3,5 cm) rareori se întîlnesc între 3,5 și 7,0 cm. Însfîrșit unele au fost întîlnite mai frecvent sub A₀; în această categorie intră *P. jenseni* găsit în general la adîncimea 3,5—7,0 cm și numai în mod excepțional în suborizontul 0—3,5 cm.

Numărul de ciuperci. Determinările s-au făcut numai în podzolul alpin cercetat. Rezultatele obținute pe mediul cu roz bengal și streptomycină sînt reproduse în tabelul nr. 6, din care reiese că numărul de ciuperci la un g sol uscat este în general mare prin comparație cu datele publicate de E. N. MIȘUSTIN (19), fiind cuprins între 300.000 și 1.400.000. Numărul ciupercilor scade continuu cu adîncimea ajungînd în suborizontul B/D să fie cuprins între valorile 0 și 6.000. Această scădere este determinată



de condițiile din ce în ce mai anaerobe, de numărul tot mai mic de rădăcini și mai ales de sărăcia în substanțe organice a orizonturilor inferioare.

TABELUL 6

Numărul de ciuperci la diferite adâncimi, în diferite luni, exprimat în mii/g sol uscat.

Suborizontul	oct. 1957	noiembrie 1957	mai 1958	iulie 1958	septembrie 1960	octombrie 1960
A ₀	1396	310	409	395	1135	1043
A ₁	72	—	115	63	138	467
A ₂	—	36	83	17	88	30
B ₁	14	0,4	67	4	55	56
B ₂	12,5	0	8	7	21	16
B/D	0	0	0,8	0,9	6	5

CONCLUZII

Flora bacteriană existentă sub asociația *Nardetum strictae* în pajiștile alpine din masivul Bucegi este o floră relativ variată din punct de vedere calitativ și săracă din punct de vedere cantitativ;

Flora de ciuperci din aceleași soluri este destul de variată în privința alcătuirii calitative și bogată din punct de vedere cantitativ;

Alcătuirea calitativă a florei bacteriene și a florei de ciuperci prezintă caractere comune cu acelea ale solurilor nordice;

Microorganismele predominante ale microflorei cercetate sînt: speciile fluorescente de *Pseudomonas*, speciile sporulate din grupul *Bacillus circulans* și grupul *B. cereus-megaterium*; *Mucor angulisporus*, *Trichoderma lignorum*, *Tr. 1*, *Penicillium melini*, *Zygorhynchus moelleri*, specii de *Mortierella*, *Arthrospori N26*, *Mucor hiemalis*, și *Cephalosporium* sp.;

Printre speciile de ciuperci cu frecvență slabă trebuie să se facă o deosebire între cele al căror substrat natural este solul și care se găsesc fie într-o perioadă a anului cînd sporulează slab, fie în stare continuă de miceliu ± steril în tot timpul anului și speciile care aparțin rizosferei sau stratului vegetal aerian de unde ajung în sol fie antrenate de apa care se scurge prin sol fie prin contaminare în momentul recoltării;

Rizosfera plantelor superioare din asociație cuprinde specii de ciuperci diferite față de cele izolate obișnuit prin însămînțarea diluțiilor de sol pe plăci cu medii nutritive;

Frecvența mare în sol a anumitor specii de ciuperci în tot intervalul cercetat (aprilie-noiembrie) se datorește stării active a acestor specii, presupunere confirmată de stratul compact de fructificații cu care se acoperă într-un timp foarte scurt frag-



mentele de rădăcini aplicate pe agar simplu, dovedind prezența acestor ciuperci în stare de miceliu pe întreaga suprafață a rădăcinilor;

Alcătuirea calitativă precum și raportul cantitativ între diferitele specii sau grupe de specii variază de la orizont la orizont;

Compoziția calitativă a microflorei fiind identică atât sub *Nardetum strictae typicum* de pe versantul cu expoziție WSW a văii Dorului, cât și sub *Nardetum strictae* de tranziție spre *Festucetum rubrae* cât și sub *Pinus montana* în lipsa lui *Nardus*, considerăm că factorii care condiționează în primul rînd alcătuirea calitativă a microflorei studiate sînt de ordin pedo-climatic.

BIBLIOGRAFIE

1. ALLEN O. N. Experiments in soil Bacteriology. Minneapolis 1950.
2. BECK TH. U., POSCHENRIEDER, H. Über die artenmässige Zusammensetzung der Mikroflora eines sehr saueren Waldmoorprofils. *Zbl. f. Bakt.* II, 3, H 21/25, 672—683, 1958.
3. BONNIER CH., BROUWERS L., MANIL P. Analyse microbiologique du sol, *VI-e Cong. Intern. de la Science du sol*. Paris, Rapports, C., 1956.
4. BREED R. S., MURRAY E. G., PARKER H. A. Bergey's Manual of determinative Bacteriology, Baltimore, ed. VI, 1948.
5. BREED R. S., MURRAY E. G. D., SMITH N. R. Bergey's Manual of determinative Bacteriology, ed. VII, London 1957.
6. BRISOU J. Contributions à l'étude de la systématique des Pseudomonadaceae. *Ann. Inst. Pasteur*, 93, 397—402, 1957.
7. FEHÉR D. Untersuchungen über die Mikrobiologie des Waldbodens. Berlin 1933.
8. GRAY P. H. H., THORNTON G. H. Soil bacteria that decompose certain aromatic compounds. *Zbl. f. Bakt.* II, 73, 74—86, 1928.
9. JENSEN H. L. The fungus flora of danish soils. *Soil Sci.* 31, 123—133, 1931.
10. JANKE A., HOLZER H. Die Bodenmikroflora. *Zbl. f. Bakt.* II, 79, 50—62, 1929.
11. KRASILNICOV N. A. Opredeliteli bakterii i actinomişetov. Moskva, 1949.
12. KURSANOV L. I., NAUMOV N. A. etc. Gribi, 3, 4. Gosudarstvennoe Izdatelstvo «Sovietcaia Nauka» Moskva, 1954, 1956.
13. LAJUDIE J., POCHON J. Recherches sur l'activité protéolitique des terres. *VI-e Cong. Intern. de la Science du sol, Paris*, Rapports C, 271—274, 1956.
14. LINDAU G. Die mikroskopischen Pilze. Ed. J. Springer, Berlin 1926.
15. LOUB W. Orientierende Untersuchungen über die Mikroflora verschiedener Bodentypen in Österreich. *VI-e Cong. Intern. de la Science du sol, Paris*. Rapports C, 87—91, 1956.
16. MISSIRLIU, E., PAPACOSTEA P., POPA E. Studiul a 2 varietăți de *Bacillus sphaericus* Neide. *Lucrările centenarului Grădinii botanice Univ. București* 1961, (sub tipar).
17. MISSIRLIU E., PAPACOSTEA P., MANOLESCU V. Studiul comparativ al unor tulpini de *Pseudomonas* izolate din soluri podzolice. *Lucrări științifice, CEIB* vol. III. Ed. agrosilvică București, 57—71, 1961.



18. MIȘUSTIN E. N. Microorganismii i plodorodie pocivii Izd. Ak. Nauk, S.S.S.R., Moskva 1956.
19. MIȘUSTIN E. N. Ob ecologhiceskii-gheograficeski zakonomernosti rasprostranenie microscopiceski gribov v pocive. *Izd. Akad. Nauk SSSR, seria biologhicescaia* 5, 641—660, 1960.
20. NAUMOV N. A. Clés des Mucorinées (Mucorales). *Encyclopedie Mycologique IX*, Paris, Ed. P. Lechevalier 1939.
21. NAUMOV N. A. Flora gribov Leningradskoi oblasti 1, *Izd. Akad. Nauk SSSR*, 1954.
22. NIETHAMMER A. Die Gattung *Penicillium*. *Zbl. f. Bakt.* II, 98, H 1/4, 65—76, 1938.
23. PEYRONNEL B. JR. Caractérisation des mycocénoses des climats et des milieux divers et nouvelle méthode pour les représenter graphiquement. *VI-e Cong. Intern. de la Science du sol Paris*, Rapports, C, 45—50, 1956.
24. PIDOPLICIKO N. M. Gribnaia flora grubih kormov: *Izd. Akad. Nauk, Ukrainskoi SSSR*, Kiev, 1953.
25. POCHON J., TCHAN V. T. Précis de microbiologie du sol. Ed. Masson et Co., Paris 1948.
26. POCHON J. Manuel technique d'analyse microbiologique du sol. Ed. Masson et Co. Paris 1954.
27. POSCHENRIEDER H., BECK TH. Untersuchungen über die Rolle einiger bei den ersten Stadien des Torfbildungsvorgang beteiligten Bakterienarten. *Zbl. f. Bakt.* II, 3, H 21/25, 684—695, 1958.
28. PUȘCARU D., PUȘCARU-SOROCEANU E. etc. Pășunile alpine din munții Bucegi. *Acad. R.P.R., Inst. de cercetări agronomice, Trataté monografii* 4, 1956.
29. RAILLO A. Beiträge zur Kenntnis der Bodenpilze. *Zbl. f. Bakt.* II, 78, 515—517, 1929.
30. RAPER K., THOM CH. A manual of the *Penicillia*. London 1949.
31. ROSCHENTHALER R., POSCHENRIEDER H. Untersuchungen über die Bakterienflora eines Hochmoor profils bei Staltach in Bayern. *Zbl. f. Bakt.* II, 3, H 21/25, 653—671, 1958.
32. SELEEN W. A., STARK C. N. Some characteristics of green fluorescent pigment producing bacteria *Journ. Bact.* 46, 491—503, 1946.
33. SIZOVA T. P. Sezonnii izmeneniia v sootnošenii sectjii roda *Penicillium* v pocive. *Biul. Mosk. Ob va ispitatelyi prirodii novaia seria* LVIII (58) 5, 95—100, 1953.
34. SIZOVA T. P. Gheograficeskaia zonalnosti v rasprostranennii penițilov i evoluția v predelah etovo roda. *Biul. Mosk. Ob-va ispitatelyi prirodii* 81, 1, 71—75, 1953.
35. SMITH G. Some new and interesting species of microfungi. *Trans. Brit. Mycol. Soc.* 40, 4, 481—488, 1957.
36. STAPP C., BORTELS, H. Mikrobiologische Untersuchungen über die Zersetzung von Waldstreu. *Zbl. f. Bakt.* II, 90, 28—64, 1934.
37. SUȘKINA N. N. Ecologo gheograficeskoe rasprostranenie Azotobacteria v pocivah SSSR. *Izd. Ak. Nauk SSSR*, Moskva 1949.
38. TOPPING L. E., The predominant microorganisms in soils. *Zbl. f. Bakt.* II, 97, 389—397, 1937.
39. TRESNER H. D., BACKUS U. P., CURTIS J. T. Soil microfungi in relation to the hardwood forest continuum in southern Wisconsin. *Mycologia* 358—366; 1954.
40. VILLECOURT P., BLACHERE H., JACOBELLI G. Étude bactériologique des *Pseudomonas* fluorescent du sol utilisant en compétition le hydroxy-butyraté de sodium. *Ann. Inst. Pasteur*, 83, 316—321, 1952.
41. WAKSMAN S. Principles of soil microbiology. Ed. Bailliére, Tindall, Cox. London, 1927.
42. WAKSMAN S. Soil fungi and their activities. *Soil sci.* 2 103—118, 1916.
43. WARCUP J. H. The ecology of soil fungi. *The Brit. Mycol. Soc.* 34, 1—4, 376—399, 1951.
44. ZIMENKO T. G. Rasprostranenie gribov roda *Penicillium* v torfianobolotnih pocivah. *Mikrobiologhiiia*. XXVI, 6, 756—761, 1957.



СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ПОЗНАНИЕМ МИКРОФЛОРЫ
АЛЬПИЙСКИХ ПОЧВ ПЕРЕКРЫТЫХ АССОЦИАЦИЕЙ *NARDETUM*
STRICTAE В МАССИВЕ БУЧЕДЖЬ

Е. МИССИРЛИУ, П. ПАПАКОСТЯ, К. ПРЕДА, В. МАНОЛЕСКУ,
Е. ПОПА, Г. КЭМЫРЗАН.

(Краткое содержание)

Авторы исследуют микрофлору альпийских почв, перекрытых ассоциацией *Nardetum strictae* массива Бучеджь (1800—2000 м.). В среде с дрожжевой вытяжкой была поставлена на учет бактериальная довольно разнообразная флора (табл. 1. и рис. 1) но бедная с количественной точки зрения.

Господствующие виды следующие: флуорисцирующие виды рода *Pseudomonas* (табл. 2) и споровые виды группы *B. circulans* и *B. cereus* — *megaterium* (табл. 3). Количество бактерии уменьшается с глубиной: субгоризонт A_2 представляет резкое уменьшение неспорозных бактерий (рис. 2 и 3). Нитрифицирующие бактерии и род *Azotobacter* отсутствовали во всех исследованных образцах. Фиксация азота в этих почвах проводится анаэробным фиксатором и в меньшей мере видами принадлежащими роду *Pseudomonas*. Протеолитическая деятельность почвы уменьшается с глубиной. (табл. 4.).

Микрофлора, изолированная бенгальской розовой средой и стрептомицином по Пошону, очень разнообразна и богата с количественной точки зрения (табл. 6). Были установлены 4 категории частоты: очень большая частота проявленная во все время года (*M. angulisporus*, *Z. moelleri*, *P. melini*, *Tr. koningi*); б) большая частота проявленная самое меньше в одной эпохе года (*M. hiemalis*, разновидности *Mortierella*, *P. stecki*, *P. thomi*, *P. frequentans*, *P. simplicissimum*, *Tr. 1*, *Tr. 2*, *Cephalosporium* sp, *Arthrospori* N 26);

г) разнообразная частота, но непревосходящая 40% (*P. jenseni*, *P. funiculosum*, *P. adametzi*, *Cl. sp.*, *Ramularia* sp.);

д) спорадическое проявление (*Alternaria* sp., *Fusarium* sp. и т.д.) (табл. 5).

Процентное участие различных идентифицированных видов варьирует от субгоризонта к субгоризонту. (Рис. 4).

Из проведенных опытов авторы делают вывод, что некоторые, изолированные редко из почвы, виды грибов, существуют все таки обычно в ризосфере или происходят из растительного воздушного слоя, будучи увлечены водами стекающими в почве.



Очень большая частота определенных видов грибов в целом исследуемом периоде обязана активному состоянию этих разновидностей.

Авторы приходят к выводу что факторы, обуславливающие качественный состав микрофлоры принадлежат педо-климатическому порядку, основываясь на том обстоятельстве, что качественный состав микрофлоры под ассоциацией *Nardetum strictae typticum*, под переходным *Nardetum strictae* к *Festucetum rubrae* и под *Pinus montana*, в отсутствии *Nardus stricta* оказывается тождественным, качественный состав отражает наличие некоторых факторов аналогичных факторам действующих в северных районах.

ВЫЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Итоговое количество бактерий в мил./гр. сухой почвы.

Рис. 2. — Итоговое количество споровых и неспоровых бактерий в мил./гр. сухой почвы.

Рис. 3. — Процентный состав бактериальной флоры в альпийском подзоле под *Nardus stricta*.

Рис. 4. — Процентное соучастие различных видов грибов при образовании микрофлоры альпийского подзола под *Nardus stricta*, в апреле месяце 1959 г.

1, *Mucor angulisporus*; 2, *Penicillium melini*; 3, *Trichoderma lignorum*; 4, *Zygorhynchus moelleri*; 5, *Fomicete albe*; 6, *Arthrospori N 26*; 7, *P. stecki*; 8, *Trichoderma* sp. 1; 9, *P. frequentans*; 10, *M. hiemalis*; 11, nedeterminate; 12, *P. Martensi*; 13, *Trichoderma* sp. 2; 14, *Beauveria* sp.; 15, *P. cyclopium*; 16, Tulpini nedeterminate de *Penicillium*; 17, Diverse a, 0—3,5 cm; b, 3,5—7 cm.

Рис. 5. — Цепь спор *Alternaria* sp., на корнях *Langusticum Mutellina*.

Рис. 6. — Плодовое тело *P. melini* на корнях *Nardus stricta*.

Рис. 7. — Плодоносность *M. angulisporus* на корнях *Nardus stricta*.

Рис. 8. — Перитеции *Chaetomium* sp. на черенках *Ligusticum Mutellina*

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA MICROFLORE DES SOLS ALPINS RECOUVERTS PAR L'ASSOCIATION NARDETUM STRICTAE DANS LE MASSIF DE BUCEGI

PAR

E. MISSIRLIU, P. PAPACOSTEA, C. PREDA, V. MANOLESCU, E. POPA, G. CĂMÎRZAN
(Résumé)

Les auteurs ont étudié la microflore des sols alpins recouverts par l'association *Nardetum strictae*, dans le massif de Bucegi (1800—2000 m). Sur milieu à l'extrait de levure a été mise en évidence une flore bactérienne assez variée, mais peu



abondante (Tab. 1 et Fig. 1). Les espèces dominantes sont: les espèces fluorescentes du genre *Pseudomonas* (Tab. 2) et les espèces sporulantes des groupes *B. circulans* et *B. cereus-megaterium* (Tab. 3). Le nombre des bactéries diminue avec la profondeur; le sub-horizon A_2 présente une diminution brusque de la quantité des bactéries non sporulantes (Fig. 2 et Fig. 3). Les bactéries nitrifiantes et le genre *Azotobacter* manquent dans tous les échantillons examinés. La fixation de l'azote dans ces sols semble être réalisée par des éléments fixateurs anaérobies et par des espèces appartenant au genre *Pseudomonas*. L'activité protéolytique du sol diminue avec la profondeur. (Tab. 4).

La mycoflore, isolée en milieu à rose bengal et streptomycine d'après POCHON, est assez variée et abondante. (Tab. 6). On a établi 4 catégories de fréquence: *a*) grande fréquence pendant toute l'année (*M. angulisporus*, *Z. moelleri*, *P. melini*, *Tr. koningi*); *b*) grande fréquence au moins pendant une époque de l'année (*M. hiemalis*, espèces de *Mortierella*, *P. stecki*, *P. thomi*, *P. frequentans*, *P. simplicissimum*, *Cephalosporium* sp., *Arthrospores* N 26); *c*) fréquence variée mais sans dépasser la valeur de 40% (*P. jenseni*, *P. funiculosum*, *P. adametzii*, Cl. sp., *Ramularia* sp.); *d*) occurrence sporadique (*Alternaria* sp., *Fusarium* sp. etc.). (Tab. 5).

Le pourcentage des diverses espèces identifiées varie selon les sub-horizons (Fig. 4).

Des expériences effectuées résulte que certaines espèces de champignons, rarement isolées dans le sol, apparaissent toutefois d'une manière régulière dans la rhizosphère ou proviennent de la couverture végétale aérienne, étant entraînées par les eaux de pluie.

La grande fréquence de certaines espèces de champignons pendant toute la période étudiée est due à l'état actif de ces espèces.

Les auteurs considèrent que les facteurs qui conditionnent la composition qualitative de la microflore sont d'ordre pédo-climatique, vu la composition qualitative identique de la microflore existant sous l'association *Nardetum strictae typicum*, sous *Nardetum strictae* de transition vers *Festucetum rubrae* et sous *Pinus montana* lorsque *Nardus stricta* y est absent. La composition qualitative reflète la présence de facteurs pareils à ceux qui actionnent dans les régions septentrionales.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Nombre total des bactéries, exprimé en millions/1 g sol sec.

Fig. 2. — Nombre total des bactéries sporulantes et non sporulantes exprimé en millions/1 g sol sec.

Fig. 3. — Pourcentage de flore bactérienne dans le podzol alpin sous *Nardus stricta*.

Fig. 4. — Pourcentage de la mycoflore du Podzol alpin sous *Nardus stricta*, en Avril 1959.



1, *Mucor angulisporus*, 2, *Penicillium melini*; 3, *Trichoderma lignorum*; 4, *Zygorhynchus moelleri*; 5, *Phycomicetes blancs*; 6, Arthrospores N 26; 7, *P. stecki*, 8, *Trichoderma* sp. 1; 9, *P. frequentans*; 10, *M. hiemalis*; 11, non déterminé; 12, *P. martensi*; 13, *Trichoderma* sp. 2; 14, *Beauvaria* sp.; 15, *P. cyclopium*; 16, souches non déterminées de *Penicillium*; 17, Diverses; a, 0—3,5 cm; b, 3,5—7 cm.

Fig. 5. — Chaînes de spores d'*Alternaria* sp. sur une racine de *Ligusticum Mutellina*

Fig. 6. — Coniophores de *P. melini* sur une racine de *Nardus stricta*

Fig. 7. — Sporangia de *M. angulisporus* sur une racine de *Nardus stricta*

Fig. 8. — Perithecium de *Chaetomium* sp. sur un pétiole de *Ligusticum Mutellina*.

CONCERNING THE MICROFLORA OF ALPINE SOILS COVERED BY THE ASSOCIATION NARDETUM STRICTAE IN THE BUCEGI MOUNTAINS

BY

E. MISSIRLIU, P. PAPACOSTEA, C. PREDA, V. MANOLESCU, E. POPA, G. CĂMÎRZAN

(Abstract)

The study of microflora in Alpine soils covered by the association *Nardetum strictae* in the Bucegi mountains (1800—2000 m) was carried out on yeast extract-agar for bacteria and on streptomycin — rose bengal — agar for fungi. Though quite various, the bacterial flora is relatively poor (Tab. 1. Fig. 1). The predominant species are: fluorescent species of *Pseudomonas* (Tab. 2) and sporogenous bacteria belonging to *B. circulans* group and to *B. cereus-megaterium* group (Tab. 3). Bacterial number decreases with depth; sub-horizon A_2 shows a sudden decrease of the non sporogenous bacteria (Figs. 2 and 3). Nitrifying bacteria and *Azotobacter* were absent in all analyzed samples. Nitrogen fixation seems to be due to anaerobic N-fixing bacteria and probably to a lower extent to *Pseudomonas* species. Proteolithic activity of soil diminishes with depth (Tab. 4).

The mycoflora is various and numerous (Tab. 4). Four categories of frequency were stated: a) high frequency all the year long (*M. angulisporus*, *Z. moelleri*, *P. melini*, *Tr. koningi*); b) seasonal high frequency (*M. hiemalis*, species of *Mortierella*, *P. stecki*, *P. thomi*, *P. frequentans*, *P. simplicissimum* Tr. sp. 1, Tr. sp. 2, *Cephalosporium* sp., Arthrospores N 26); c) varied frequency, never exceeding 40% (*P. jenseni*, *P. funiculosum*, *P. adametzi*, *Cladosporium* sp., *Ramularia* sp.); d) sporadic occurrence (*Alternaria* sp., *Fusarium* sp. a.s.o.) (Tab. 5).

The percentage of species differs from sub-horizon to sub-horizon (Fig. 4).

Experiences show that some species of fungi, rarely isolated in soil, originate from the rhizosphere, where they are common or derive from the rotting vegetal layer, being carried by waters running down the soil.

The great frequency of some fungal species during the whole studied period is due to their active state in soil.



The authors consider that the determining factors of the qualitative composition of microflora are pedo-climatic, according to the identity of microflora under different higher plant association (*Nardetum strictum typicum*, *N. str.* in transition toward *Festucetum rubrae*, *Pinetum* lacking *Nardus stricta*).

The qualitative composition reflects the presence of factors similar to those acting in northern regions.

EXPLANATION OF FIGURES

Fig. 1. — Total number of bacteria, expressed in millions/1 g dry soil.

Fig. 2. — Total number of sporogenous and non sporogenous bacteria expressed in millions/1 g dry soil.

Fig. 3. — Percentage of bacterial flora in the Alpine Podzol under *Nardus stricta*.

Fig. 4. — Percentage of different fungal species in the composition of the mycoflora of Alpine Podzol under *Nardus stricta*, in April 1959.

1, *Mucor angulisporus*, 2, *Penicillium melini*; 3, *Trichoderma lignorum*; 4, *Zygorhynchus moelleri*; 5, *WhitePhycomycetes*; 6, Arthrospores N 26; 7, *P. stecki*; 8, *Trichoderma* sp. 1; 9, *P. frequentans*; 10, *M. hiemalis*; 11, *undetermined*; 12, *P. martensi*; 13, *Trichoderma* sp. 2; 14, *Beauvaria* sp.; 15, *P. cyclopium*; 16, *undetermined* strains of *Penicillium*; 17, Miscellaneous; a, 0–3,5 cm; b, 3,5–7 cm.

Fig. 5. — Chains of spores of *Alternaria* sp. on a root of *Ligusticum Mutellina*.

Fig. 6. — Conidiophores of *P. melini* on a root of *Nardus stricta*.

Fig. 7. — Sporangia of *M. angulisporus* on a root of *Nardus stricta*.

Fig. 8. — Perithecium of *Chaetomium* sp. on a petiole of *Ligusticum Mutellina*.





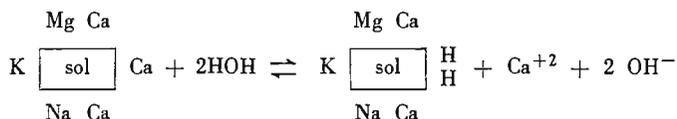
Institutul Geologic al României

CORELAȚIA DINTRE pH ȘI GRAD DE SATURAȚIE ÎN BAZE LA SOLURILE ZONALE DIN R. P. ROMÎNĂ¹⁾

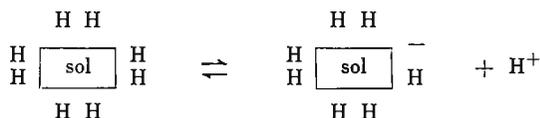
DE

N. FLOREA, ELENA STOICA, DOROTHEA MANES

Reacția solurilor lipsite de săruri este determinată de raportul dintre cationii schimbabili adsorbiți în complexul coloidal al solului, care la rândul lui determină raportul dintre ionii disociați în soluția de sol. Complexul coloidal al unui sol saturat cu baze disociază astfel:



eliberând ioni de OH^- . Complexul coloidal al unui sol saturat practic numai cu H^+ disociază în mediu apos, eliberând ioni de H^+ după relația:



Aceste situații — sol complet nesaturat sau sol complet saturat în baze — sînt cazuri extreme, relativ rare; în condițiile naturale, complexul coloidal al solului conține adsorbiți atît cationi ai bazelor cît și ioni de H^+ , fiind deci în același timp saloid și acidoid. Reacția soluției de sol va depinde în acest caz de raportul dintre ionii OH^- și H^+ care sînt eliberați prin disocierea complexului coloidal (saloid — acidoid). Acizii minerali (NO_3H , NO_2H , SO_4H_2) și sărurile ce se găsesc în cantități mici în

¹⁾ Prezentată în ședințele de comunicări ale Comitetului Geologic la 3 iunie 1961.



solurile obișnuite nesaturate, nu influențează în mod apreciabil reacția solului. Excepție fac solurile în care din anumite cauze pot să apară cantități ridicate de acizi minerali și organici.

Având în vedere că în solurile zonale nesaturate în baze (lipsite de săruri), raportul între cationii bazici se menține între anumite limite și totodată proporția de ioni Na^+ și K^+ este foarte mică, putem considera că reacția solurilor nesaturate depinde de raportul dintre conținutul în ioni de H^+ și conținutul total al celorlalte baze adsorbite în complexul coloidal al solului sau cu alte cuvinte depinde de gradul de saturație în baze a solului.

Ideia stabilirii unei relații între pH și raportul între cationii de schimb sau gradul de saturație a preocupat pe mai mulți cercetători din chimia solului. Primul care a stabilit o astfel de relație este T. SAIDEL (1931) care pornind de la constatarea că complexul coloidal al solului poate fi asemuit cu un amestec tampon — fiind alcătuit dintr-un acid slab (acidoid) și sarea acestuia cu baze tari (saloid) — aplică ecuația sistemelor tampon la stabilirea concentrației H^+ din soluția de sol, considerând concentrația acidului egală cu conținutul în ioni de H^+ schimbabil (H, în miliechivalenți-gram la 100 g sol), iar concentrația sării egală conținutului în cationi bazici (S, în miliechivalenți-gram la 100 g sol). T. SAIDEL deduce astfel următoarea relație:

$$\text{H}^+ = K_s \frac{\text{H}}{\text{S}}$$

sau

$$\text{pH} = \text{p}K_s + \log \frac{\text{H}}{\text{S}} \quad \text{unde } \text{p}K_s = -\log K_s,$$

K_s fiind constanta de disociere a acidoidului din sol. Ulterior N. CERNESCU (1942) exprimă această relație sub forma:

$$\text{pH} = \text{p}K_s + \log \frac{V}{100 - V}$$

VAGELER (1932) stabilește de asemenea următoarea ecuație empirică pentru pH în funcție de gradul de saturație V (exprimat în %):

$$\text{pH} = \frac{1,4 (V-20)}{131 - V} + 4,8$$

Așa cum se observă din aceste relații, valoarea pH depinde de gradul de saturație (V) și de gradul de disociere a acidoidului din sol exprimat prin constanta K_s . Valoarea acestei constante a fost stabilită pentru prima dată de T. SAIDEL (1931) pentru soluri din țara noastră, găsind pentru $\text{p}K_s$ valoarea medie de 6. BRADFIELD, în cercetările sale, a arătat că valoarea lui $\text{p}K_s$ variază în intervalul de pH 4,9—7,1 de la 5,56—7,3; el consideră că valoarea medie este 5,86. Și



alți cercetători (MATTSON, W. PIERRE, G. D. SCARSETH și N. CERNESCU, 1942) au constatat o variație a constantei K_s atît în funcție de gradul de saturație (V) cît și în funcție de raportul $\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$.

N. CERNESCU (1942) este de părere că ecuația de tamponare poate desemna numai calitativ echilibrele care determină concentrația H^+ din sistemul apă—sol, neputînd exista o corelație strînsă între pH și gradul de saturație în baze, datorită pe de o parte raportului variabil dintre conținutul în argilă și humus din sol și pe de altă parte intensității diferite de alterare a substratului mineral al solului care determină o schimbare a compoziției complexului argilos al solului paralel cu creșterea debazificării. După datele lui N. CERNESCU, constanta pK_s ia valori puțin depărtate de 5,8 pentru soluri slab debazificate; pentru solurile mai puternic debazificate variază între 5,1—5,7, valoarea medie fiind 5,5.

Formulele referitoare la corelația pH — grad de saturație (redate mai sus), bazate pe legea acțiunii maselor, nu sînt însă valabile, conform concepțiilor actuale în chimia fizică, decît pentru soluții foarte diluate (« ideale »), ceea ce nu este cazul cu soluția solului sau soluția în care se determină reacția solului. În cazul soluțiilor mai puțin diluate este necesar — pentru a se menține valabile ecuațiile deduse din legea acțiunii maselor — ca în locul concentrației să se introducă concentrația activă sau activitatea (activitatea a fiind produsul dintre concentrația c și coeficientul de activitate f , adică $a = fc$). Reacția soluțiilor tampon este dată, dacă ținem seama de activități, de următoarea relație:

$$\text{pH} = \text{pK} + \log \frac{C_s}{C_a} - \text{pf}, \quad \text{în care}$$

pK și pf reprezintă logaritmul cu semn schimbat al constantei de disociere a acidului și, respectiv, al coeficientului de activitate, iar C_s și C_a concentrația sării și a acidului ce formează amestecul tampon.

Pornind de la această relație se încearcă stabilirea corelației dintre pH și gradul de saturație în baze, utilizîndu-se în acest scop numeroasele date analitice existente în prezent în arhiva de buletine a Comitetului Geologic.

În diagrama din fig. 1 sînt prezentate grafic valorile pH în funcție de gradul de saturație V în baze pentru solurile zonale din regiunile de cîmpie și dealuri ale țării noastre. Din grafic se observă că punctele se grupează de-a lungul unei curbe care se aseamănă cu o curbă de titrare a unui sistem tampon. Cele mai mici valori pH sînt cuprinse între 3,7—4,3 pentru $V = 5\%$; pH-ul crește destul de repede pînă la valori $V = 25—30\%$ unde atinge valori cuprinse între 4,6—5,4; în intervalul $V = 30—75\%$ valorile pH cresc foarte puțin cu gradul de saturație în baze ajungînd la 5,4—6,2 pentru $V = 75\%$; însfîrșit la $V > 75\%$ creșterea pH-ului odată cu gradul de saturație este foarte rapidă, atingîndu-se valori pH 7,8—8,2 pentru

$V = 95-100\%$. Această distribuție a valorilor pH în funcție de V corespunde în linii generale observațiilor lui N. CERNESCU (1942) cu excepția domeniului cu **grad** de saturație scăzut.

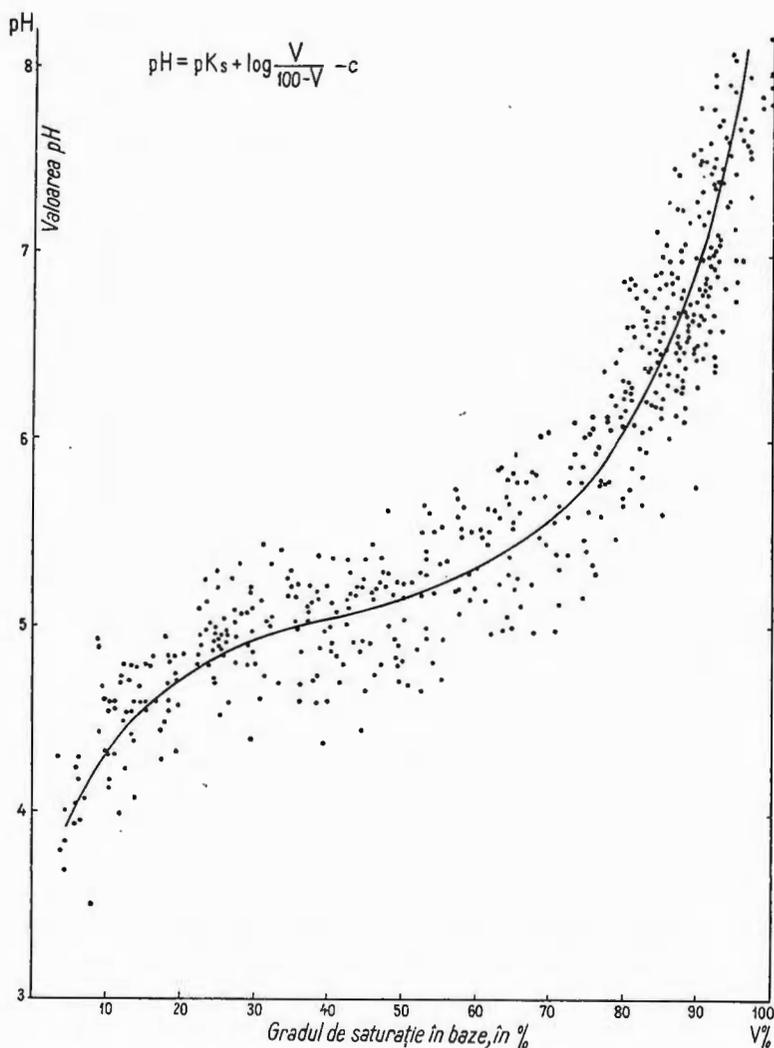


Fig. 1. — Variația pH-ului solurilor zonale în funcție de gradul de saturație în baze (V).

Accentuăm că în domeniul de valori V între 75% și 30%, deși se produce o schimbare apreciabilă a gradului de saturație în baze, totuși valorile pH variază foarte puțin, ceea ce indică o schimbare relativ mică a raportului dintre **ionii** de



H^+ și bazele disociate în soluția de sol în acest interval de valori V ; în acest domeniu (V între 75 și 30%) solul are deci o putere ridicată de tamponare.

Așa cum se constată din grafic, valoarea pH poate fi dedusă cu o aproximație de $\pm 0,4$ — $0,5$ unități pH dacă cunoaștem gradul de saturație. Invers, stabilirea gradului de saturație (V) din valorile pH ale solului nu este practic posibilă cu o bună aproximație decât numai în segmentele extreme ale curbei (ce corespund domeniilor de grad de saturație în baze în care solul nu este tamponat).

Curba pH — V stabilită de noi nu coincide cu curba dedusă din reprezentarea ecuației lui VAGELER și corespunde numai în parte ecuației SAIDEL-CERNESCU și anume pentru domeniul $V < 30\%$ și dacă considerăm valoarea $pK_s = 5,3$. Relația matematică ce ar putea reda curba reprezentată de noi este de forma următoare:

$$pH = pK_s + \log \frac{V}{100-V} - c$$

Această relație se deosebește de cea dată de SAIDEL—CERNESCU numai prin faptul că cuprinde și termenul « c » denumit « corecție », reprezentat printr-o mărime variabilă în raport cu gradul de saturație în baze. Prin introducerea acestei « corecții » devine posibilă exprimarea cantitativă a raporturilor dintre gradul de saturație în baze și valoarea pH a solului.

Relația stabilită este asemănătoare ca formă cu ecuația de tamponare redată mai sus; termenul pf este însă înlocuit cu termenul c . Se pune desigur întrebarea care este semnificația « corecției » c ? « Corecția » c include atât termenul pf (logaritmul cu semn schimbat al coeficientului de activitate f), cât și modificările constantei de disociere a acidoidului din sol. Coeficientul de activitate depinde de tăria ionică a soluției și de valența ionilor din soluție; valoarea pf ia, probabil, valori cuprinse între 0,2 și 0,4, mai mari desigur în domeniul extrem acid când este prezent în soluție un ion trivalent. În ceea ce privește constanta de disociere a acidoidului din sol, aceasta nu are aceeași valoare pentru toate gradele de saturație în baze — așa cum remarcă de altfel majoritatea cercetătorilor. Oscilațiile valorii pK_s sînt prinse în « corecția » c în mod global împreună cu termenul pf , neputîndu-se diferenția în prezent contribuția fiecăruia; în unele cazuri cei doi termeni se pot însuma, alteori se pot compensa.

Pentru stabilirea mărimii valorii pK_s și a corecției « c », în cazul solurilor examinate, s-a procedat astfel: s-a întocmit grafic curba pentru $\log \frac{V}{100-V}$, care reprezintă termenul principal variabil al ecuației ce exprimă valoarea pH în funcție de V ; prin compararea acestei curbe cu curba reală pH— V (fig.1) s-a constatat că cele 2 curbe se suprapun practic numai dacă considerăm $pK_s = 5,3$ și numai în intervalul $V = 5$ — 30% . S-a considerat convențional această valoare 5,3 drept valoare de bază pentru pK_s , iar corecțiile ce trebuie aplicate ecuației s-au dedus grafic prin stabilirea diferențelor dintre curba teoretică și cea reală.

Corecția c prezintă valori variabile în funcție de V ce sînt redată grafic în fig. 2 (scara din stînga) sau prin următoarele relații, aplicabile în diferite domenii ale gradului de saturație în baze:

$$\begin{aligned}
 c &= 0 && \text{pentru } V = 5-30 \% \\
 c &= + [0,155 - 1,45 \cdot 10^{-3} (52,5 - V)^{1,5}] && \text{pentru } V = 30-52,5 \% \\
 c &= + [0,155 - 1,45 \cdot 10^{-3} (V - 52,5)^{1,5}] && \text{pentru } V = 52,5-75 \% \\
 c &= - [1,82 \cdot 10^{-2} (V - 75)^{1,4}] && \text{pentru } V = 75-95 \%
 \end{aligned}$$

Valoarea pK_S a solului (în funcție de gradul de saturație) corectată cu mărimea « c »

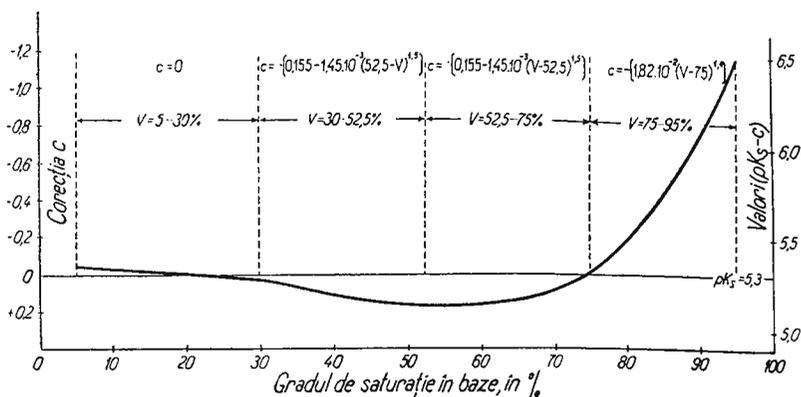


Fig. 2. — Variația « corecției » c și a termenului $(pK_S - c)$ în funcție de gradul de saturație în baze (V).

se poate deduce de asemenea direct din graficul din fig. 2 (pe scara din dreapta). Se observă că valoarea $(pK_S - c)$ este minimă (5,5) în jurul valorii $V = 50-55\%$, de unde se deduce că la acest grad de saturație acidoizii solului au cea mai mare tărie. La valori $V < 50\%$ valorile termenului $(pK_S - c)$ cresc ușor, iar de la $V < 30\%$ rămân practic constante (și egale cu 5,3). Pentru $V > 50\%$ valorile termenului $(pK_S - c)$ cresc, de asemeni, la început mai încet, apoi mult mai repede (de la $V > 75\%$) atingînd valoarea maximă de 6,5 pentru solurile aproape saturate ($V = 95\%$), ceea ce denotă o scădere a tăriei acidoidului, paralel cu creșterea gradului de saturație în baze. Valoarea « corecției » c devine nulă pentru $V = 5-30\%$ și pentru $V = 75\%$.

Un fapt încă nelămurit complet rămîne cauza care determină variația valorii lui pK_S (respectiv a termenului $pK_S - c$) paralel cu schimbarea lui V . N. CERNESCU (1942), bazat pe unele determinări experimentale, consideră că distribuirea punctelor din diagrama $pH - V$ urmează la grade de saturație ridicate ($V > 75\%$) curba de neutralizare a argilei, iar la grade de saturație mai mici, curba de neutralizare a humusului ($V < 75\%$). Această explicație trebuie în prezent completată cu



date noi referitoare la coloizii din sol. Se știe că atât natura coloizilor organici și a celor minerali, cât și raportul dintre aceștia, se schimbă mult în diferitele tipuri de sol ce corespund întregii game de valori V ce pot fi găsite în natură (4—100%) și că acești coloizi pot fi considerați ca acidoizi cu tării diferite. Valoarea pK_S a solului trebuie privită ca o mărime rezultantă, care depinde de constantele de disociere ale diferiților coloizi aflați în sol, precum și de raportul dintre acești coloizi.

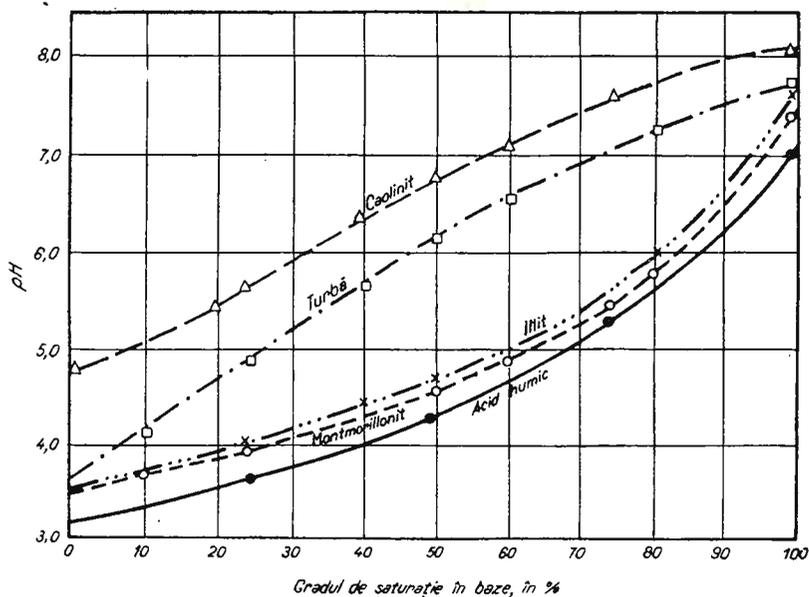


Fig. 3. — Variația pH-ului în funcție de gradul de saturație în baze (V) pentru diferiți coloizi din soluri (după A. MEHLICH).

Este deci firesc ca valoarea pK_S să varieze de la un tip de sol la altul și, deci, de la un grad de saturație la altul (ca urmare a schimbării naturii și proporției coloizilor organici și minerali din sol).

Este foarte probabil ca variația lui pK_S în funcție de V — care s-a discutat anterior — să fie determinată de următoarele situații: la solurile cu $V < 60-70\%$ între coloizii solului încep să aibă rol important acizii fulvici, puternic disociabili, fapt care se reflectă în valorile minime ale «constantei» pK_S la solurile cu V în jurul lui 50—55%; la valori mai mari ale gradului de saturație ($V > 60-70\%$) acizii fulvici cedează rolul lor acizilor humici mai slab disociabili, fapt care determină o creștere a valorii pK_S ; în ceea ce privește creșterea ușoară a valorii pK_S la solurile cu valori mici ale gradului de saturație (sub 30—40%), aceasta ar putea fi determinată de faptul că coloizii minerali de tipul montmorillonitului și illitului predominanți în solurile cu saturație ridicată în baze, lasă locul coloizilor de tipul

caolinitului care se manifestă ca acidoizi mult mai slabi (tăria citorva acidoizi din sol poate fi apreciată după curbele de saturație în baze ale acestora, redată în fig. 3 după MEHLICH) (reprodus după L. M. THOMPSON, 1957).

Cercetările ulterioare vor dovedi în ce măsură aceste presupuneri corespund realității.

Din diagrama pH—V se desprind și unele concluzii ce prezintă importanță de ordin practic. Solurile cu grad de saturație sub 75% au nevoie de amendamente calcaroase, cea mai accentuată necesitate manifestând-o solurile cu $V < 30\%$. Remarcăm de asemeni că pentru solurile ce au V între 30—75%, domeniu în care variația valorii pH cu gradul de saturație V este foarte lentă, singură valoarea pH (determinată în suspensie apoasă) și probabil și în suspensie salină nu poate constitui un criteriu absolut de apreciere a necesității de amendament calcaros; în schimb gradul de saturație (V) alături de mărimea T poate să servească mai bine în acest scop.

În ceea ce privește cantitatea de amendament calcaros necesară în practică pentru solurile nesaturate trebuie astfel stabilită, așa cum se deduce de asemeni din diagramă, încît prin saturarea solului cu calciu să se atingă neapărat un grad de saturație de aproximativ 75—80% pentru a se depăși zona cu puternică tamponare indicată în diagramă; numai astfel se poate asigura în sol stabilirea unui pH în jurul valorii 6.

Calculul cantității de amendament calcaros în aceste condiții, pentru un strat de sol de 20 cm grosime se poate face după formula:

$$\text{CO}_3\text{Ca} = 1,5 \frac{80-V}{100} T \text{ tone/ha}$$

$$\text{CaO} = 0,84 \frac{80-V}{100} T \text{ tone/ha}$$

în care

V = gradul de saturație

T = capacitatea totală de schimb cationic a solului în me la 100 g sol.

BIBLIOGRAFIE

1. BATUNER L. M., POZIN N. E., *Matematicieskie metodî v himicieskoi tehnike. Goshimisdad. Moskova, 1933.*
2. CERNESCU N. Die austauschfähigen Kationen in den Profile der zonalen Bodentypen Rumäniens und ihr Verhalten beim Verwitterungsprozess. *Annales de la Faculté d'Agronomie de Bucarest, vol. I, 1939—1940.*
3. CERNESCU N. Der Sättigungszustand des Bodens und die Wasserstoffionenkonzentration der wässrigen Bodensuspension. *Mitteilungen der technischen Hochschule. vol. XIII, pag. 243, Bukarest, 1942.*



4. CHIRIȚĂ C. D. Metoda pentru cercetarea în serie a condițiilor de saturație și aciditate ale solurilor. *Analele Inst. de Cercetări și Exp. Forestieră*, seria I. vol. VII, 1941.
5. DAVIDESCU D. *Agrochimia*. Ed. Agro Silvică de Stat. București, 1956.
6. KELLEY W. P. Cation exchange in soils. New-York, 1948. Ed. Reinhold Publishing Corporation.
7. METSON A. J. *Methods of Chemical Analysis for Soil Survey Samples*. Wellington New Zealand, 1956.
8. MILLAR C. E., TURK L. M., FOTH H. D. *Fundamentals of Soil Science* Third. Ed. 1958. New-York John Wiley and Sons.
9. SAIDEL T. Étude chimique des principaux types de sols de Roumanie *Comptes Rendus du XIV-e Congrès Intern. d'Agriculture 4- Section R.* 44 Bucarest, 1929.
10. SAIDEL T. Über die Lösungsgesetzmässigkeiten von Bodenbestandteilen. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, pag. 707—775, București 1931.
11. THOMPSON L. M. *Soil and Soil Fertility*. Second Edition. M. C. Graw Hill Book Company, New York, Toronto, London, 1957.
12. VAGELER P. *Der Kationen und Wasserhaushalt des Mineralbodens*. Berlin (J. Springer) 1932. XXX Buletine de analize. Arhiva Serv. de Pedologie din Comitetul Geologic.

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ pH И СТЕПЕНЬЮ НАСЫЩЕННОСТИ В ОСНОВАНИИ ДЛЯ ЗОНАЛЬНЫХ ПОЧВ Р.Н.Р.

Н. ФЛОРЯ, ЕЛЕНА СТОЙКА, ДОРОТЕЯ МАНЕС

(Краткое содержание)

Графическим представлением значений pH в зависимости от степени насыщенности в основании V для зональных почв равнинных и холмистых областей Р.Н.Р. была получена кривая тождественная титрованной кривой буферной системы. Авторы установили (рис. 1), что в зависимости от степени насыщенности в основании, вариация pH довольно усилена до $V = 25$ (30)%, незначительна в интервале $V = 30—75\%$ (в которых почвы представляют приподнятую буферную силу), становясь довольно усиленной в значениях превышающих 75%.

Полученная кривая находит следующее математическое выражение:

$$\text{pH} = \text{pK}_s + \log \frac{V}{100 - V} - c$$

K_s — будучи константой диссоциации ацидоида почвы, а термин c — «поправка».

Это соотношение отличается от соотношений, установленных Сайделем и Чернеску, тем обстоятельством, что содержит и термин c , представленный разнообразной величиной по сравнению со степенью насыщенности в основании. «Поправка» c имеет в виду в итоговом порядке, как влияние



активной концентрации (или активности), так и изменения константы диссоциации ацидоида почвы. Эта поправка принимает различные значения в различных степенях насыщенности; эти значения представлены на стр. 100 и на рис. 2.

Термин ($pK_s - c$) (рис. 2) варьирует между минимальным значением 5,15 для $V = 50-55\%$ (когда ацидоид почвы имеет наибольшую силу) и максимальные значения 5,5—6,5 для $V = 80-100\%$.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Вариация pH зональных почв в зависимости от степени насыщенности в основании (V).

Рис. 2. — Вариация «поправки» c и термина ($pK_s - c$) в зависимости от степени насыщенности в основании (V).

Рис. 3. — Вариация pH в зависимости от степени насыщенности у оснований (V) для различных коллоидов почв (по А. МЕЛИХ).

CORRÉLATION ENTRE LE pH ET LE DEGRÉ DE SATURATION EN BASE POUR LES SOLS ZONAUX DE LA R. P. ROUMAINE

PAR

N. FLOREA, ELENA STOICA, DOROTHEA MANES

(Résumé)

Par la représentation graphique des valeurs du pH en fonction du degré de saturation en bases V dans les sols zonaux des régions de plaine et de colline de la R. P. Roumaine on a obtenu une courbe pareille à la courbe de titrage d'un système tampon. L'on constate (fig. 1) qu'en fonction du degré de saturation en bases la variation du pH est assez accentuée jusqu'à $V = 25$ (30)% ; elle est insignifiante dans l'intervalle $V = 30-74\%$ (lorsque les sols accusent une intense capacité de tamponnement) et devient très accentuée pour les valeurs supérieures à 75%.

La courbe obtenue a l'expression mathématique suivante:

$$pH = pK_s + \log \frac{V}{100 - V} - c.$$

K_s représente la constante de dissociation de l'acidoïde du sol et le terme c une « correction ». Cette relation diffère des relations établies par SAIDEL et CERNESCU,



par le fait qu'elle comprend le terme c , exprimé par une valeur variable en fonction du degré de saturation en bases. La « correction » c tient compte autant de l'influence de la concentration active (ou activité) que de la modification de la constante de dissociation de l'acidoïde du sol. Cette correction accuse des valeurs diverses selon les divers degrés de saturation; ces valeurs sont indiquées à la page 100 et dans la fig. 2.

Le terme $(pK_s - c)$ (fig. 2) varie entre la valeur minimum 5,15 pour $V = 50-55\%$ (lorsque les acidoïdes du sol sont les plus forts, et les valeurs maxima 5,5—6,5 pour $V = 80-100\%$.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Variation du pH des sols zonaux en fonction du degré de saturation en base (V).

Fig. 2. — Variation de la « correction » c et du terme $(pK_s - c)$ en fonction du degré de saturation en base (V).

Fig. 3. — Variation du pH en fonction du degré de saturation en base (V) pour les divers colloïdes des sols (d'après A. MEHLICH).

RELATIONSHIP BETWEEN THE pH AND THE DEGREE OF BASE SATURATION REGARDING ZONAL SOILS OF THE RUMANIAN PEOPLE'S REPUBLIC

BY

N. FLOREA, E. STOICA, D. MANES

(Abstract)

The plotting of the pH values in relation to the degree of base saturation, V , for zonal soils of the plain and hilly areas of the Rumanian People's Republic represents a curve similar to the titration curve of a buffer system. In relation to the degree of base saturation, the variation of the pH value (Fig. 1) is quite accentuated up to $V = 25$ (30)%, insignificant for the interval $V = 30-75\%$ (where soils have a high buffering power) and very pronounced for values higher than 75%.

The curve has the following mathematical expression:

$$pH = pK_s + \log \frac{V}{100-V} - c$$

where: K_s is the constant of dissociation of the acidoid in soil, and c , a « correction ». This relation differs from those established by T. SAIDEL and N. CERNESCU; the difference is given by the term c representing a variable value in relation to the



degree of base saturation. The « correction » c considers both the influence of the active concentration (or activity) and the modification of the constant of dissociation of the acidoid in soil. This correction has different values for the various degrees of base saturation. These values are given on page 100 and Fig. 2.

The member $(pK_s - c)$ (Fig. 2) ranges from the minimum values 5,15 for $V = 50-55\%$ (when the acidoids of the soils have the highest strength) to the maximum values 5,5—6,5 for $V = 80-100\%$.

EXPLANATION OF FIGURES

Fig. 1. — Relation between the pH and the degree of base saturation (V)

Fig. 2. — Relation between the correction « c » (respectively the $pK_s - c$ member and the degree of base saturation).

Fig. 3. — Relation between the pH and the degree of base saturation (V) for different colloids in soils (after A. MEHLICH).



CORELAȚII ÎNTRE SATURAȚIA ÎN CATIONII DE SCHIMB ȘI GRADUL DE SATURAȚIE ÎN BAZE LA SOLURILE ZONALE DIN R. P. ROMÎNĂ¹⁾

DE

N. FLOREA, ELENA STOICA, DOROTHEA MANES

TABLA DE MATERII

Introducere	108
Relații între saturația în diferiții cationi de schimb și gradul de saturație în baze la solurile zonale din regiunile de câmpie și dealuri ale R.P.R.	110
Saturația în calciu	113
Orizontul A	113
Orizontul B	115
Orizontul D	115
Orizontul C	115
Saturația în magneziu	115
Orizontul A	115
Orizontul B	116
Orizontul C	116
Saturația în potasiu	116
Orizontul A	116
Orizontul B	118
Orizontul C	118
Saturația în sodiu	119
Orizontul A	119
Orizontul B	119
Orizontul C	119
Aluminiul mobil (sau de schimb).	119
Discuții asupra alcătuirii capacității de schimb cationic	123
Dezvoltarea stadială a procesului de saturare în baze — debazificare a solurilor.	129

¹⁾ Comunicare prezentată în ședința din 3 iunie 1961.



Introducere. Înșușirea solului de a reține cationi prin fenomene de adsorbție este dată de complexul coloidal organo-mineral al solului. Partea anorganică a solului își aduce contribuția în special prin fracțiunea granulometrică argilă ($< 0,002$ mm) și într-o măsură mult mai mică prin fracțiile praf și nisip, iar partea organică a solului mai ales prin acizii din humus. Capacitatea totală de schimb cationic depinde deci de cantitatea de coloizi din sol, respectiv de conținutul în humus și în argilă. Natura mineralelor care constituie fracția argilă și felul acizilor din humus (compoziția humusului) au de asemenea un rol important în determinarea capacității totale de schimb cationic a solului.

Proporțiile și cantitățile în care apar cationii de schimb în diferite soluri sînt variabile depinzînd de energia cu care cationul respectiv este reținut în complexul adsorbțiv al solului, de materialul parental și de influența exercitată de ceilalți factori care contribuie la formarea și evoluția solului (reflectedată în intensitatea de manifestare a proceselor eluvial și bioacumulativ, etc.). Cunoșcînd deci proprietățile de schimb ale solului în corelație cu factorii care le determină, vom avea informații despre coloizii solului, despre stadiul de evoluție a solului, despre natura proceselor care se petrec în sol, etc.

Cunoașterea proprietăților de schimb ale solurilor interesează și din punct de vedere practic, în legătură cu fertilitatea lui (pentru indicații de culturi, îngrășăminte, amendamente, irigații). Cationii de schimb influențează însușirile productive ale solului sub următoarele aspecte:

Cationii schimbabili au un rol important în nutriția plantelor, deoarece toți cationii de schimb din sol pot fi asimilați de către plante prin schimb cu ionii de hidrogen din porii radiculari, fie prin adsorbție din soluția de sol, fie prin transfer direct de pe suprafețele compușilor mineralelor argiloase adică prin « schimb prin contact » (A. J. METSON, 1956). Cationii de schimb reprezintă deci o sursă de elemente nutritive, relativ ușor accesibile plantelor;

Cationii de schimb — mai precis raportul între ei — determină reacția solului (pH-ul solului), de care depinde accesibilitatea pentru plante a fosforului și a altor elemente nutritive din sol, precum și activitatea microorganismelor. În literatura de specialitate se discută în ce măsură excesul de ioni H^+ , prezența Al mobil ca o consecință a acestuia sau insuficiența în elemente nutritive (Ca, Mg, K) sînt răspunzătoare de efectele nefavorabile ale solurilor acide asupra creșterii și dezvoltării plantelor;

Cationii de schimb exercită influențe și asupra proprietăților fizice ale solurilor prin modul în care intervin în coagularea sau peptizarea coloizilor din sol. Astfel se știe că solurile saturate în mod predominant cu calciu au de obicei o structură granulară stabilă, favorabilă pentru culturi. Creșterea cantității de Na schimbabil în complexul coloidal are ca efect micșorarea stabilității agregatelor structurale, micșorarea permeabilității și tendința de dispersie în apă a masei solului; aceste efecte devin net sesizabile cînd conținutul în Na atinge o valoare în jur de 12—15% din



capacitatea de schimb (A. J. METSON 1956). Ionul Mg^{+2} are de asemenea tendința de a influența nefavorabil proprietățile fizice ale solului dacă devine predominant în complexul adsorbativ;

Cationii de schimb reprezintă un rezervor care reglează concentrația și compoziția soluției solului, ca urmare a echilibrului dinamic ce se stabilește între cationii de schimb și cationii din soluția solului. Astfel, scăderea concentrației sau consumul selectiv de cationi din soluția de sol este compensat de cationii de schimb prin trecerea acestora în formă solubilă. Procesul se petrece și în sens invers și anume în cazul creșterii concentrației unuia dintre cationii din soluția de sol sau a concentrației soluției de sol.

Din cele expuse rezultă deci importanța cunoașterii cationilor de schimb ai solurilor și a proporției în care cationii intră în alcătuirea capacității de schimb, atât din punct de vedere pedogenetic, cât și din punct de vedere practic, agricol.

Primele cercetări asupra proprietăților de schimb ale solurilor din țara noastră le găsim în lucrările lui T. SAIDEL (1929) în care este prezentată o caracterizare fizico-chimică complexă a principalelor tipuri de sol din țara noastră și este stabilită relația între reacția soluției de sol și mărimile S (suma bazelor schimbabile) și H (hidrogenul schimbabil) (SAIDEL, 1931). G. PAVLOSCHI, lucrând mult timp în colaborare cu T. SAIDEL, s-a ocupat mai mult de aspectul teoretic al procesului de schimb cationic, utilizând în cercetări metoda extraselor repetate.

Cercetări complexe referitoare la problema schimbului de cationi la soluri sînt efectuate de N. CERNESCU. În lucrările sale sînt studiate relațiile între cationii de schimb și structură (N. CERNESCU, 1931); sînt selecționate în mod critic și adaptate cele mai indicate metode pentru determinarea capacității de schimb și a cationilor schimbabili la soluri (N. CERNESCU, 1939); este stabilită capacitatea de schimb a argilei și a humusului din diferite tipuri de sol din țară (N. CERNESCU, 1939); sînt caracterizate sub aspectul cationilor de schimb principalele tipuri genetice de sol din țară și, prin interpretarea justă a rezultatelor se stabilesc unele relații calitative între cationii de schimb în tipurile zonale de sol din țara noastră analizînd comportarea cationilor de schimb în procesul de levigare și alterare (N. CERNESCU, 1940).

Diverse aspecte ale problemei proprietăților de schimb ale solurilor din țara noastră sînt cuprinse și în lucrările altor cercetători. Astfel C. CHIRIȚĂ s-a ocupat de variația capacității totale de schimb cationic (T), a sumei bazelor (S), a acidității (H) și a gradului de saturație (V) în funcție de intensitatea degradării la solurile ce evoluează prin procese de degradare etc. (CHIRIȚĂ, 1941). Contribuții importante în cercetarea cationilor de schimb la solurile din țara noastră a adus M. POPOVĂȚ, care propune o relație pentru a calcula cantitatea de baze ce revine pentru 1 g argilă și 1 g humus (M. POPOVĂȚ, 1933).

În ultimii ani cercetările pedologice de teren și de laborator au fost extinse și intensificate în vederea întocmirii hărților de soluri ale țării la diferite scări. Ca rezultat



al muncii depuse de colectivul de cercetători pedologi și chimiști sub conducerea prof. N. CERNESCU, M. POPOVĂȚ și N. FLOREA, s-a acumulat printre altele și un bogat material analitic; prelucrarea acestui material a permis stabilirea relațiilor dintre gradul de saturație a solurilor zonale și saturația în diferite baze, relații ce constituie obiectul lucrării de față.

Analizele ale căror rezultate au fost folosite în lucrarea de față au fost efectuate în secția de chimia solului, condusă de GEORGETA ATANASIU, de către următorii chimiști: G. ATANASIU, M. NICOLAU, L. STOICA, E. STOICA, N. IVANOV, F. POPESCU, N. BRATOSIN, R. SAFTA, D. TODOR, L. BALABAN, R. VERMEȘ-IANCU, D. MANES, E. COLIOS, M. VASILESCU, M. CONSTANTINESCU, E. BUGEAG, A. PETRESCU, E. IACOB, A. MEDEȘAN, C. SCHRAMEK, V. NĂSTĂSACHE.

RELAȚII ÎNTRE SATURAȚIA ÎN DIFERIȚII CATIONI DE SCHIMB ȘI GRADUL DE SATURAȚIE ÎN BAZE LA SOLURILE ZONALE DIN REGIUNILE DE CÎMPIE ȘI DEALURI ALE R.P.R.

Noțiunea de grad de saturație definită prima dată de D. J. HISSINK reprezintă conținutul în cationii metalelor mono-și bivalente exprimat în procente din capacitatea de schimb a solului. Gradul de saturație în baze a solului V este dat de relația:

$$V = \frac{S}{T} 100$$

în care:

V = gradul de saturație în baze, exprimat în %;

S = suma bazelor schimbabile în me la 100 g sol;

T = capacitatea totală de schimb cationic în me la 100 g sol.

(Saturația în diferiții cationi schimbabili se calculează după aceeași formulă înlocuind

însă pe S prin cationul respectiv. De exemplu: $V_{Ca} = \frac{Ca}{T} 100$, unde V_{Ca} este satura-

ția în calciu, iar Ca miliechivalenții gram de calciu de schimb la 100 g sol). Sol complet saturat cu baze, deci cu $V = 100\%$, este considerat după BRADFIELD solul care se găsește în echilibru cu o soluție de carbonat și bicarbonat de calciu la presiunea parțială a CO_2 din aer. Relațiile cantitative stabilite între mărimile pe care le discutăm se referă la rezultate analitice obținute prin metode care au la bază acest punct de vedere.

Pe măsură ce carbonații de calciu și magneziu sînt îndepărtați din sol prin procesul de levigare, cationii bazici încep să fie îndepărtați din complexul adsorbiv al solului, în locul lor substituindu-se ionul de hidrogen. În alcătuirea capacității de schimb a solurilor din care carbonații de calciu și magneziu au fost levigați trebuie luat în considerare deci și conținutul relativ în H , care va fi complementul gradului de saturație $(100-V)$.



În acest capitol se va trata variația saturației în cationii bazici (Ca, Mg, K, Na) în raport cu gradul de saturație (V) în diferitele orizonturi ale solurilor zonale din R.P.R.

Prezența cationilor Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ sub formă schimbabilă în soluri este explicată prin preponderența lor în mineralele primare care se alterează (cu liberarea acestor baze) trecând în minerale secundare argiloase (care la rândul lor suferă modificări ulterioare sub influența factorilor externi, eliberând în continuare aceste baze (A. J. METSON, 1956). Raporturile cantitative dintre cationii schimbabili depind de diverși factori. Astfel este cunoscut faptul că într-un climat arid raporturile cantitative între diferiții cationi care se acumulează sînt determinate în primul rînd de viteza cu care ei sînt puși în libertate din minerale (L. N. THOMPSON, 1957) deoarece în solurile formate în acest climat în mod practic nu apar pierderi prin levigare, iar saturația în baze este de 100%. Din mineralele silicilate elementele se eliberează în ordinea: $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na} > \text{K}$ și de obicei în solurile din regiunile aride în această ordine se acumulează în sol cationii schimbabili (L. M. THOMPSON, 1957). Curenții de apă ascendenți pot modifica această ordine; ionii de Na^+ fiind mult mai solubili decît alte baze se pot ridica la suprafață ajungînd astfel să modifice saturația în Na^+ a complexului adsorbțiv (L. M. THOMPSON, 1957).

În solurile din regiunile umede, în care au loc procese de levigare, raportul între saturațiile diferiților cationi schimbabili depinde, în afară de viteza cu care cationii se eliberează din rețeaua mineralelor și trec în sfera de schimb a complexului adsorbțiv, și de energia cu care diferiții cationi vor fi reținuți în complex (care depinde după WIEGNER de starea lor de hidratare), de intensitatea levigării solului și de natura rocii-mame.

În țara noastră, raportul dintre cationii schimbabili, atît în solurile cu carbonați, cît și în solurile din care carbonații au fost îndepărtați prin levigare, a fost studiat prima dată de N. CERNESCU (N. CERNESCU, 1940) care discutînd comportarea cationilor de schimb în procesul de levigare, arată cum variază raporturile între saturațiile diferiților cationi la trecerea de la treapta de debazificare corespunzătoare solurilor de stepă, la cea a solului brun-roșcat de pădure și apoi a podzolului secundar.

Existența în prezent a unui număr foarte mare de determinări pentru cationii schimbabili din diferite tipuri de sol a permis (în urma unei prelucrări statistice a valorilor obținute pentru saturația în cationii: Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+) urmărirea, în mod continuu a comportării acestor cationi și a schimbării raportului dintre ei în cursul procesului de pătrundere a H^+ în complex (de la $V = 100$ pînă la limita inferioară practic determinată $V = 5-4\%$); aceasta a dat posibilitatea să se sesizeze la ce grade de saturație se produc schimbări semnificative în mersul procesului de debazificare a solurilor.

Pentru a stabili corelația ce există între gradul de saturație a solului în baze, pe de o parte, și saturația în diferitele baze (Ca, Mg, K, Na) pe de altă parte, s-a întocmit, pe baza materialului analitic existent referitor la solurile zonale din regiunile de cîmpie



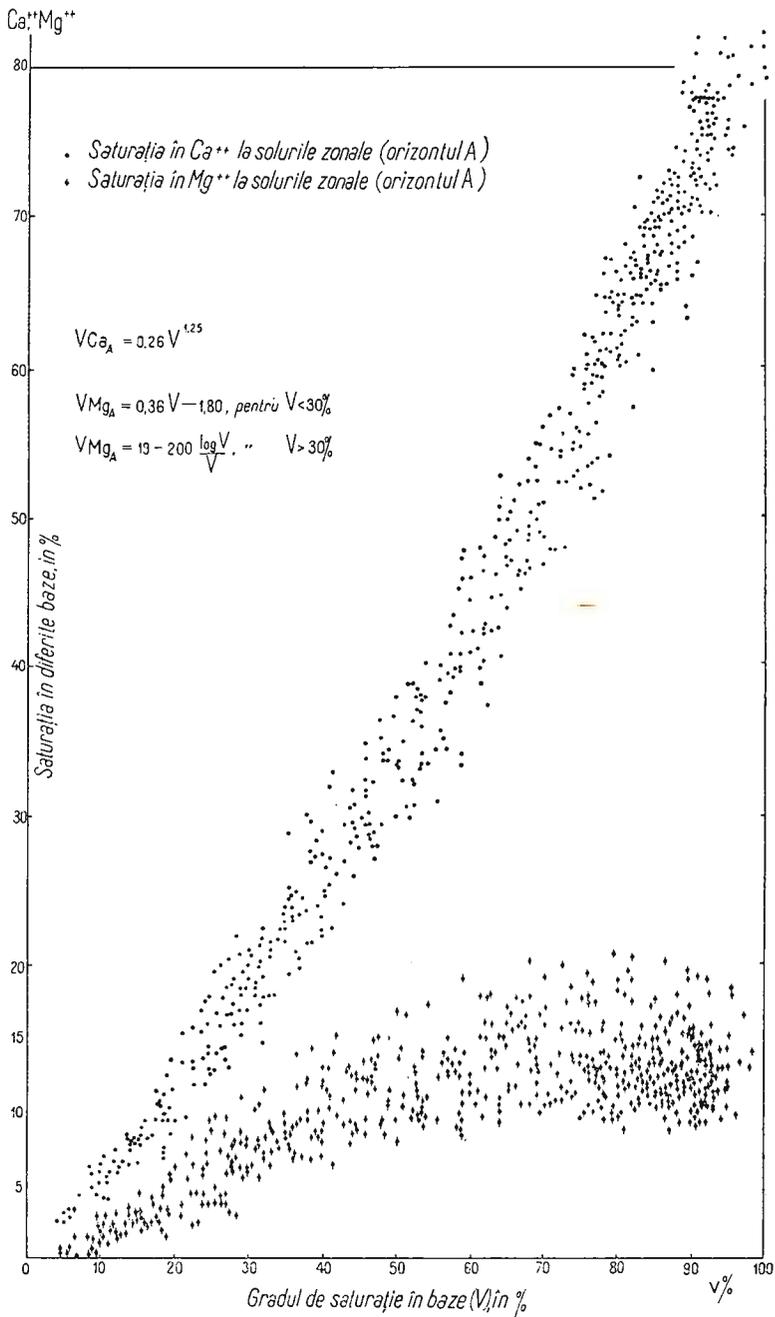


Fig. 1. — Variația saturației în Ca (V_{Ca}) și Mg (V_{Mg}) în funcție de gradul de saturație (V) în orizontul A al solurilor zonale din R.P.R.



și dealuri ale țării noastre, diagramele corespunzătoare pentru orizonturile A, B, C, D. Concluziile ce se desprind din aceste diagrame sînt expuse în cele ce urmează:

Saturația în Ca. Orizontul A. Variația saturației în Ca în orizontul A în funcție de gradul de saturație (V) este redată în diagrama din figura 1. Se observă că valorile se grupează destul de strîns în jurul unei curbe asemănătoare unei parabole cu o ușoară concavitate în sus și variază între aproximativ 2,0—3,5% pentru $V = 5\%$ și 78—85% pentru $V = 100\%$. La solurile saturate în baze ce conțin și carbonați, saturația în calciu în orizontul A (fig. 2) variază în limite mai largi, fiind cuprinsă între 63% și 86—87% în cazul solurilor ce conțin sub 1% CO_3Ca ; o dată cu creșterea conținutului de CO_3Ca în sol se constată în general o scădere a saturației în calciu, saturație care este cuprinsă de obicei între 55—60% și 75—80%. Această scădere a saturației în calciu se datorește faptului că alături de CO_3Ca se acumulează în sol și CO_3Mg și chiar mici cantități de săruri ușor solubile de sodiu, sub influența cărora se schimbă raportul de concentrație dintre cationii din soluția solului (și deci și din complexul coloidal) în sensul creșterii rolului relativ al celorlalți cationi.

Variația saturației în calciu în orizontul A în funcție de gradul de saturație V poate fi redată cu suficientă precizie de o relație matematică de tipul unei funcții-putere de forma:

$$V_{\text{CaA}} = k \cdot V^n$$

Stabilirea valorilor pentru constantele k și n s-a efectuat prin metoda linearizării ecuației de mai sus prin logaritmare. Valorile deduse pentru k și n sînt respectiv:

$$k = 0,26 \text{ și } n = 1,25$$

astfel că relația care dă variația saturației în calciu în funcție de V — valabilă în domeniul $V = 4 - 96\%$ — ia forma:

$$V_{\text{CaA}} = 0,26 V^{1,25} \text{ sau}$$

$$\log V_{\text{CaA}} = 1,25 \log V - 0,585$$

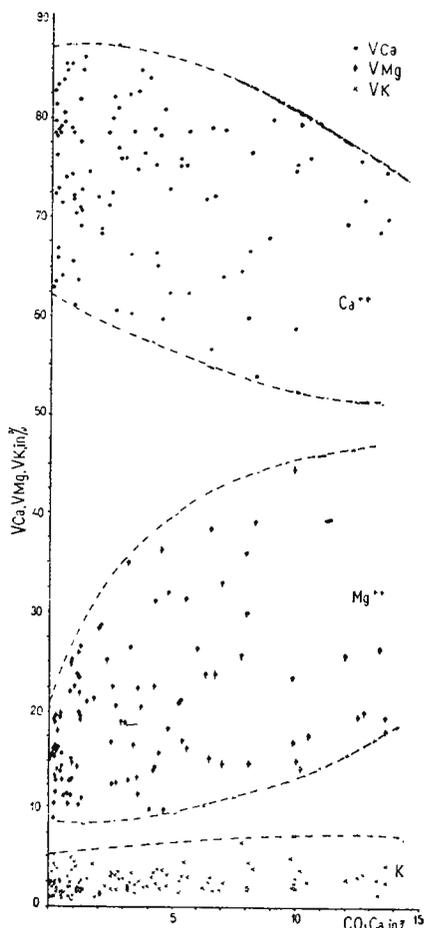


Fig. 2. — Variația saturației în Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}) și K (V_{K}) în raport cu cantitatea de carbonat de calciu în orizontul A al solurilor cu carbonați.

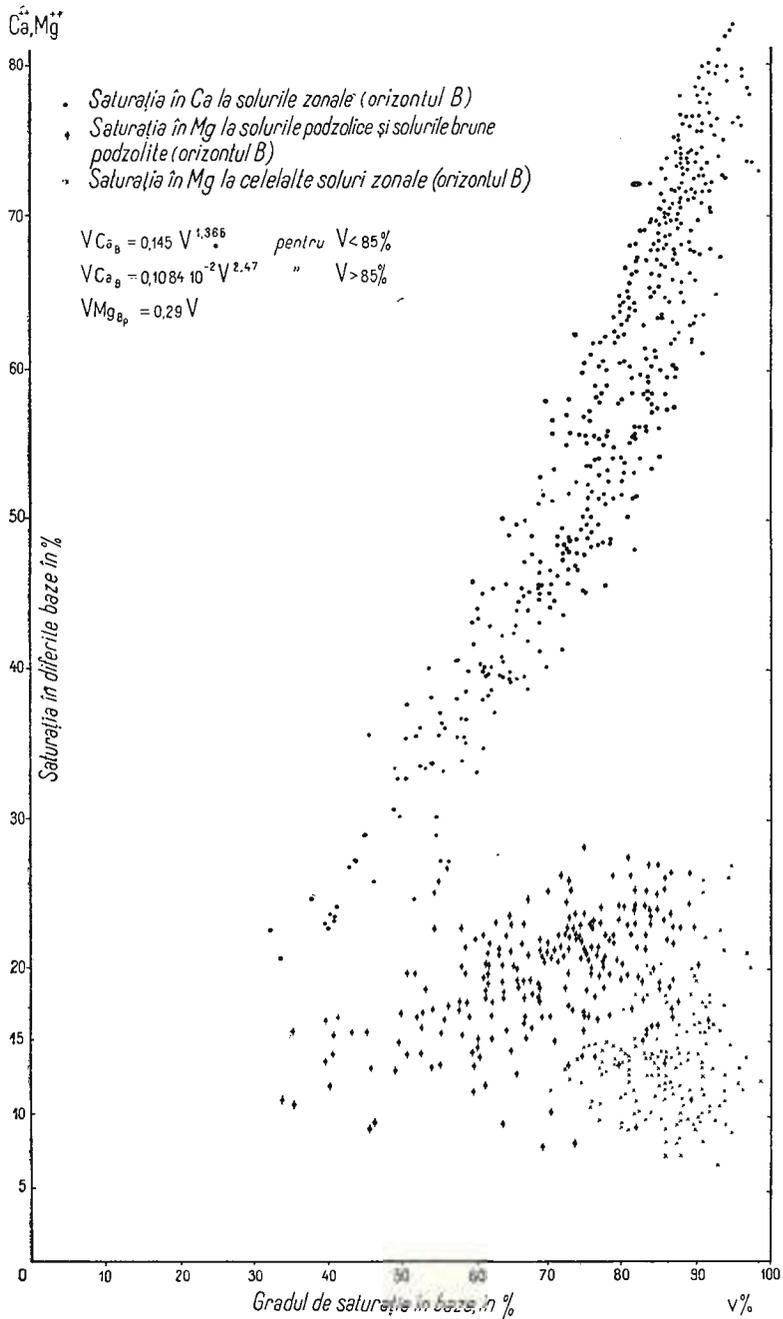


Fig. 3. — Variația saturației în Ca (V_{Ca}) și Mg (V_{Mg}) în funcție de gradul de saturație (V) în orizontul B al solurilor zonale.



Cum era de așteptat după alura curbei, valoarea lui n este apropiată de 1, ceea ce corespunde unei curbe puțin depărtate de o linie dreaptă.

Cu ajutorul relației de mai sus sau folosindu-ne de curba din fig. 1 putem stabili (așa cum se observă din diagrama menționată) cu o abatere de $\pm 2-3\%$ saturația în Ca a unui sol zonal dacă îi cunoaștem gradul de saturație; invers, dacă cunoaștem saturația în Ca a solului respectiv, putem stabili de asemenea valoarea pentru V — însă mai puțin precis — cu o abatere de $5-7\%$.

O r i z o n t u l B. Variația saturației în Ca în orizontul B este prezentată în fig. 3. Punctele se înscriu de-a lungul unei curbe asemănătoare celei din orizontul A, care prezintă însă o concavitate mai accentuată; saturația în Ca variază de la $20-22\%$ pentru $V = 35-40\%$, pînă la aproximativ $77-83\%$ pentru $V = 95-97\%$. Așa cum se observă din diagramă curba prezintă pînă la $V = 85\%$ o înclinare mai mică, iar de la valori V peste 85% o înclinare mai accentuată. Variația saturației în Ca în orizontul B poate fi redată de relațiile următoare:

$$V_{CaB} = 0,145 V^{1,365} \text{ sau } \log V_{CaB} = 1,365 \log V - 0,8388, \text{ valabilă pentru } V = 40-85\%, \text{ și}$$

$$V_{CaB} = 0,1084 \cdot 10^{-2} V^{2,47} \text{ sau } \log V_{CaB} = 2,47 \log V - 2,965, \text{ valabilă pentru } V > 85\%.$$

O r i z o n t u l D. Variația saturației în Ca în orizontul D (la solurile cu regim hidric transpercolativ), al cărui grad de saturație în baze este cuprins de obicei între 80 și 100% , (rareori coborînd spre 60%), este foarte asemănătoare cu cea din orizontul B. Această concluzie este valabilă și pentru celelalte baze schimbabile.

O r i z o n t u l C. Variația saturației în Ca în orizontul C (la solurile cu regim hidric netranspercolativ), ia valori foarte variate cuprinse între 60 și 90% , cele mai frecvente valori fiind cuprinse între 73 și 85% (fig. 4). Dispersiunea mare a acestor valori trebuie pusă pe seama originii și naturii diferite a rocilor-mame, acumulării diferențiate a sărurilor (CO_3Mg , săruri solubile) în orizontul C, precum și dificultăților (erorilor) întîmpinate la analiza acestor probe de sol.

Saturația în magneziu. **O r i z o n t u l A.** Variația saturației în magneziu în orizontul A în funcție de V este reprezentată grafic (fig. 1) prin puncte care în ansamblu descriu o curbă asemănătoare unei parabole ce prezintă o concavitate în jos; punctele sînt distribuite într-o fișie mai largă decît în cazul calciului, ceea ce arată o dependență a Mg mai puțin strînsă față de gradul de saturație.

Din diagramă se observă că saturația în magneziu crește repede în funcție de V în intervalul $5-50\%$, începînd cu valorile $0-1\%$ pentru $V = 5\%$, pînă la valori cuprinse între $8-17\%$ pentru $V = 50\%$. Dincolo de valoarea $V = 50\%$, creșterea saturației în magneziu în funcție de V este neînsemnată, ajungînd la valori cuprinse între $9-20\%$ pentru $V = 95-100\%$; în acest interval deci, ($V = 50-100\%$) Mg

rămîne aproape constant, curba tinzînd să rămînă paralelă cu axa absciselor. Relațiile care redau variația saturației în Mg în orizontul A sînt:

$$V_{Mg_A} = 0,36 V - 1,80 \quad \text{valabilă pentru } V < 30\%, \text{ și}$$

$$V_{Mg_A} = 19 - 200 \frac{\log V}{V} \quad \text{valabilă pentru } V > 30\%$$

Prima relație este o ecuație lineară, următoarea este logaritmică.

Saturația în Mg în orizontul A al solurilor saturate ce conțin carbonați (fig. 2) este de obicei mai ridicată. Valorile minime întîlnite cresc aproximativ de la 10% pentru solurile cu 1% CO₃Ca la aproximativ 15% pentru solurile cu 10% CO₃Ca. Valorile maxime ale saturației în Mg sînt mai greu de stabilit, deoarece datele sînt puțin concludente; de obicei se întîlnesc valori de 25—28%, dar apar totuși și saturații de 30—40% (ce s-ar putea datori și unor erori de metodă, dat fiind faptul că Mg schimbabil în asemenea soluri nu poate fi determinat direct).

Orizontul B. Variația saturației în Mg în orizontul B al solurilor zonale este cuprinsă între 7,5—27% pentru valori $V = 35—95\%$ fără a se putea observa o dependență între saturația în Mg și V, cu excepția solurilor podzolice și a solurilor brune podzolite (fig. 3). La acestea se constată, așa cum se vede din figura 3, că saturația în Mg crește linear în funcție de V, de la valori 10—14% Mg pentru $V = 35—40\%$ pînă spre 20—27% pentru $V \approx 85\%$. Variația saturației în Mg în funcție de V în orizontul B pentru solurile podzolice și brune podzolite este dată de relația:

$$V_{Mg_{Bp}} = 0,29 V$$

care reprezintă o dreaptă ce trece prin origine, cu domeniul de aplicabilitate între $V = 35—90\%$.

Orizontul C. Variația saturației în Mg în orizontul C (fig. 4) ia valori diferite între 8 și 27%, uneori chiar mai mult (pînă la 35—40%) (probabil în cazurile în care proba conține mult CO₃Mg, care avînd o solubilitate mai ridicată decît a CO₃Ca menține o concentrație relativ mai mare de Mg⁺⁺ în soluția solului).

Saturația în K. Orizontul A Saturația în K în orizontul A, variază în limite foarte restrînse și ia valori foarte apropiate pentru întreaga gamă a valorilor V; totuși, dacă examinăm cu atenție distribuția punctelor în diagrama din figura 5 se observă o ușoară variație a saturației în K în funcție de V, redată schematic prin curba din figura 13. Saturația în K ia valorile cele mai scăzute (0,25—2%) pentru $V = 5—15\%$; acestea cresc ușor pînă la 1—3% pentru $V = 30\%$; mai departe aceste valori se mențin practic constante pînă la $V = 100\%$. Pe baza acestor date se poate afirma că la solurile cu $V < 30\%$ la care se observă tendința micșorării saturației în K, pot să apară carențe de K; carențele devin desigur foarte frecvente



pentru solurile cu grad de saturație sub 15%, deoarece aceste soluri au cele mai scăzute valori pentru saturația în K.

Limita de $V = 30\%$ corespunde și cu limita superioară a stadiului oligobazic de evoluție a solurilor din zona forestieră stabilită de N. CERNESCU, stadiu în care

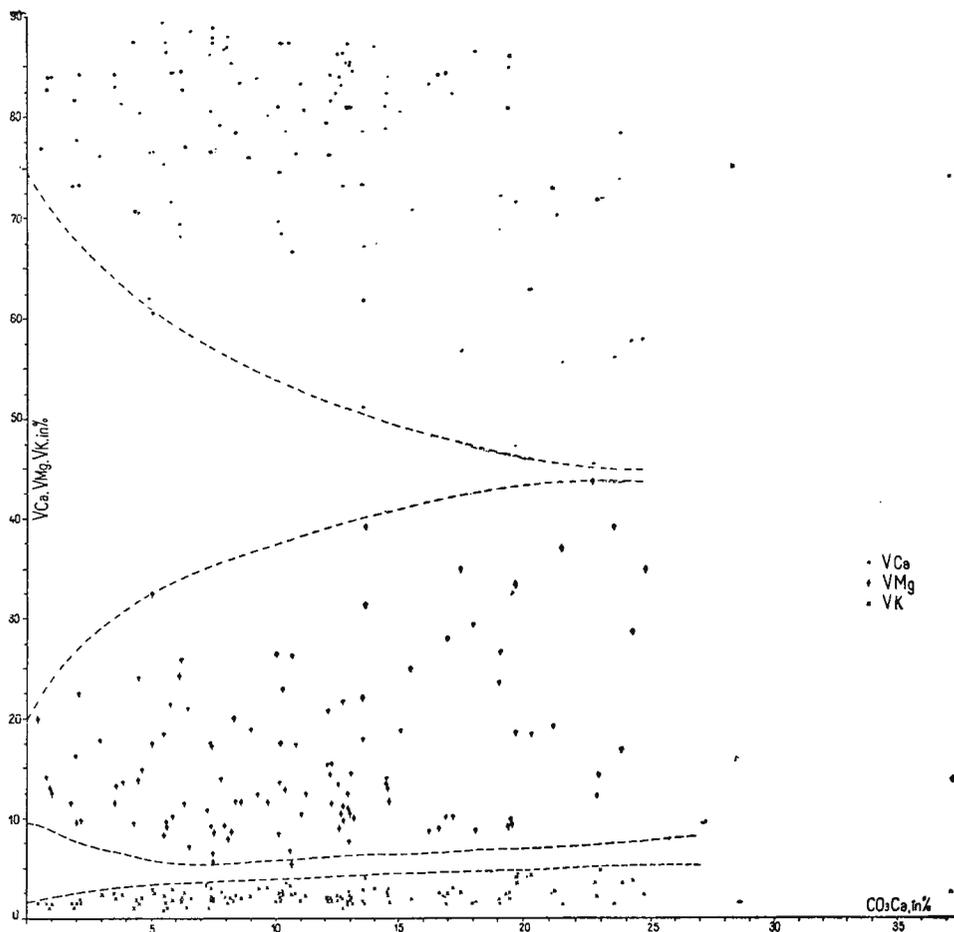


Fig. 4. — Variația saturației în Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}) și K (V_K) în raport cu cantitatea de carbonați, în orizontul C al solurilor zonale.

se constată insuficiența conținutului în K accesibil plantelor în peste 70% din cazuri (N. CERNESCU, 1959).

La solurile ce conțin carbonați, valorile frecvente ale saturației în K sînt cuprinse între 1 și 5% (fig. 2) pentru solurile cu mai puțin de 3—4% CO_3Ca și între 2 și 5% (uneori mai ridicate) la solurile cu peste 3—4% CO_3Ca .



Orizontul B. Saturația în K în orizontul B, nu depinde practic de gradul de saturație, luând valori constante pentru întregul domeniu de variație al valorilor V (35—100%) și anume între 0,70—2,5% (fig. 6).

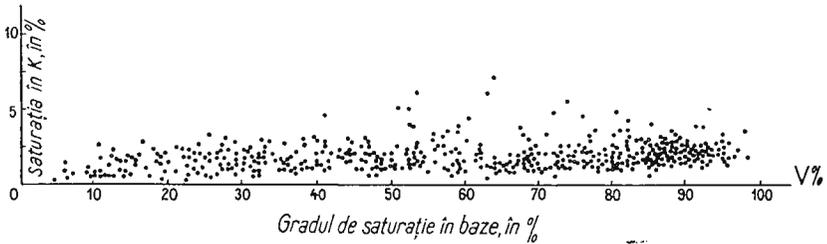


Fig. 5. — Variația saturației în K (V_K) în funcție de gradul de saturație (V) în orizontul A al solurilor zonale.

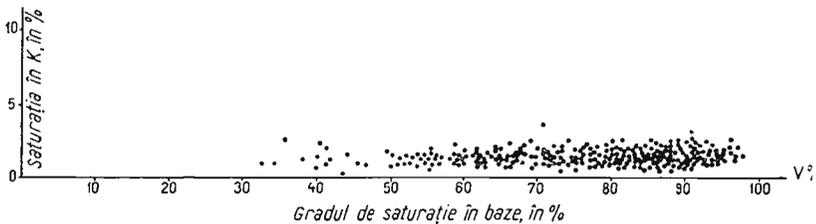


Fig. 6. — Variația saturației în K (V_K) în funcție de gradul de saturație (V) în orizontul B al solurilor zonale.

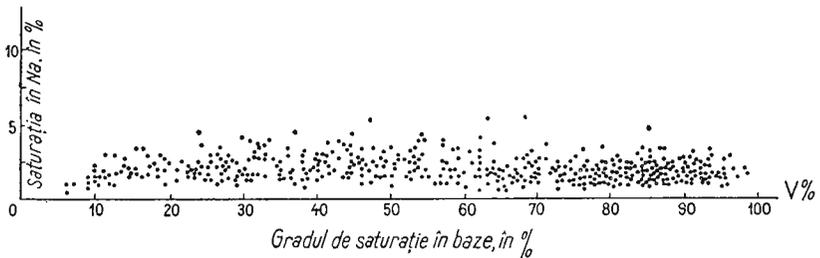


Fig. 7. — Variația saturației în Na (V_{Na}) în funcție de gradul de saturație (V) în orizontul A al solurilor zonale.

Orizontul C. În ceea ce privește saturația în K în orizontul C (fig. 4), aceasta ia valori cuprinse între 1 și 3% (rareori mai mult). Se remarcă deci saturații în K mai scăzute în probele de sol cu carbonați din orizontul C în comparație cu cele din orizontul A; această deosebire se datorește desigur acumulării biologice a K în orizontul superior al solului.



Saturația în Na. Orizontul A. Saturația în Na în orizontul A variază ca și saturația în potasiu, în limite restrânse, cu deosebirea că valorile pentru saturația în Na devin practic constante începînd de la $V = 15\%$; se remarcă totuși (cu anumite rezerve, datorită faptului că diferențele sînt foarte mici și s-ar putea datori și unor erori sistematice de analiză) o ușoară creștere a Na schimbabil în intervalul $V = 25-55\%$ (fig. 7). Saturația în Na este cuprinsă între $0,5-2,5\%$ pentru $V = 5-15\%$; se menține apoi între $1,25-3,5\%$ pentru $V = 15-55\%$ și între $1-3\%$ pentru $V > 55\%$. La solurile cu carbonați (fig. 8), saturația în Na se menține în general între aceleași limite la solurile cu mai puțin de $5\% \text{ CO}_3\text{Ca}$; solurile mai bogate în carbonați au saturația în Na în orizontul A între 1 și $5-6\%$, valorile mari fiind în general cele mai frecvente.

Orizontul B. Saturația în Na în orizontul B, (fig. 9) este, ca și saturația în K, practic constantă pentru toată gama de valori V ($35-95\%$) avînd valori cuprinse între $0,8-3,5\%$, similare cu cele din orizontul A.

Orizontul C. În orizontul C al solurilor zonale (cu regim hidric netranspercolativ) saturația în Na (fig. 10) este cuprinsă între $1,5$ și $5,5\%$ (uneori valori mai ridicate). Spre deosebire de cazul potasiului, nu remarcăm diferențe între saturația în Na a probelor de sol cu carbonați din orizontul C și A, ca urmare a faptului că sodiul participă într-o măsură neînsemnată în circuitul biologic, iar procesul eluvial este mult atenuat în condițiile în care se întîlnesc soluri cu cantități apreciabile de carbonați de la suprafață.

Aluminiu mobil (sau de schimb). Problema aluminiului care poate fi mobilizat din solurile acide prin percolare cu soluția unei sări este mult discutată în literatură

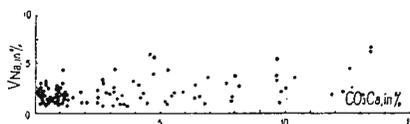


Fig. 8. — Variația saturației în Na (V_{Na}) în raport cu cantitatea de carbonați în orizontul A al solurilor cu carbonați.

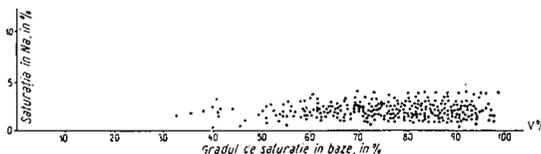


Fig. 9. — Variația saturației în Na (V_{Na}) în funcție de gradul de saturație (V) în orizontul B al solurilor zonale.

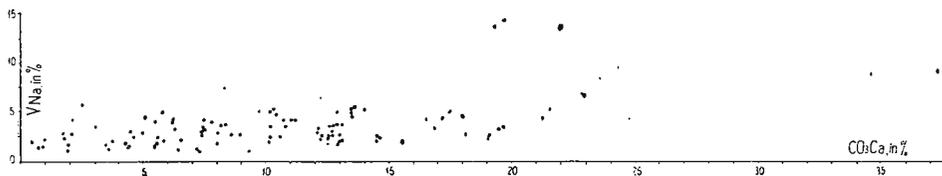


Fig. 10. — Variația saturației în Na (V_{Na}) în funcție de cantitatea de carbonați în orizontul C al solurilor zonale.



sub diferite aspecte ca: formele și cantitatea de aluminiu ce trec în soluție, natura și pH soluției de extracție, contribuția aluminiului la aciditatea totală a solului etc. Formele și cantitatea de aluminiu mobilizat din sol depind desigur de soluția de extracție și de pH-ul acesteia. Extracția aluminiului cu soluția unei sări neutre (ClK, Cl₂Ba, ClNa) netamponate decurge la pH-ul pe care îl ia soluția în contact cu solul, soluția respectivă modificându-și ușor pH-ul în funcție de cantitatea de ioni de H⁺ schimbabili. Aluminiul trece în soluție probabil atât prin schimb cationic cât și prin reacții secundare de dizolvare, mai ales în cazul solurilor puternic acide.

Soluțiile tamponate (de exemplu acetat de amoniu) prezintă avantajul că nu își modifică sensibil pH-ul în contact cu solul acid, astfel că extracția aluminiului decurge la un pH relativ constant (MC LEAN E. O. și alții, 1958, N. K. KRUPSKIN și alții, 1961), cantitatea de aluminiu variind în acest caz cu pH-ul la care este tamponată soluția de extracție.

De asemenea rolul relativ al hidrogenului schimbabil și al aluminiului la determinarea acidității totale la diferite soluri este o problemă care preocupă mult pe cercetători, nu numai din punct de vedere teoretic, ci și în scop aplicativ în legătură cu stabilirea unor metode care să permită determinarea separată a acidității solului corespunzătoare aluminiului, respectiv hidrogenului de schimb (JUAN, 1959).

În cele ce urmează ne referim numai la corelația dintre aluminiul mobil din solurile acide din țara noastră și gradul de saturație în baze a solurilor. Menționăm că aluminiul de schimb a fost determinat în laboratorul nostru prin metoda percolării cu soluție normală de ClK, astfel că valorile obținute reprezintă aluminiul mobilizat la pH-ul pe care l-a luat soluția în contact cu solul, pH care variază în funcție de sol; nepăstrându-se aceleași condiții de extracție, rezultatele obținute nu pot fi întru totul comparabile (ca în cazul metodelor ce folosesc soluții tamponate), astfel că concluziile deduse trebuie privite cu această rezervă.

În fig. 11 sînt redate grafic valorile aluminiului mobil (în me la 100 g sol) pentru orizonturile A și B ale solurilor zonale. Se remarcă în primul rînd faptul că valorile se grupează în interiorul a două fascicule distincte, corespunzătoare orizonturilor A și B ale solurilor cercetate, fascicule care au curburi diferite (fig. 11).

Examinînd valorile cuprinse în interiorul fascicolului corespunzător orizontului A se constată că cele mai mari valori ale aluminiului mobil (4—7 me la 100 g sol) le prezintă solurile cu grad de saturație scăzut (5—10%); conținutul de Al mobil scade repede pentru grade de saturație pînă la 30%, unde atinge valori de 1—4 (5) me la 100 g sol; mai departe conținutul în aluminiu mobil scade relativ lent (pînă la 0,1—0,2 me la 100 g sol) paralel cu creșterea gradului de saturație în baze pînă la 75—80%; la valori mai mari de 75—80% ale gradului de saturație nu se mai constată aluminiu mobil în orizontul A al solurilor. În general, valorile cele mai mari ale aluminiului mobil îl au solurile grele.



Fascicolul care delimitează variația valorilor aluminiului mobil în orizontul B prezintă, într-un interval restrâns de valori V (45—80%) o scădere foarte accentuată și o dispersie mare a valorilor pentru aluminiu mobil. La grade de saturație cuprinse între 45—55% valorile pentru aluminiu mobil sînt cuprinse între 2—9 me (la 100 g sol) în timp ce la gradul de saturație 80% ele se situează între 0,2—2,5 me la 100 g

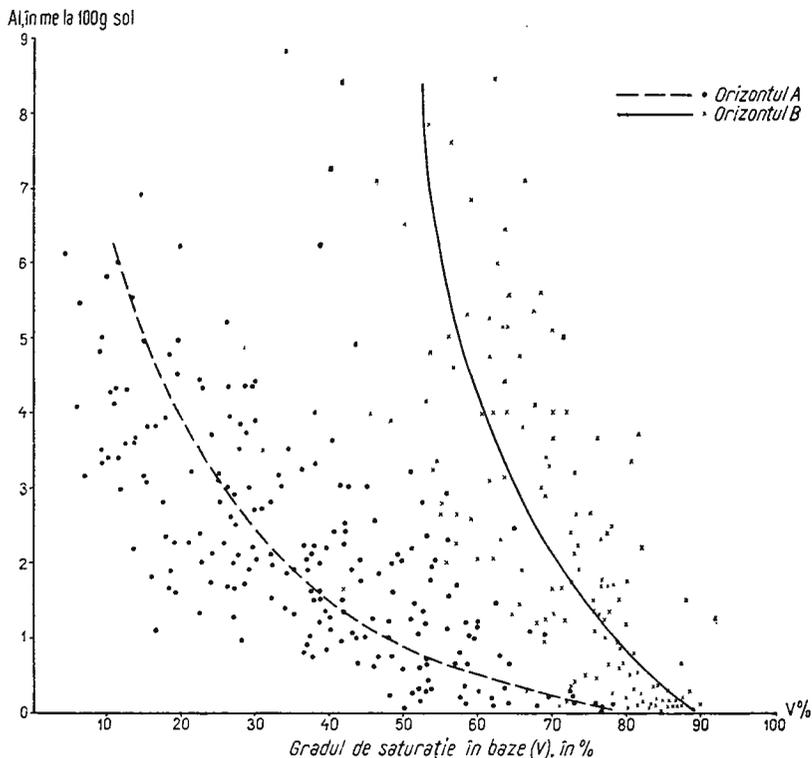


Fig. 11. — Variația cantității de Al în me determinat în extrasul cu ClK în funcție de gradul de saturație (V).

sol. La grade de saturație mai mari decît 80% aluminiul mobil ia valori mici, sub 0,2 me, pentru ca la valori V peste 90% să nu mai apară Al mobil.

Dacă se compară valorile aluminiului mobil în orizontul A și B pentru același grad de saturație, se constată că întotdeauna valorile corespunzătoare orizontului B sînt mai mari; aceasta se datorește în primul rînd faptului că orizontul B al solurilor acide este în majoritatea cazurilor mai bogat în coloizi minerali decît orizontul A.

Din diagrama menționată (fig. 11) se pot desprinde următoarele constatări:

Există o dependență între cantitatea de aluminiu mobilizat cu o soluție de ClK și gradul de saturație a solurilor; totuși, la același grad de saturație aluminiul mobil poate varia în limite destul de largi;



O dispersie mai mare a valorilor pentru orizontul A se observă între grade de saturație 10 și 30%; în acest interval solurile fiind netamponate (pH sub 4,9) soluția cu care se face extracția (ClK) capătă o reacție foarte acidă care favorizează mobilizarea diferitelor forme de aluminiu din sol. Probabil, aceasta este una din cauzele principale ale dispersiei mari a valorilor;

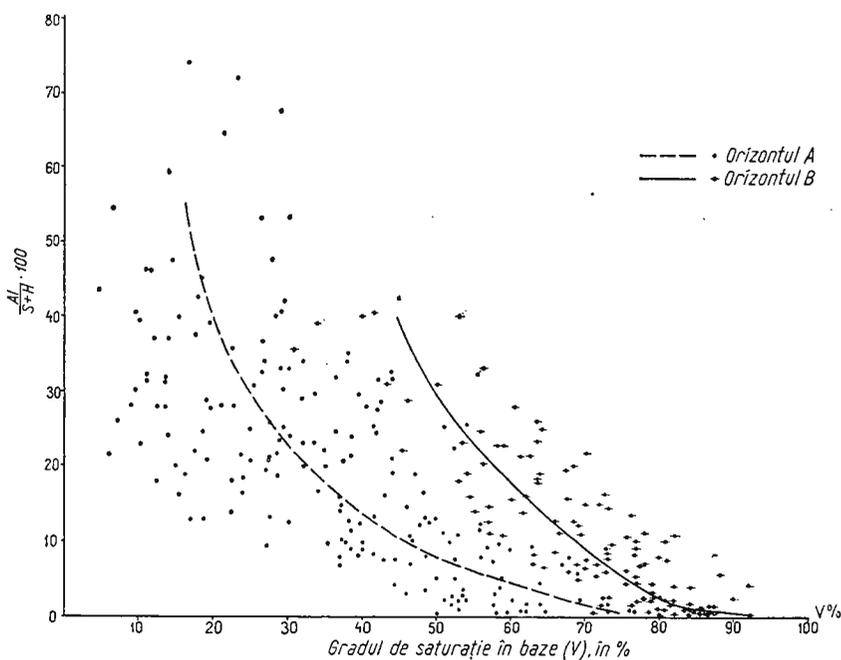


Fig. 12. — Variația raportului $\frac{\text{Al}}{\text{S} + \text{H}} \cdot 100$ în funcție de gradul de saturație V.

În orizontul A nu mai apare aluminiu mobil la un grad de saturație peste 75—80%, iar în orizontul B, la un grad de saturație peste 90%; în general la același grad de saturație aluminiul mobil este mai mare în orizontul B decât în orizontul A.

Concluziile deduse prin prelucrarea statistică a numeroaselor date analitice referitoare la diferite tipuri genetice de sol confirmă constatările făcute anterior de N. CERNESCU pe baza datelor analitice referitoare la două profile de podzol secundar, generalizând aceste constatări pentru întreaga gamă de soluri acide și precizând totodată valorile pe care le poate lua aluminiul mobil în diferite condiții.

În fig. 12 este reprezentată grafic variația raportului $\frac{\text{Al}}{\text{S} + \text{H}} \cdot 100$ în funcție de gradul de saturație. Și în acest caz valorile se grupează pe cele două orizonturi



A și B ale solurilor. Se remarcă imediat că în timp ce în orizontul A valorile se grupează într-un fascicol cu puncte mai dispersate, în orizontul B valorile se strâng în jurul unei curbe, arătând o mai strânsă dependență a acestui raport de gradul de saturație. Și în acest caz valorile corespunzătoare orizontului B sînt mai mari decît cele referitoare la orizontul A (care are un conținut mai ridicat de coloizi organici).

N. CERNESCU (1940) reprezentînd grafic raportul dintre aluminiul mobil și capacitatea de schimb cationic a argilei $\frac{\text{Al (în me)}}{\text{Targ (în me)}}$ în funcție de gradul de nesaturare a solului, obține gruparea punctelor pe o singură dreaptă, independent de faptul că valorile aparțin orizontului A sau B. Această dreaptă taie abscisa într-un punct ce corespunde unei saturații în baze de 88% (foarte apropiată de cifra de 90% grad de saturație la care, conform concluziilor stabilite mai sus, aluminiul mobil devine nul).

Datele de care dispunem nu permit alte precizări în legătură cu formele sub care se mobilizează Al la percolare cu o soluție N de ClK. Folosirea unei soluții tamponate, care să asigure extracția aluminiului la un pH aproximativ constant și deci și în condiții ce permit compararea valorilor, va conduce desigur la rezultate care pot fi mai intim corelate cu proprietățile de schimb ale solurilor.

DISCUȚII ASUPRA ALCĂTUIRII CAPACITĂȚII DE SCHIMB CATIONIC

Comparînd saturația aceluiași baze în orizonturile A și B ale solurilor zonale constatăm că pentru același grad de saturație se observă valori mai mari în orizontul B pentru saturația în Mg, în special la solurile podzolice și brune podzolite, valori mai mici în B pentru saturația în Ca și valori identice sau foarte puțin mai mici pentru saturația în K și Na.

Din literatura de specialitate (CERNESCU, 1940) este cunoscut faptul că solurile podzolice au saturația în Mg mai ridicată în orizonturile inferioare; după datele noastre această constatare este valabilă și pentru solurile brune podzolite. La noi în țară, N. CERNESCU a remarcat că « podzolorile de depresiune » au o saturație în Mg mai mare în orizontul B decît solurile brune roșcate de pădure (22,7% față de 13,4%) (N. CERNESCU, 1940). Pentru a explica acest lucru N. CERNESCU, ca și S. B. HENDRIK, L. T. ALEXANDER și R. A. NELSON (N. CERNESCU, 1940) admit că în condițiile naturale specifice ale solurilor menționate are loc o alterare relativ intensă a substratului mineral, prin care se eliberează în mod continuu cantități de Mg suficiente pentru a compensa și chiar depăși efectul procesului de levigare, astfel încît capacitatea de schimb pentru magneziu devine mai mare. Într-adevăr N. CERNESCU arată că în solurile de stepă raportul MgO/SiO_2 este mult mai ridicat (5,8 me MgO pentru 1 g SiO_2) față de solurile podzolice (2,7—3 me MgO la 1 g SiO_2); la fel



variază și raportul CaO față de SiO₂ (de la 1,75 me pentru 1 g SiO₂ la 0,3—0,5 me CaO pentru 1 g SiO₂). În același timp, trecînd de la solurile de stepă la solurile podzolice, se constată o creștere a procentului de Mg și Ca schimbabil față de Mg, respectiv Ca din complexul de alterare (determinați în extrasul în acid clorhidric) de la 4,5—5,5% la 8,4—10,5% în cazul magneziului și respectiv de la 50% la 90% în cazul calciului. Aceste date dovedesc intensificarea alterării substratului mineral pe măsură ce se trece de la solurile din zona de stepă la solurile din zona forestieră.

În legătură cu explicația de mai sus — referitoare la creșterea rolului magneziului în capacitatea de schimb cationic în solurile podzolice și brune podzolite — trebuie subliniat și faptul că substratul mineral al acestor soluri este mult mai sărac în minerale care ar putea elibera calciu, decît în minerale care conțin mangan — în comparație cu cel al solurilor de stepă — așa cum reiese de altfel din însăși datele prezentate mai sus după N. CERNESCU; de aceea în stadiul podzolic de evoluție a solului, la alterarea substratului mineral, se eliberează mult mai mult magneziu decît calciu.

O altă cauză care ar putea explica saturația mai mare în magneziu la solurile podzolice — semnalată de prof. N. CERNESCU — ar putea fi mărirea suprafeței accesibile pentru schimb a substratului mineral, ca urmare a creșterii gradului de dispersiune a complexului argilos în solurile podzolice (N. CERNESCU, 1940).

De asemenea, noi considerăm că formarea unui orizont genetic B mai greu permeabil în solurile podzolice și brune podzolite (de care este legată frecvența pseudogleizare a acestor soluri), orizont ce micșorează intensitatea levigării unor elemente aduse din orizontul superior, are o anumită importanță în diferențierea conținutului relativ de Mg schimbabil al orizontului A și B al acestor soluri; astfel s-ar explica frecvențele valori cu saturație ridicată în Mg ce caracterizează mai ales variantele pseudogleizate ale solurilor podzolice și ale solurilor brune podzolite.

În diagramele din figurile 13 și 14 prezentăm într-un singur grafic variația saturației în fiecare cation (Ca, Mg, K, Na și H) din orizontul A, respectiv B, în funcție de gradul de saturație în baze V (saturația în H după cum se știe este egală cu 100—V). Acest grafic oferă o privire de ansamblu asupra tuturor curbelor de variație a saturației fiecărui cation și permite o comparație a lor scoțînd în evidență comportarea cationilor în procesul de debazificare prin înlocuirea cationilor bazici cu H⁺.

Se observă din diagramă că ionul Ca⁺² predomină în general asupra celorlalți cationi bazici la toate gradele de saturație raportul $\frac{Ca}{(Mg + K + Na)}$ fiind cu atît mai mare cu cît crește V. La grade de saturație scăzute (V = 5—10%) raportul tinde spre 1, în timp ce la o saturație în baze mai ridicate raportul devine 4—5; totuși apar cazuri — la grade de saturație scăzute — în care chiar raportul Ca/Mg este subunitar (fig. 15).



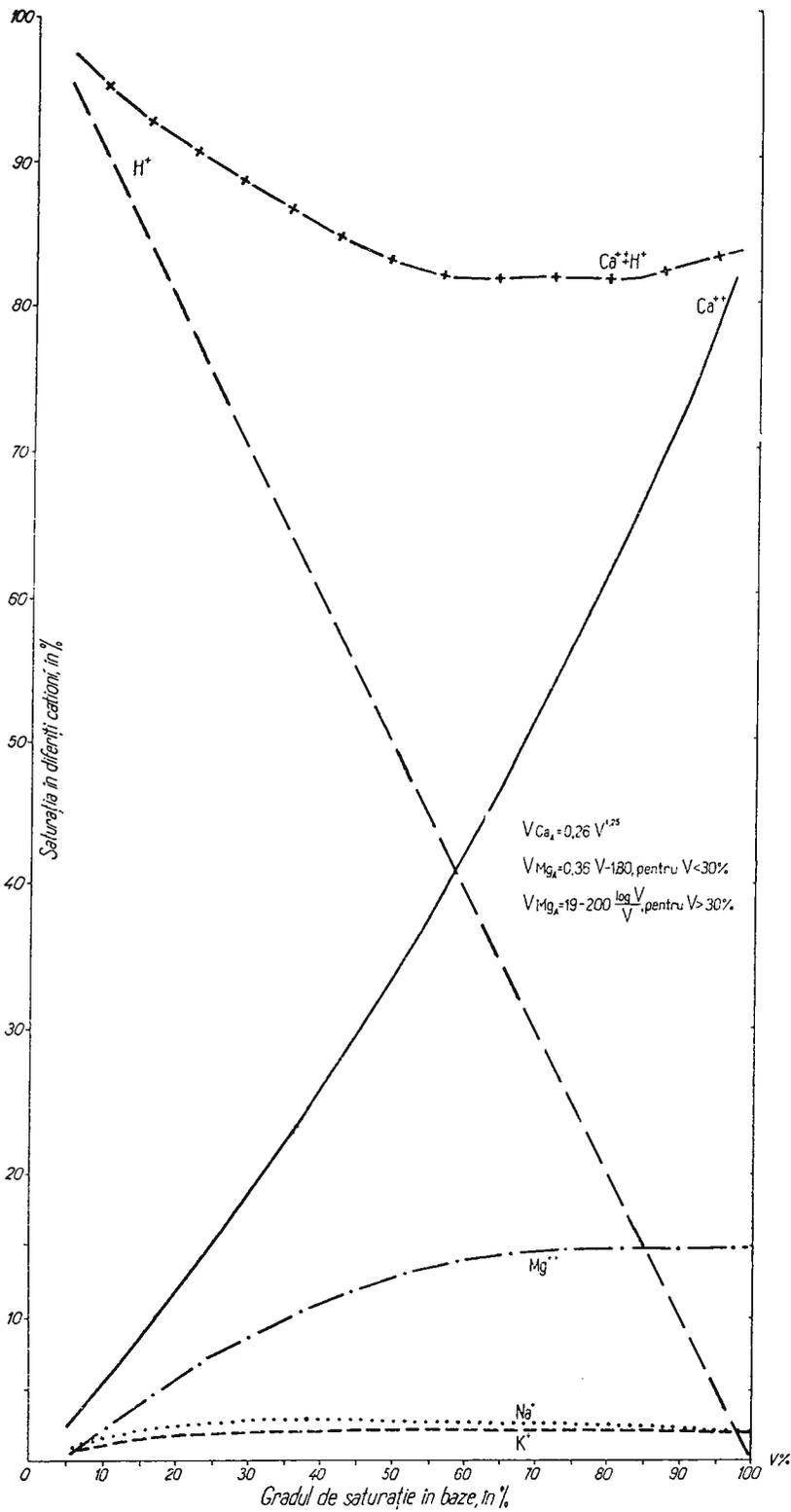


Fig. 13. — Variația saturației Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}), K (V_K), Na (V_{Na}) în funcție de gradul de saturație (V) în orizontul A al solurilor zonale.



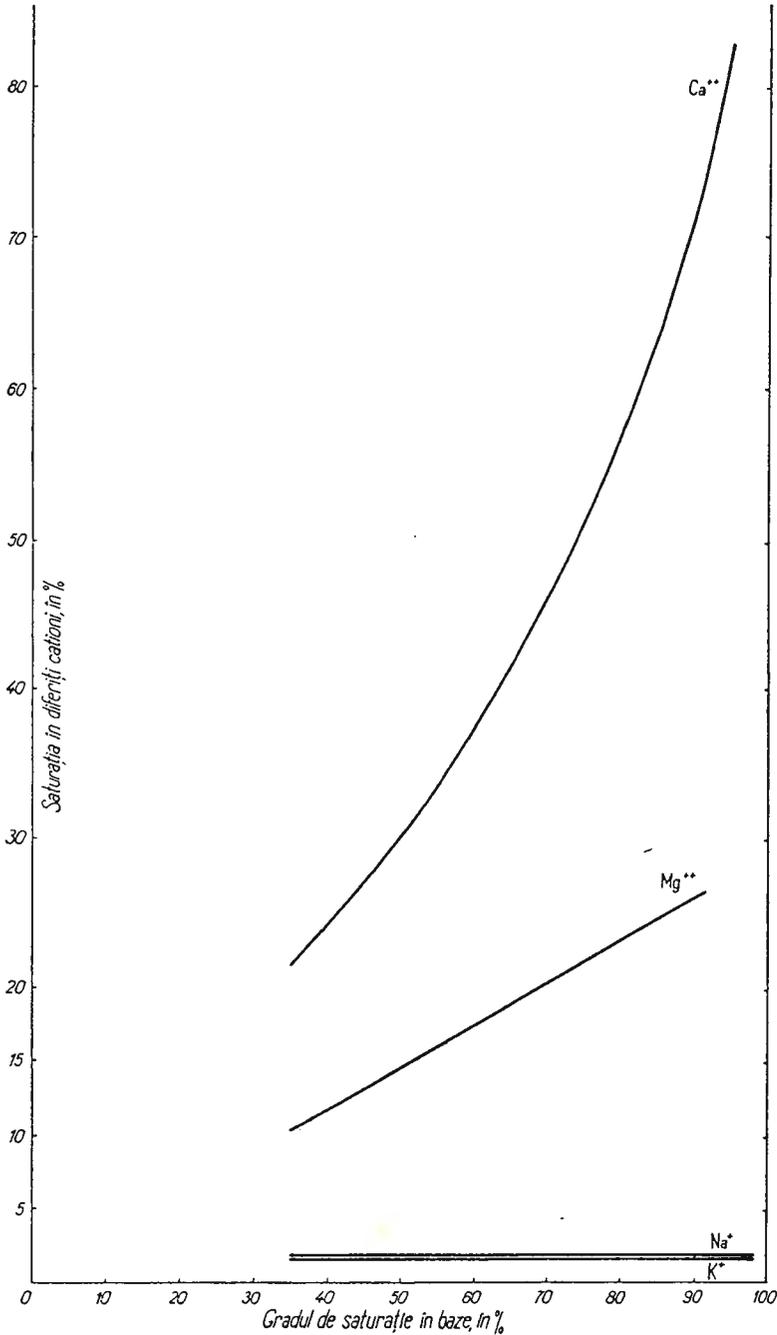


Fig. 14. — Variația saturației în Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}), K (V_K), Na (V_{Na}) în funcție de gradul de saturație (V) în orizontul B al solurilor zonale.



Predominarea Ca asupra celorlalte baze din complexul coloidal al solurilor saturate în baze ($V = 100$) a fost observată de GEDROIȚ¹⁾ (1916), care a arătat că conținutul relativ în Ca schimbabil reprezintă 84% din capacitatea de schimb cationic,

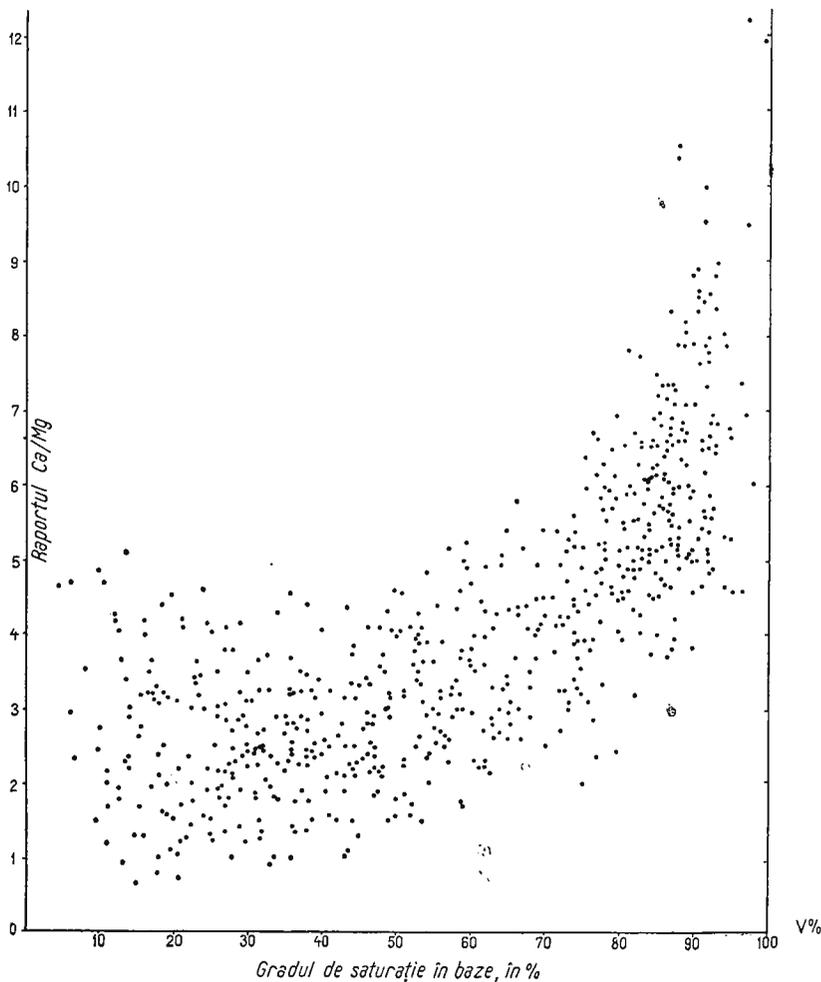


Fig. 15. — Variația raportului $\frac{Ca}{Mg}$ în funcție de gradul de saturație (V) la solurile zonale.

la cernoziomuri. HISSINK¹⁾ găsește că solurile din Olanda au o saturație în calciu ceva mai mică, de aproximativ 79%. N. CERNESCU dă următoarele saturații pentru Ca, Mg, K și Na în orizonturile solurilor de stepă din care a fost îndepărtat CO_3Mg și a rămas numai CO_3Ca : Ca 79,9%, Mg 14,5%, K 2,7%, Na 2,9%. După datele

¹⁾ Citat după KELLEY 1948.

din lucrarea de față saturația în fiecare cation pentru solul practic saturat în baze și lipsit de săruri este următoarea (tabl. 1):

TABLOUL 1

	Ca	Mg	K	Na
Intervalul de variație a valorilor (în %)	75–85	9–20	1–3,5	1–3,5
Intervalul cu valorile cele mai frecvente	78–82	10–17	1–3	1–3

Aceste valori sînt în concordanță cu valorile găsite și de alți cercetători pentru solurile saturate; materialul statistic prelucrat de noi a permis însă și stabilirea intervalului de variație a acestor valori. Desigur, pentru solurile nesaturate proporția între cationi se va modifica; diagramele prezentate permit însă să se stabilească limitele intervalului de variație a saturației în fiecare cation, la orice grad de saturație.

Predominarea Ca asupra celorlalte baze în complexul coloidal se datorește după THOMPSON (L. M. THOMPSON, 1957) următoarelor cauze:

Eliberarea bazelor în procesul de alterare are loc în următoarea succesiune: $Ca > Mg > Na > K$, din care rezultă că în produsele de alterare vor predomina ionii Ca^{+2} ;

Energia de adsorbție a bazelor de către argilă și humus variază în ordinea $Ca > Mg > K > Na$, fapt care asigură trecerea cu prioritate a Ca în complexul coloidal sub formă schimbabilă;

Plantele folosesc în general mai mult Ca decît Mg astfel că în cadrul circuitului biologic va reveni în sol prin descompunerea resturilor vegetale mai mult Ca, compensînd deci îndepărtarea prin apa de infiltrație. La aceste cauze trebuie să adăugăm desigur și:

Participarea neînsemnată a Ca la formarea rețelei mineralelor secundare argiloase.

Faptul că magneziul schimbabil se află în proporție mai mică decît calciul în complexul coloidal se datorește atît energiei de adsorbție mai mică pentru ionul Mg^{+2} decît pentru Ca^{+2} , cît și participării lui la formarea mineralelor argiloase în a căror rețea intră de îndată ce se eliberează prin alterarea mineralelor primare; din rețeaua mineralelor secundare poate fi eliberat apoi, treptat, prin procesul de alterare.

Valorile relativ mici ale saturației în K în soluri își găsesc explicația în următoarele cauze principale:

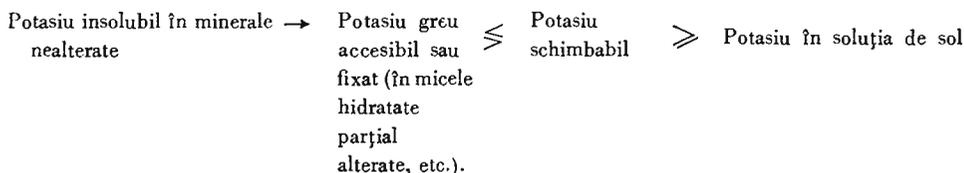
Rezistența relativ ridicată la alterare a mineralelor silicice care conțin potasiu, astfel că în produsele de alterare se eliberează cantități mici de K;

Participarea K într-o măsură apreciabilă la formarea mineralelor argiloase, în a căror rețea este reținut;



Energia de adsorbție a K în complexul coloidal mai mică decât a Ca și Mg.

Constanța relativă a K în soluri — remarcată de toți cercetătorii în chimia solului — este pusă în prezent în legătură cu echilibrul dinamic care există între diferitele forme de K din sol (L. M. THOMPSON, 1957). În afară de K din soluția de sol și K schimbabil, în sol întâlnim în cantități importante K în formă neschimbabilă și anume în mineralele primare — ca K insolubil — și în mineralele secundare — ca K greu accesibil sau fixat (L. M. THOMPSON, 1957). În mineralele argiloase cu rețea de tipul 2: 1 K schimbabil în anumite condiții poate să fie trecut în forme neschimbabile — reprezentat prin K fixat — și invers, deoarece se consideră că între diversele forme de K din sol există un anumit echilibru care poate fi exprimat astfel (A. J. METSON, 1956):



Datorită acestui echilibru, conținutul de K schimbabil variază în limite restrânse și saturația în K se menține relativ constantă. Saturația în Na se menține la valori reduse datorită faptului că deși mineralele cu Na se alterează mai ușor decât cele de K, sărurile rezultate sînt foarte solubile și sînt îndepărtate ușor din complexul de alterare; pe de altă parte, ionii Na^+ sînt cei mai slab reținuți în complexul coloidal.

Diagrama din figura 13 permite de asemenea să se stabilească modul de comportare a fiecărui cation în procesul de debazificare pe măsură ce ionul H^+ pătrunde în complexul coloidal, adică dinamica procesului de debazificare al solului.

Chiar la o sumară examinare a diagramei se observă că la valori peste 50% ale gradului de saturație în baze, saturațiile în Mg, K, Na sînt aproape constante; numai saturația în Ca variază continuu. Acest lucru dovedește că în acest domeniu ($V = 50\text{—}100\%$) pătrunderea H în complexul coloidal al solului se face în special pe seama calciului — fapt sesizat prima dată de MITCHEL (N. CERNESCU, 1940) — așa cum reiese și din curba ce reprezintă suma conținutului relativ (saturației) în Ca și H în funcție de V. Într-adevăr pentru $V > 50\%$, suma $\text{Ca}^{+2} + \text{H}^+$ se menține aproape constantă, în timp ce pentru grade de saturație mai scăzute, această sumă ia valori mai mari datorită faptului că H înlocuiește și alți cationi.

Acest fapt se reflectă și în variația raportului Ca/Mg la diferite grade de saturație, așa cum rezultă din fig. 15. Se observă că acest raport are valori destul de ridicate (6—10) pentru $V \approx 100$, care scad relativ repede ca urmare a scăderii Ca, ajungînd la 1,5—4,5 pentru $V = 50\%$. Mai departe, pentru $V < 50\%$ scăderea raportului $\frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$ devine neînsemnată, menținîndu-se aproape constant între valorile 1 și 4 (5).



În mersul curbelor de variație a saturației în baze se observă de asemenea o altă schimbare la $V = 15\%$ (deși aceasta apare mai puțin evidentă ca cea precedentă); și anume sub $V = 15\%$ se constată și o scădere a conținutului relativ de K și Na. Așa dar, reținem concluzia că în procesul de îndepărtare a bazelor din solurile zonale se pot distinge, după datele prezentate, schimbări importante în dinamica saturației diferiților cationi pe măsura pătrunderii H în complexul coloidal. Dacă se va ține seama totodată și de compoziția calitativă a capacității de schimb a solurilor cores-punzătoare diferitelor grade de saturație, de capacitatea de tamponare, de reacția solului și de alte însușiri, se vor putea deduce stadiile de dezvoltare a acestui proces, prezentate în capitalul următor al lucrării.

În încheierea acestui capitol, ținem să accentuăm că din cele expuse pînă aici, nu trebuie să se deducă concluzia unilaterală că în natură se va desfășura întotdeauna numai procesul de debazificare a solurilor, numai procesul de pătrundere a H în complexul coloidal. În realitate procesul acesta poate avea loc și în direcție inversă, adică în sensul pătrunderii bazelor în complexul coloidal al solului în locul hidrogenului, în sensul saturării solului cu baze. Procesul cercetat mai sus a apărut ca debazificare numai prin faptul că s-a examinat situația de fapt (în ceea ce privește saturația în baze) existentă în același timp la o succesiune de soluri zonale plecînd de la regiunile semiaride spre cele umede; dacă aceeași succesiune de soluri zonale ar fi fost examinată plecînd de la regiunile umede spre cele aride, același proces descris — de data aceasta în sens invers — ar fi apărut ca un proces de saturare în baze a solurilor. Cele două procese pereche — de debazificare și de saturare în baze — deosebite între ele în primul rînd prin sensul în care se desfășoară procesul, nu pot fi cercetate decît împreună în strînsă legătură unul cu altul; ele pot trece adesea unul în celălalt.

Constatări deduse referitoare la procesul de saturare în baze — a solurilor și, respectiv de debazificare a solurilor, se bazează, așa cum s-a menționat mai sus, pe cercetarea statistică a unui mare număr de situații variate ca stadiu de evoluție, existente în același timp pe un spațiu larg; acest lucru nu ne împiedică însă să tragem concluzia că în mod analog se va desfășura și în decursul timpului procesul de saturare în baze (sau de debazificare) a unui sol existent în prezent într-un anumit loc în spațiu.

DEZVOLTAREA STADIALĂ A PROCESULUI DE SATURARE ÎN BAZE — DEBAZIFICARE A SOLURILOR

Ca o concluzie a analizei desfășurării procesului de saturare în baze și respectiv de debazificare, se poate afirma că acest proces se dezvoltă stadial, ca de altfel majoritatea proceselor din natură. Stadiile de dezvoltare a acestui proces, se caracterizează prin anumite trăsături specifice calitative, ce au fost stabilite ținînd seama de dinamica



diferiților cationi în procesul de saturare în baze sau de debazificare, de compoziția calitativă a capacității de schimb cationic și de alte însușiri importante ale solurilor aflate în strînsă legătură cu cationii schimbabili (tab. 2). Aceste stadii se diferențiază ca o concluzie firească a celor discutate anterior și sînt prezentate succint în tabelul 1; succesiunea acestor stadii constituie încă un exemplu tipic de trecere a schimbărilor cantitative în schimbări calitative.

Așa cum reiese din tabel, au fost deosebite 4 stadii de saturare în baze-respectiv de debazificare, ce au fost denumite după cationii predominanți în complexul coloidal.

Stadiul denumit calco-magnezic sau eubazic, corespunde domeniului de grad de saturație de la 100 la 75% și se caracterizează prin neta predominare a Ca asupra celorlalți cationi în complexul coloidal; magneziul ocupă locul secund, hidrogenul nu are, în general, un rol important iar aluminiul lipsește. În cuprinsul acestui stadiu saturația în Mg, K și Na rămîne practic constantă; scade numai saturația în Ca, scăderea ei fiind compensată de creșterea saturației în H, astfel că saturația în $Ca^{++} + H^+$ se menține practic constantă. Raportul Ca/Mg prezintă o scădere foarte accentuată în cuprinsul acestui stadiu. Solurile aflate în acest stadiu de saturare — debazificare sînt netamponate; valoarea lor pH — bazică pînă la slab acidă — scade repede paralel cu scăderea gradului de saturație. Aluminiul mobil lipsește.

În cuprinsul acestui stadiu au fost diferențiate două substadii: primul — propriu-zis — (între 100 și 90% grad de saturație) în care ionul H nu are practic nici un rol, iar solurile au reacție bazică; următorul — de tranziție (eumezobazic) — (între 90 și 75% grad de saturație) în care rolul H^+ începe să crească, uneori saturația în H depășind pe cea în Mg (solurile avînd reacție slab acidă).

Un alt stadiu de saturare (sau, respectiv, de debazificare), denumit calco-hidrogenomagnezic, corespunde domeniului V de la 75 la 50%; se caracterizează prin predominarea Ca asupra celorlalți cationi în complexul coloidal, urmat de H și apoi de Mg. Hidrogenul, deci, ocupă locul secund; spre deosebire de stadiul precedent, constatăm în acest caz prezența aluminiului mobil, dar în cantități mici. În cuprinsul acestui stadiu, saturația în Mg, K și Na rămîne de asemenea practic constantă, debazificarea făcîndu-se pe seama Ca, astfel că saturația în $Ca + H$ se menține de asemenea constantă. Raportul Ca/Mg scade lent în cuprinsul acestui stadiu de saturare în baze sau de debazificare. Solurile prezintă o putere de tamponare ridicată. Reacția solurilor din acest stadiu se caracterizează prin valori pH moderat acide și variază relativ puțin în funcție de gradul de saturație. Apare și aluminiu mobil, care prezintă însă valori foarte mici.

Următorul stadiu de saturare în baze sau, respectiv, de debazificare denumit hidrogeno-calcomagnezic sau oligobazic, corespunde domeniului V de la 50 la 15% și se caracterizează prin predominarea hidrogenului asupra celorlalți cationi în complexul coloidal, după care urmează Ca și apoi Mg. În cuprinsul acestui stadiu numai saturația în K și Na rămîne practic constantă; saturația în Ca și Mg scade, iar suma



TABLOUL 2

Dezvoltarea stadială a procesului de debazificare-saturare în baze a solurilor

Gradul de saturație în baze V (%)		100	90	75	50	30	15	0	
Dinamica diferiților cationi	Saturația în H+	C re ș t e c o n t i n u u							
	Saturația în Ca++	S c a d e c o n t i n u u							
	Saturația în Mg++	R ă m ă n e c o n s t a n t ă				S c a d e			
	Saturația în K+ și Na+	R ă m ă n e c o n s t a n t ă						S c a d e	
Alumiul mobil în orizontul superior		A b s e n t		Valori foarte mici. Crește lent		C re ș t e r e p e d e		Valori foarte mari	
Saturația în Ca++ + H+		C o n s t a n t ă				C re ș t e			
Raportul Ca/Mg		S c a d e				R ă m ă n e r e l a t i v c o n s t a n t			
Raportul dintre baze și hidrogen		P r e d o m i n ă b a z e l e				P r e d o m i n ă h i d r o g e n u l			
Capacitatea de tamponare a solului		R e d u s ă		R i d i c a t ă		R e d u s ă			
Reacția solului		Bazică — slab acidă. Variație accentuată la schimbări mici ale valorilor V			Moderat acidă. Variație neînsemnată la schimbarea gradului de saturație		Puternic acidă. Variație accentuată la schimbări mici ale valorilor V		
Ordinea de predominare a cationilor mono și bivalenți		Ca, Mg (H)		Ca, H, Mg		H, Ca, Mg		H, Ca, Na + K (Mg)	
Stadiile de saturare în baze-debazificare a solurilor		Eubazic sau Calco-magnezic			Mezobazic sau Calco-hidrogeno-magnezic	Oligobazic sau Hidrogeno-calco-magnezic		Oligoterobazic sau Hidrogenic	
Substadiile corespunzătoare		Propriu zis (eubazic)	De tranziție (eumezobazic)		Moderat acid (moderat hidrogenic sau oligomezobazic)	Puternic acid (puternic hidrogenic sau oligobazic)			
Solurile principale corespunzătoare (în R.P.R.)		Cernoziomuri Cernoziomuri levigate slab	Cernoziomuri levigate, soluri silvestre cenușii tipice și închise, soluri silvestre brune roșcate, soluri silvestre brune	Soluri silvestre cenușii deschise, soluri silvestre brune roșcate podzolite, soluri silvestre brune podzolite moderat-puternic.	Soluri derno-podzolice Soluri brune-gălbui (acide) Unele soluri brune acide, unele soluri podzolice feri-humico-iluviale, unele soluri de pajști alpine, sub-alpine și montane superioare		Soluri puternic podzolice argilo-iluviale, podzoluri feri-humico-iluviale, unele soluri brune acide (cripto-podzolice), unele soluri de pajști alpine și subalpine, etc.		
Gradul de nesaturație în baze (debazificare) (100-V)		0	18	25	50	70	85	100	

Ca + H crește. Raportul Ca/Mg rămâne relativ constant. Aciditatea și aluminiul mobil cresc relativ repede pe măsură ce scade gradul de saturație în baze.

În interiorul acestui stadiu au fost diferențiate două substadii: substadiul moderat acid (moderat hidrogenic sau oligomezobazic) de la V 50 la 30%, în care predominarea H asupra celorlalți cationi este redusă și substadiul puternic acid (puternic hidrogenic sau oligobazic propriu-zis), de la V 30 la 15%, în care predominarea H devine apreciabilă. Solurile aflate în primul substadiu prezintă putere de tamponare ridicată, reacție moderat acidă și valori moderate pentru aluminiu mobil, în timp ce solurile corespunzătoare celui de al doilea substadiu nu mai sînt tamponate, reacția devine puternic acidă, iar aluminiul mobil capătă valori apreciable.

Ultimul stadiu de debazificare (respectiv primul stadiu de saturare în baze), denumit hidrogenic sau oligoterobazic corespunde gradelor de saturație aflate sub 15% și se caracterizează prin neta predominare a hidrogenului asupra celorlalți cationi; în acest stadiu se remarcă faptul că saturația în Mg devine frecvent mai mică decît saturația în K + Na. În cuprinsul acestui stadiu se constată scăderea saturației tuturor bazelor pe măsură ce se intensifică debazificarea (și invers), debazificarea făcîndu-se deci pe seama tuturor bazelor, astfel că se observă o creștere mai accentuată a sumei Ca + H. Raportul Ca/Mg rămîne relativ constant în cuprinsul acestui stadiu. Solurile aflate în acest stadiu sînt netamponate, astfel că prezintă mari variații de pH la variații ușoare ale gradului de saturație; reacția este foarte acidă, iar aluminiul mobil prezintă valori maxime.

Repetăm că distingerea acestor stadii și caracterizarea lor a fost posibilă numai pe baza prelucrării unui numeros material statistic, referitor la solurile din toată țara.

Observații fragmentare asupra procesului de debazificare au fost făcute anterior de N. CERNESCU (1940) în legătură cu studiul comportării cationilor de schimb în procesul de alterare și levigare a solurilor din țara noastră. Datele prezentate de noi dezvoltă aceste prime observații trecîndu-se de la simpla constatare a 3 momente izolate de debazificare (care corespund în general cu unele din substadiile stabilite de noi) la fundamentarea concepției despre un proces complex de debazificare-saturare în baze care se dezvoltă stadial.

În încheierea acestui capitol se consideră că este potrivit să se explice faptul că în primele stadii de debazificare nu se constată o deplasare a Mg prin H, deși saturația în Ca scade de la ~ 80% la 30—35%. Dat fiind că ionul Mg este mai puternic hidratat decît ionul Ca, primul ar trebui să fie mai slab reținut în complex, fapt care nu se verifică în primul stadiu al procesului de debazificare. N. CERNESCU (1940) consideră că în acest stadiu, calciul ar exercita o acțiune protectoare asupra celorlalți cationi. Se pare că explicația acestui fenomen stă însă în poziția și comportarea magneziului reținut de micela coloidală.

Conform actualei imagini asupra alcătuirii miclei coloidale, a lui N. I. GORBUNOV, cationii schimbabili (care compensează sarcinile negative ale miclei) sînt

distribuiți în două strate, unul intern, imobil, cu cationi nedisociați și altul extern difuz, constînd din cationi disociați, mult mai mobili. Probabil că magneziul trece în cea mai mare parte în stratul intern, imobil, datorită faptului că formează cu grupele OH^- ale miclei combinații chimice de tipul hidroxidului, mai greu solubile și deci mai greu disociabile decît combinațiile corespunzătoare ale calciului. Ca urmare, în stratul extern difuz de ioni disociați ai miclei, vor predomina ionii de calciu, care vor fi cu precădere expuși schimbului cu ionii H^+ ; aceasta ar putea constitui o explicație a «efectului protector» al ionului calciu, semnalată de N. CERNESCU. Abia după înlocuirea în mare măsură a Ca^{++} din stratul extern, cu ionii H^+ — deci în stadiile ultime de debazificare — are loc probabil trecerea magneziului din stratul intern în cel extern, fiind astfel supus direct schimbului cu H^+ .

Această explicație are la bază o idee a lui WIEGNER și H. JENNY reprodusă de N. CERNESCU (N. CERNESCU, 1931) pentru a lămuri «anomalia» Mg în ceea ce privește energia de reținere în complexul coloidal. G. WIEGNER și JENNY admit că dublul strat electric al miclei este alcătuit din molecule ale hidroxizilor corespunzători diferiților cationi aflați în roiul extern. Hidroxidul de magneziu fiind destul de greu solubil în comparație cu hidroxizii celorlalți cationi alcalino-pămîntoși, magneziul va fi reținut strîns de micelă prin această legătură de tip «hidroxid» și astfel efectul hidratării devine secundar.

Fenomenul de mai sus — de reținere a magneziului prin grupele OH^- ale miclei — anulează deci efectul hidratării ionului magneziu, probabil numai în primele stadii ale debazificării. La grade de saturație mai scăzute, pe de o parte ionii calciu fiind în mare parte înlocuiți cu ionii de H^+ , acțiunea lor protectoare nu se mai exercită, iar pe de altă parte devine puțin probabil formarea combinației de tip «hidroxid» deoarece ionii OH^- vor fi neutralizați de ionii H^+ ; în consecință în aceste stadii de debazificare se constată și înlocuirea Mg de către ionii H^+ .

Remarcăm în încheiere, că limitele de grad de saturație stabilite mai sus pentru diversele stadii și substadii de dezvoltare ale procesului de saturare în baze — debazificare au o importanță deosebită pentru fundamentarea științifică a unei clasificări a solurilor după gradul lor de saturație în baze. Într-adevăr aceste limite marchează punctele nodale în care au loc transformări esențiale în acest proces, separînd domenii de grad de saturație în care solurile au anumite trăsături specifice. O justă clasificare a solurilor după gradul de saturație, trebuie să aibă la bază aceste limite, căci numai astfel grupările separate vor reflecta însușirile interne ale solurilor. De aceea considerăm că cea mai corespunzătoare clasificare a solurilor din acest punct de vedere este cea redată în tabelul 3; această clasificare se diferențiază relativ puțin de clasificarea propusă de N. CERNESCU (1959). Limitele stabilite nu trebuie considerate ca absolute; pot exista abateri de cîteva procente.

Solurile corespunzătoare stadiului calco-magnezic sau eubazic sînt în general soluri eutrofe, relativ bogate în baze și elemente nutritive și care oferă condiții prielnice



de dezvoltare celor mai multe plante. Dintre solurile zonale ce aparțin acestui stadiu de debazificare saturate în baze, menționăm: cernoziomurile și cernoziomurile levigate slab (substadiul calco-magnezic sau eubazic propriu-zis) și cernoziomurile levigate mediu pînă la foarte puternic, solurile silvestre cenușii închise și tipice, solurile silvestre cenușii — maronii și solurile silvestre brune-roșcate (substadiul calco-magnezic de tranziție sau eumezobazic). Solurile ce corespund stadiului calco-hidro-

TABELUL 3

Clasificarea solurilor după gradul de saturație în baze

V (gradul de saturație în baze)	S o l u r i :
<15	practic complet nesaturate (oligotero bazice)
15—30	puternic nesaturate (oligobazice)
30—50	moderat nesaturate (oligomezobazice)
50—75	moderat saturate (mezobazice)
75—90	puternic saturate (eumezobazice)
>90	practic complet saturate (eubazice)

geno-magnezic sau mezobazic, sînt soluri mezotrofe, cu conținut moderat de baze și elemente nutritive, pe care plantele din cultura agricolă găsesc condiții mediocre de dezvoltare; necesită îngrășăminte. Din categoria acestor soluri fac parte solurile silvestre brune-roșcate podzolite, solurile silvestre cenușii deschise, solurile silvestre brune podzolite și solurile silvestre brune-cenușii. Solurile corespunzătoare următorului stadiu de saturare în baze — debazificare — stadiul hidrogeno-calco-magnezic sau oligobazic — sînt în marea lor majoritate soluri oligotrofe, sărace în baze și elemente nutritive, cu reacție acidă, ce oferă condiții neprielnice de dezvoltare pentru majoritatea plantelor; necesită amendamente și îngrășăminte. Solurile derno-podzolice, solurile brune-gălbui (oligotrofe) și altele aparțin acestui stadiu. Solurile corespunzătoare ultimului stadiu de debazificare (sau primului stadiu de saturare în baze) — stadiul hidrogenic — sînt soluri distrofe, extrem de sărace sau chiar lipsite de baze și de elemente nutritive, cu reacție foarte acidă, cu aluminiu mobil în cantități ridicate, ce oferă condiții foarte nefavorabile pentru dezvoltarea plantelor; numai puține plante se pot dezvolta pe aceste soluri. Necesită amendamente, îngrășăminte, microelemente. Ca exemplu de soluri ce aparțin acestui stadiu menționăm: solurile puternic podzolice, podzolurile cu humus brut, cele mai multe soluri brune-acide (criptopodzolice) și multe soluri de pajști alpine.



BIBLIOGRAFIE

1. BATUNER L. M., POZIN M. E. *Matematicieskie metodî v himicieskoi tehnikе*. Goshimisdat 1953. Moskva.
 2. CERNESCU N. Die Austauschfähigen-Kationen in den Profilen der Zonalen Bodentypen Rumäniens und ihr Verhalten beim Verwitterungsprozess. *Annales de la Faculté d'agronomie de Bucarest*, vol. 1 1939—1940.
 3. CERNESCU N. Kationenumatausch und Struktur. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. vol. XVI, 1931.
 4. CERNESCU N. Determinarea capacității de schimb și a cationilor schimbabili la sol. *Metode. St. tehn. și econ., Inst. Geol. Rom. seria C*. București 1939.
 5. CERNESCU N. Seriile trofice ale tipurilor genetice de sol din zona forestieră. Ed. Acad. R.P.R. 1959.
 6. CERNESCU N., NICOLAU M., STOICA E., GÎȚĂ E., PETRESCU A. Regimul potasiului din complexul de alterare în raport cu condițiile bioclimatice ale solurilor zonale. Probleme actuale de biologie și științe agricole. *Lucrare dedicată acad. prof. C. Ionescu-Sisești*. Ed. Acad. R.P.R. 1960, pag. 357—364.
 7. CHIRIȚĂ C. Contribuțiuni la cunoașterea genezei și evoluției solurilor prin procese de degradare. *Analele Institutului de Cercetări și experimentație forestieră*, 1941.
 8. DAVIDESCU D. *Agrochimia*. Ed. Agro-silvică de stat, București, 1956.
 9. KELLEY W. P. Cation exchange in soils. *Reinhold Publishing Corporation*. New-York, 1948.
 10. METSON A. J. *Methods of chemical Analysis for Soil. Survey Samples Wellington*, New Zealand, 1956.
 11. MILLAR C. E., TURK L. M., FOTH H. D. *Fundamentals of Soil Science*. Third. Ed. 1958. New York John Wiley and Sons.
 12. POPOVĂȚ M. Dégradation des sols de steppe. Application à l'étude agrogéologique des environs de Perișorul (Distr. de Dolj). *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XVIII, București, 1933.
 13. SAIDEL T. Étude chimique des principaux types de sols de Roumanie. *Comptes Rendus du XIV^e Congrès Intern. d'Agriculture 4^e Section R. 44*, Bucarest 1929.
 14. THOMPSON L. M. *Soil and Soil Fertility*. Second Edition. Edit. Mc. Graw Hill Book Company. New York, Toronto, London 1957.
 15. WARTHING A. G. — GEFFNER J. *Prelucrarea datelor experimentale*. Traducere din limba engleză. Ed. Tehnică, București, 1959.
- * * * Buletine de analize. Arhiva serviciului de pedologie din Comitetul geologic.

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ НАСЫЩЕНИЕМ ОБМЕННЫМИ КАТИОНАМИ И СТЕПЕНЬЮ НАСЫЩЕННОСТИ В ОСНОВАНИИ ЗОНАЛЬНЫХ ПОЧВ В РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКЕ

Н. ФЛОРЕА, ЕЛЕНА СТОЙКА, ДОРОТЕЯ МАНЕС

(Краткое содержание)

В настоящей работе предпринято изучение существующих соотношений между насыщением в различных обменных катионах и степенью насыщенности в основании V для зональных почв Рум. Нар. Респ., будучи прослежена одновременно вариация насыщенности в обменных катионах и



изменение отношений между ними и т.д. в течении непрерывного процесса адсорбции водорода в коллоидальном комплексе. На основании этих элементов были установлены затем значения степени насыщенности, при которых происходят существенные изменения, выделяются между ними отдельные этапы процесса обмена оснований, соответственно насыщенности в основании почв.

С этой целью были статистически переработаны аналитические данные относящиеся к поглощению катионов Ca^2 , Mg^2 , K^+ , Na^+ (будучи представлены графически в зависимости от насыщенности оснований V , рис. 1—10), для горизонтов А, В, С, зональных почв низменных и холмистых районов Рум. Нар. Респ. В продолжении представлены заключения авторов.

Вариация насыщения в Са горизонта А в зависимости от степени насыщенности, отражена графически в кривой, аналогичной некоторой параболе слегка вогнутой в верхней своей части (рис. 1.) и выраженной математически в следующем соотношении:

$$\log V_{\text{CaA}} = 1,25 \log V - 0,585$$

Это соотношение представляет возможность высчитать насыщенность Са зональной почвы с погрешностью в $+2-3\%$, будучи известна насыщенность в основаниях.

Представление вариации Са в горизонте В ведет к получению кривой аналогичной таковой горизонта А, которая находит свое соответствующее математическое выражение а именно:

$$\log V_{\text{CaB}} = 1,365 \log V - 0,388 \text{ для } V = 40-85\%$$

$$\log V_{\text{CaB}} = 2,47 \log V - 2,965 \text{ для } V > 85\%$$

Вариация насыщенности в Са в горизонте С очень сходна с насыщенностью горизонта В, обстоятельство установленное и для случая остальных обменных катионов. Насыщенность Са в горизонте C_k принимает очень разнообразное значение, большая дисперсность пунктов не допускает трасировку одной кривой.

Кривая, которая представляет вариацию насыщенности в M_g , в горизонте А, аналогична параболе с выпуклостью в нижней части (рис. 1). Пункты являются немного более дисперсными, нежели в случае диаграммы, относящейся к вариации насыщения в Са. Соответствующие математические соотношения следующие:

$$V_{M_gA} = 0,36 V - 1,80 \text{ для } V < 30\% \text{ и}$$

$$V_{M_gA} = 19 - 200 \frac{\log V}{V} \text{ для } V > 30\%$$

В горизонте В не наблюдается, в общем, зависимость между насыщенностью в M_g и V . Только в случае подзолистых и буроподзолистых



почв (рис. 3) было установлено что насыщенность в M_g растет линейно в зависимости от V по математическому соотношению:

$$V_{MgB_p} = 0,29 V$$

Значения насыщенности K и Na в горизонте A являются очень приближенными между ними для всех значений V (рис. 5, 7), удерживаясь между 1—3% для K и 0,5—3,5% для Na ; только для значений V ниже 30—15%, было установлено авторами уменьшение насыщенности в K и Na . В горизонте B , насыщенность в K и Na — постоянна на весь интервал значений V (рис. 6,9) что наблюдается и для горизонта D .

Только в случае насыщенных почв, богатых в карбонатах, насыщенность в Na в горизонте C_k становится большей, будучи заключена между 1,5 и 5,5% (рис. 8).

Что касается мобильного (подвижного) алюминия, будучи прослежена вариация количества мобилизованного алюминия из кислотных почв (при посредстве своей вытяжки небуферным раствором ClK), в зависимости от степени насыщенности V , вывод, который напрашивается, заключается в том обстоятельстве, что существует зависимость между мобилизованным количеством алюминия и степенью насыщенности (рис. II); нельзя все таки многое сказать в этом направлении, так как значения очень дисперсны; эта дисперсность объясняется частью и методом вытяжки.

В продолжении всей гаммы значений V ион Ca^{2+} является в общем главным, базитовым составляющим обменной емкости.

Соотношение $\frac{Ca}{Mg + Na + K}$ растет одновременно с произрастанием

степени насыщения.

На основании аналитических данных, авторы устанавливают, что насыщенность каждого катиона для насыщенной почвы в основании, в отсутствии солей, будет следующая:

$$\frac{Ca}{75 - 85\%} \quad \frac{Mg}{9 - 20\%} \quad \frac{K}{1 - 3,5\%} \quad \frac{Na}{1 - 3,5\%}$$

Составленные диаграммы представляют также и возможность установления насыщенности для каждого катиона, взятого в отдельности, при различных степенях насыщенности в основании.

В области степени насыщенности $V = 50-100\%$ процесс адсорбции водорода в комплекс происходит при замене Ca ; сумма $Ca + H$ остается постоянной. Ниже $V = 50\%$ проникновение водорода в комплекс происходит за счет остальных катионов; следовательно $Ca + H$ увеличивается. Для значений $V < 15\%$ были установлены и более малые значения насы-



ценности в Na и K, следовательно, замена оснований происходит и за счет этих баз.

Таким образом замена оснований и обратный процесс насыщенности в основании почв происходит стадийно, каждая стадия процесса имеет определенные специфические черты, которые четко их обособляют одну от другой.

Были дифференцированы 4 стадии насыщенности в основании, соответственно обмена в основании.

Стадия заключающаяся между $V = 100\%$ и $V = 75\%$ называется эвбазичной или кальцио-магниевой, благодаря тому обстоятельству, что господствующий ион — это ион Ca, следуемый ионом магния; мобильный алюминий — отсутствует. Соответствующие почвы являются небуферными. Реакция — базитовая до слабо кислотной. Эта стадия подразделяется на две субстадии — на собственно субстадию и переходную эвбазичную.

Другая стадия развития процесса заключена между $V = 75\%$ и $V = 50\%$. Свое название мезобазичное или кальцио-водородо-магниевой стадии, отражает то обстоятельство, что ион Ca остается господствующим ионом, в то время как водород, который продолжает адсорбироваться в комплекс за счет Ca — занимает второе место; был выявлен также мобильный алюминий в малых количествах. Сила буферирования — приподнята и реакция — умеренно кислая.

Следующая олигобазичная или водородо-кальцио-магниевая стадия, соответствующая значениям V , заключенным между 50—15%, характеризуется преобладанием водорода над остальными катионами. Адсорбция водорода в комплексе происходит как за счет Ca, так и за счет магния; растет количество мобильного алюминия. Подразделяется на олигобазичные умеренно кислые субстадии — ($V = 50—30\%$), в которых почвы имеют приподнятую силу буферирования и усилена кислотную ($V = 30—15\%$), в которых соответствующие почвы — небуферированы.

Последняя стадия замены оснований и первая по насыщенности в основании, расположенная ниже $V = 15\%$, названная дистрофной водородной, характеризуется четким преобладанием водорода над остальными катионами, а также тем обстоятельством, что замена основания, соответственно насыщенности происходит за счет всех катионов; мобильный алюминий выявлен в больших количествах. Почвы являются небуферированными.

В заключении авторы предлагают классификацию почв по степени насыщенности в основании (таблица 2), на которой отражено стадийное развитие процесса насыщения в основании и дебазификация почв обоснованных в этом исследовании.



ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Вариация насыщенности в Ca (V_{Ca}) и Mg (V_{Mg}) в зависимости от степени насыщенности (V) в горизонте А зональных почв Рум. Нар. Респ.

Рис. 2. — Вариация насыщенности в Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}) и K (V_K) в соотношении с количеством карбоната кальция в горизонте А почв с карбонатами.

Рис. 3. — Вариация насыщенности в Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}) в зависимости от степени насыщенности (V) горизонта В зональных почв.

Рис. 4. — Вариация насыщенности в Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}) и K (V_K) в соотношении с количеством карбонатов в горизонте С зональных почв.

Рис. 5. — Вариация насыщенности в K (V_K) в зависимости от степени насыщения в основании (V) горизонта А зональных почв.

Рис. 6. — Вариация насыщенности в K (V_K) в зависимости от степени насыщения в основании (V) горизонта В зональных почв.

Рис. 7. — Вариация насыщенности в Na (V_{Na}) в зависимости от степени насыщенности в основании (V) горизонта А зональных почв.

Рис. 8. — Вариация насыщенности в Na (V_{Na}) в зависимости от количества карбонатов в горизонте А почв с карбонатами.

Рис. 9. — Вариация насыщенности в Na (V_{Na}) в зависимости от степени насыщенности в основании (V) горизонта В зональных почв.

Рис. 10. — Вариация насыщения в Na (V_{Na}) в зависимости от количества карбонатов в горизонте С зональных почв.

Рис. 11. — Вариация количества алюминия в м. эквив., выявленного в вытяжке с СІК, в зависимости от степени насыщенности в основании (V).

Рис. 12. — Вариация соотношения $\frac{Al}{S + H} \cdot 100$ в зависимости от степени насыщенности в основании (V).

Рис. 13. — Вариация насыщения Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}), K (V_K), Na (V_{Na}) в зависимости от степени насыщенности в основании (V) в горизонте А зональных почв.

Рис. 14. — Вариация насыщенности в Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}), K (V_K), Na (V_{Na}) в зависимости от степени насыщения в основании (V) в горизонте В зональных почв.

Рис. 15. — Вариация соотношения $\frac{Ca}{Mg}$ в зависимости от степени насыщенности в основании (V) в зональных почвах.

CORRÉLATION ENTRE LA SATURATION EN CATIONS D'ÉCHANGE ET LE DEGRÉ DE SATURATION EN BASES DANS LES SOLS ZONAUX DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

PAR

N. FLOREA, ELENA STOICA, DOROTHEA MANES

(Résumé)

Les auteurs présentent une étude sur la corrélation entre la saturation en cations d'échange et le degré de saturation en bases, V , dans les sols zonaux de la République Populaire Roumaine, en observant en même temps la variation de la saturation en



cations d'échange et la variation des rapports entre ces derniers au cours du processus continu d'adsorption de l'hydrogène dans le complexe colloïdal. Ont été établies aussi les valeurs du degré de saturation lorsque ont lieu les changements essentiels qui séparent les étapes distinctes du processus de désaturation respectivement de saturation en bases des sols.

Dans ce but, on a considéré du p.d.v. statistique les données analytiques concernant la saturation en cations. Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ (avec représentation graphique en fonction de la saturation en bases, V , fig. 1—10) pour les horizons A, B, C, D des sols zonaux des régions de plaine et de colline de la R. P. Roumaine. En continuation sont exposées les conclusions de l'étude.

La variation de la saturation en Ca dans l'horizon A, en fonction du degré de saturation, est représentée par une courbe pareille à une parabole avec une légère concavité vers le haut (fig. 1) et par l'expression mathématique suivante:

$$\log V_{\text{Ca}} = 1,25 \log V - 0,585$$

Cette relation nous permet de calculer la saturation en Ca dans un sol zonal, avec une erreur de $\pm 2-3\%$ lorsqu'on connaît la saturation en bases. La variation en Ca dans l'horizon B est représentée par une courbe pareille à celle de l'horizon A, avec l'expression mathématique suivante:

$$\begin{aligned} \log V_{\text{CaB}} &= 1,365 \log V - 0,8388 && \text{pour } V = 40-85\% \\ \log V_{\text{CaB}} &= 2,47 \log V - 2,965 && \text{pour } V > 85\% \end{aligned}$$

La variation de la saturation en Ca dans l'horizon D (sans carbonates) est très similaire à celle de l'horizon B, fait constaté aussi pour les autres cations d'échange. La saturation en Ca dans l'horizon C présente des valeurs très variées, les points trop dispersés ne permettant pas la construction d'une courbe.

La courbe qui représente la variation de la saturation en Mg dans l'horizon A ressemble à une parabole avec la concavité en bas (fig. 1). Les points sont plus dispersés que dans le cas du diagramme de variation de la saturation en Ca. Les relations mathématiques sont:

$$\begin{aligned} \text{et} \quad V_{\text{MgA}} &= 0,36 V - 1,80 && \text{pour } V < 30\% \\ V_{\text{MgA}} &= 19-200 \frac{\log V}{V} && \text{pour } V > 30\%. \end{aligned}$$

En général, dans l'horizon B on n'observe pas une dépendance entre la saturation en Mg et la valeur V . Seuls, les sols podzoliques et les sols bruns podzolisés (fig. 3) montrent que la saturation en Mg croît linéairement avec la valeur V , selon la relation mathématique:

$$V_{\text{MgBp}} = 0,29 V$$

Les valeurs de la saturation en K et Na dans l'horizon A sont très voisines pour toutes les valeurs V (fig. 5, 7) se maintenant entre 1 et 3% pour K et 0,5—3,5%



pour Na; il n'y a que les valeurs V inférieures à 30—15% qui expriment une diminution de la saturation en K et Na. Dans l'horizon B, la saturation en K et Na est constante dans tout l'intervalle des valeurs V (fig. 6, 9) de même que pour l'horizon C. Il n'y a que les sols saturés, riches en carbonates, qui — dans l'horizon A — ont une saturation en Na plus élevée, comprise entre 1,5 et 5,5% (fig. 8).

En ce qui concerne l'aluminium mobile, lorsqu'on poursuit la variation de la quantité d'aluminium mobilisé des sols acides (par son extraction avec une solution non tamponnée de ClK) en fonction du degré de saturation V, la conclusion qui s'en détache est qu'il existe une dépendance entre la quantité d'aluminium mobilisé et le degré de saturation (fig. 11) mais les valeurs sont très dispersées; cette dispersion est due, en partie, à la méthode d'extraction.

Le long de toute la gamme de valeurs V, l'ion Ca^{2+} est en général, le principal constituant basique de la capacité d'échange. Le rapport $\frac{\text{Ca}}{\text{Mg} + \text{Na} + \text{K}}$ croît avec l'accroissement du degré de saturation.

D'après les données analytiques existantes, les auteurs ont établi que pour les sols saturés en bases et exempts de sel la saturation en chaque cation est la suivante:

$\frac{\text{Ca}}{75-85\%}$	$\frac{\text{Mg}}{9-20\%}$	$\frac{\text{K}}{1-3,5\%}$	$\frac{\text{Na}}{1-3,5\%}$
-----------------------------	----------------------------	----------------------------	-----------------------------

Les diagrammes permettent de déterminer la saturation en chaque cation séparément, pour divers degrés de saturation en bases.

Dans le domaine de degré de saturation $V = 50-100\%$ l'adsorption de l'hydrogène dans le complexe a lieu par la substitution du Ca; la somme $\text{Ca} + \text{H}$ reste constante. Pour les valeurs $V = 50\%$ l'adsorption de l'hydrogène dans le complexe a lieu aux dépens aussi des autres cations; c'est pourquoi la somme $\text{Ca} + \text{H}$ s'accroît. Pour les valeurs $V < 15\%$ l'on constate aussi des valeurs plus petites de la saturation en Na et K et, par conséquent, la désaturation se produit également aux dépens de ces bases.

La désaturation et le processus inverse — la saturation en bases — ont lieu par stades. Chaque stade du processus accuse des traits caractéristiques qui le distinguent nettement des autres stades.

Les auteurs ont déterminé 4 stades de saturation en bases respectivement de désaturation.

— Le stade entre $V = 100\%$ et $V = 75\%$ est dénommé eubasique ou calcomagnésien, vu la dominance de l'ion Ca, suivi par l'ion Mg; l'aluminium mobile y est absent. Les sols correspondants sont non tamponnés. Réaction basique jusqu'à faiblement acide. Ce stade comprend deux sous-stades: l'un proprement-dit et l'autre de transition (eumésobasique).



— Un autre stade dans le développement du processus est compris entre $V = 75\%$ et $V = 50\%$. On l'appelle mésobasique ou calco-hydrogéo-magnésien parce que l'ion Ca reste dominant, tandis que l'hydrogène — qui continue à être adsorbé par le complexe aux dépens du Ca — occupe une place secondaire; l'aluminium mobile apparaît en quantité réduite. L'intensité de tamponnement est élevée et la réaction modérément acide.

— Le stade immédiatement suivant, oligobasique ou hydrogéo calco-magnésien correspond à des valeurs V allant de 50 à 15% et il est caractérisé par la dominance de l'hydrogène sur les autres cations. L'hydrogène est adsorbé par le complexe aux dépens du Ca et du Mg; l'aluminium mobile s'accroît. Ce stade est subdivisé en: un sous-stade oligomésobasique ou modérément acide ($V = 50-30\%$) ou les sols ont une force de tamponnement élevée et un sous-stade très acide ($V = 30-15\%$) avec des sols non tamponnés.

— Le dernier stade de désaturation (et le premier de saturation en bases) correspond à des valeurs inférieures à $V = 15\%$. Il est dénommé hydrogénique ou dystrophique, étant caractérisé par la dominance nette de l'hydrogène sur les autres cations, ainsi que par une désaturation (respectivement, saturation) aux dépens des autres cations. L'aluminium mobile apparaît en quantité élevée. Sols non tamponnés.

Les auteurs proposent une classification des sols selon le degré de saturation en bases (tab. 2) dans laquelle se reflète le développement par stades du processus de saturation en bases, respectivement, de désaturation, des sols.

EXPLICATION DE FIGURES

Fig. 1. — Saturation en Ca (V_{Ca}) et Mg (V_{Mg}) en fonction du degré de saturation (V) dans l'horizon A des sols zonaux de la R. P. Roumaine.

Fig. 2. — Saturation en Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}) et K (V_K) en rapport avec la quantité de carbonate de calcium, dans l'horizon A des sols à carbonates.

Fig. 3. — Saturation en Ca (V_{Ca}) et Mg (V_{Mg}) en fonction du degré de saturation (V) dans l'horizon B des sols zonaux.

Fig. 4. — Saturation en Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}) et K (V_K) en rapport avec la quantité de carbonates, dans l'horizon C des sols zonaux.

Fig. 5. — Saturation en K (V_K) en fonction du degré de saturation en bases (V) dans l'horizon A des sols zonaux.

Fig. 6. — Saturation en K (V_K) en fonction du degré de saturation en bases dans l'horizon B des sols zonaux.

Fig. 7. — Saturation en Na (V_K) en fonction du degré de saturation en bases (V) dans l'horizon A des sols zonaux.

Fig. 8. — Saturation en Na (V_{Na}) en fonction de la quantité de carbonates dans l'horizon A des sols à carbonates.

Fig. 9. — Saturation en Na (V_{Na}) en fonction du degré de saturation en bases (V) dans l'horizon B des sols zonaux.



Fig. 10. — Saturation en Na (V_{Na}) en fonction de la quantité de carbonates, dans l'horizon C des sols zonaux.

Fig. 11. — Variation de la quantité d'Al exprimé en me. déterminé dans l'extrait avec ClK, en fonction du degré de saturation en bases (V).

Fig. 12. — Variation du rapport $\frac{Al}{S + H} \cdot 100$ en fonction du degré de saturation en bases (V).

Fig. 13. — Saturation en Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}), K (V_K), Na (V_{Na}) en fonction du degré de saturation en bases (V), dans l'horizon A des sols zonaux.

Fig. 14. — Saturation en Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}), K (V_K), Na (V_{Na}) en fonction du degré de saturation en bases, dans l'horizon B des sols zonaux.

Fig. 15. — Variation du rapport $\frac{Ca}{Mg}$ en fonction du degré de saturation en bases (V) dans les sols zonaux.

CORRELATION BETWEEN THE SATURATION IN DIFFERENT EXCHANGEABLE CATIONS AND THE DEGREE OF BASE SATURATION IN ZONAL SOILS OF THE RUMANIAN PEOPLE'S REPUBLIC

BY

N. FLOREA, ELENA STOICA, DOROTHEA MANES

(Abstract)

The present paper refers to the relationship between the saturation in different exchangeable cations and the degree of base saturation (V) for the Rumanian zonal soils, as well as to the variation of the exchangeable cations saturation, the modification of their relationships a.s.o. during the continuous process of hydrogen adsorption by the colloidal complex. By means of these elements, different values of the degree of base saturation separating distinct stages of the desaturation or saturation process of soils are determined.

On this purpose, the analytical data on Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ and Na^+ saturation have been statistically considered (plotting them on graphs in relation to the base saturation, V, Figs. 1—10) for A, B and C horizons of zonal soils from the plain and hilly areas of Rumania. Further, the conclusions of the study are given.

The variation of Ca saturation within A horizon in relation to the degree of base saturation is represented by a curve similar to a parabola with a slightly upward concavity (Fig. 1) and by the following mathematical expression:

$$\log V_{Ca_A} = 1,25 \log V - 0,585$$

This expression allows to calculate the Ca saturation in a zonal soil with a $\pm 2-3\%$ error, knowing its base saturation. The Ca variation within the B horizon gives a



curve similar to the curve for A horizon, having a corresponding mathematical expression:

$$\log V_{CaB} = 1,365 \log V - 0,8388 \quad \text{for } V = 40-85\%$$

$$\log V_{CaB} = 2,47 \log V - 2,965 \quad \text{for } V > 85\%$$

The variation of Ca saturation in D horizon (without carbonates) is similar to that in B horizon, fact stated also for the other exchangeable cations. The Ca saturation in C horizon shows rather various values and therefore the great dispersion of points does not allow the tracing of a curve.

The curve of the variation of Mg saturation in A horizon looks like a parabola with downward concavity (Fig. 1). The points are more dispersed than on the diagram for the variation of Ca saturation. The corresponding mathematical relations are:

$$V_{MgA} = 0,36 V - 1,80 \quad \text{for } V < 30\%$$

and

$$V_{MgA} = 19-200 \frac{\log V}{V} \quad \text{for } V > 30\%.$$

In B horizon no dependence (interaction) between the Mg saturation and the degree of base saturation, V is noticed. Only in Podzols and in Brown Podzolic soils (Fig. 3) a linear increase of the Mg saturation in relation to V is observed, according to the mathematical expression:

$$V_{MgBp} = 0,29 V$$

The values for the K and Na saturation in A horizon are very similar to each other with respect to all V values (Fig. 5, 7) ranging from 1 to 3% for K and from 0,5 to 3,5% for Na; only for V values below 30—15% a decrease of the K and Na saturation was stated.

In B horizon, the K and Na saturation is constant for all V values (Fig. 6, 9); the same for C horizon.

Only in the case of saturated soils, rich in carbonates, the Na saturation in C horizon increases, ranging from 1,5 to 5,5% (Fig. 8).

Concerning the mobile aluminium, the variation of the amount of mobilized Al in acid soils (by its extraction with an unbuffered ClK solution) in relation to the degree of saturation V, shows that there is a dependence between the content of mobilized Al and the degree of base saturation (Fig. 11). The values, however, are rather dispersed, partly because of the extraction method.

Along all V values, the Ca^{2+} ion is, generally, the principal basic constituent of the exchange capacity. The ratio $\frac{Ca}{Mg + Na + K}$ increases with the degree of saturation.



With the aid of analytical data, the authors show that in base-saturated and salt-lacking soils, the saturation of each cation is the following:

$\frac{\text{Ca}}{75-85\%}$	$\frac{\text{Mg}}{9-20\%}$	$\frac{\text{K}}{1-3,5\%}$	$\frac{\text{Na}}{1-3,5\%}$
-----------------------------	----------------------------	----------------------------	-----------------------------

The diagrams permit to establish the saturation of each cation for the different degrees of base saturation.

For $V = 50-100\%$ the process of hydrogen adsorption by the complex takes place by the replacement of Ca; the sum $\text{Ca} + \text{H}$ is constant. For V values less than 50% the adsorption of hydrogen by the complex takes place at the expense of other cations too; consequently, the sum $\text{Ca} + \text{H}$ increases. For $< 15\%$ lower values of the Na and K saturation were determined; desaturation takes place on their account too.

Therefore, the desaturation as well as the base saturation of soils develop in different stages. Each stage of the process presents certain specific features which make it quite different from the other stages.

Four stages of base saturation respectively of desaturation were separated.

The stage between $V = 100\%$ and $V = 75\%$ is called eubasic or calcomagnesian due to the prevalence of the Ca ion followed by the Mg ion; the mobile Al is absent. The corresponding soils are unbuffered. The reaction is basic to slightly acid. This stage has two sub-stages: the proper stage and the transitional (eumesobasic) stage.

Another stage of the development process ranges from $V = 75\%$ to $V = 50\%$. It is called the mesobasic or calco-hydrogen-magnesian stage, showing the prevalence of the Ca ion, while hydrogen — which continues to be absorbed by the complex at the expense of calcium — occupies the second place; the mobile aluminium occurs in small amounts. The buffering power is high and the reaction is medium acid.

The next stage, so-called oligobasic or hydrogen-calco-magnesian corresponding to V values ranging from 50 to 15% is characterized by the predominance of hydrogen over the other cations. The hydrogen adsorption by the complex takes place both at the expense of Ca and Mg; the mobile Al increases. This stage is subdivided into: the medium acid substage ($V = 50-30\%$) in which soils have a high buffering strength and the strongly acid substage ($V = 30-15\%$) with unbuffered soils.

The last stage of desaturation (and the first of base saturation) for $V < 15\%$, is called the dystrophic or hydrogenic stage. Hydrogen is the predominating cation and the desaturation (resp. the base saturation) produces at the expense of all other cations. Mobile aluminium occurs in large amounts. Soils are unbuffered.

The authors propose a classification of soils according to their degree of base saturation (Tab. 2) which reflects the stage development of the base saturation viz. of the desaturation of soils.



EXPLANATION OF FIGURES

Fig. 1. — Relation between Ca (V_{Ca}) and Mg (V_{Mg}) saturation and the degree of base saturation (V) in the A horizon of zonal soils.

Fig. 2. — Relation between Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}) and K (V_K) saturation and the amount of calcium carbonate in the A horizon of calcareous soils.

Fig. 3. — Relation between Ca (V_{Ca}) and Mg (V_{Mg}) saturation and the degree of base saturation (V) in the B horizon of zonal soils.

Fig. 4. — Relation between Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}) and K (V_K) saturation and the amount of calcium carbonates in the C horizon of zonal soils.

Fig. 5. — Relation between K (V_K) saturation and the degree of base saturation (V) in the A horizon of zonal soils.

Fig. 6. — Relation between K (V_K) saturation and the degree of base saturation (V) in the B horizon of zonal soils.

Fig. 7. — Relation between Na (V_{Na}) saturation and the degree of base saturation (V) in the A horizon of zonal soils.

Fig. 8. — Relation between Na (V_{Na}) saturation and the amount of carbonates in the A horizon of calcareous soils.

Fig. 9. — Relation between Na (V_{Na}) saturation and the degree of base saturation (V) in the B horizon of zonal soils.

Fig. 10. — Relation between Na (V_{Na}) saturation and the amount of carbonates in the C horizon of zonal soils.

Fig. 11. — Relation between Al — expressed in me. — determined in ClK and the degree of base saturation (V)

Fig. 12. — Relation between the ratio $\frac{Al}{S + H} \cdot 100$ and the degree of base saturation (V)

Fig. 13. — Relation between Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}), K (V_K), Na (V_{Na}) saturation and the degree of base saturation (V) in the A horizon of zonal soils.

Fig. 14. — Relation between Ca (V_{Ca}), Mg (V_{Mg}), K (V_K), Na (V_{Na}) saturation and the degree of base saturation, in the B horizon of zonal soils.

Fig. 15. — Relation between $\frac{Ca}{Mg}$ ratio and the degree of base saturation (V) in zonal soils.



APLICABILITATEA METODEI MEHLICH PENTRU DETERMINAREA CAPACITĂȚII DE SCHIMB CATIONIC ȘI A CATIONILOR SCHIMBABILI ¹⁾

DE

N. FLOREA, ELENA STOICA

TABLA DE MATERII

Introducere	148
Cercetări asupra metodei Mehlich și aplicabilității ei la solurile ce nu conțin săruri	152
Verificarea și stabilirea condițiilor de lucru	153
timpul necesar pentru percolare	153
raportul dintre sol și soluția deplasatoare	153
determinarea hidrogenului schimbabil	155
determinarea bazelor schimbabile	157
determinarea capacității de schimb cationic	159
Metoda adoptată	164
Discuții asupra rezultatelor și concluzii	167
Aplicabilitatea metodei Mehlich pentru determinarea capacității de schimb și a bazelor schimbabile la solurile ce conțin săruri	171
Aplicabilitatea metodei Mehlich la solurile cu carbonați alcalino-pământoși	171
Discuții asupra rezultatelor obținute prin metoda Mehlich la solurile cu CO_3Ca și CO_3Mg	171
Stabilirea cauzelor care duc la valori eronate pentru T_{Ba} , în cazul solurilor cu CO_3Ca și CO_3Mg	174
Metoda propusă	177
Discuția rezultatelor	178
Aplicabilitatea metodei Mehlich la solurile cu săruri ușor solubile și eventual carbonați alcalino-pământoși	181
Discuția rezultatelor obținute prin metoda Mehlich pentru capacitatea de schimb la solurile ce conțin săruri	181

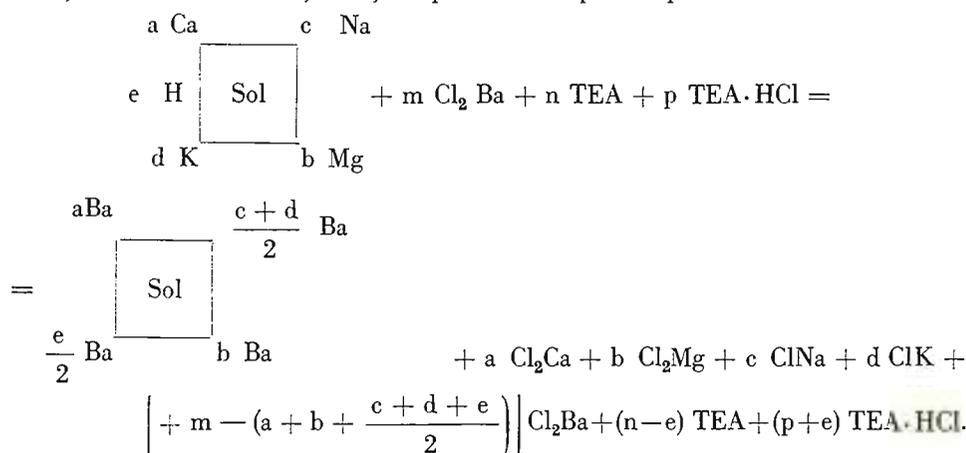
¹⁾ Prima și respectiv a doua parte a acestei lucrări au constituit obiectul comunicărilor « Metoda Mehlich pentru determinarea gradului de saturație în baze a solurilor » ținută la 3. IV. 1959 și « Aplicabilitatea metodei Mehlich pentru determinarea capacității de schimb cationic și a bazelor schimbabile la solurile ce conțin săruri » ținută la 6. V. 1960.



Metoda propusă pentru determinarea capacității de schimb la solurile ce conțin gips sau CO_3Na_2 și rezultatele obținute	182
Concluzii generale	184

Introducere. Metoda Mehlich, care întrebunțează pentru deplasarea cationilor o soluție ce conține Ba^{+2} , tamponată la $\text{pH} = 8,1$, a căpătat în ultimul timp o largă utilizare în cele mai multe laboratoare de analiza solului, datorită avantajelor pe care le prezintă față de alte metode de caracterizare a proprietăților de schimb cationic ale solurilor. Pentru introducerea acestei metode printre metodele obișnuite de lucru în laboratoarele din țara noastră au fost efectuate cercetări comparative asupra acestei metode și asupra aplicabilității ei la diferite soluri; rezultatele acestor cercetări sînt expuse în această lucrare.

În metoda Mehlich deplasarea cationilor schimbabili din sol se face cu o soluție de Cl_2Ba tamponată cu sistemul trietanolamină — clorhidrat de trietanolamină la $\text{pH} 8,1$. Reacția ce are loc între sol și soluția deplasatoare se poate reprezenta schematic astfel:



În extrasul (filtratul) obținut trec toți cationii schimbabili (Ca, Mg, K, Na și H), sub forma combinației respective cu anionul Cl^- . Bazele schimbabile se pot determina într-o parte alicotă din filtrat. Hidrogenul schimbabil formează acid clorhidric care este neutralizat de trietanolamină sub formă de clorhidrat de trietanolamină; deci hidrogenul schimbabil (H_{Ba}) se determină simplu prin stabilirea cantității de trietanolamină trecută sub formă de clorhidrat, ceea ce se obține prin titrarea cu HCl a soluției deplasatoare înainte și după reacție.

Solul saturat cu Ba^{+2} din care s-a îndepărtat excesul de Cl_2Ba prin spălare cu apă, se percolează în continuare cu Cl_2Ca , pentru deplasarea Ba^{+2} adsorbit, care se dozează apoi în filtratul obținut, căpătînd astfel capacitatea totală de schimb cationic (T_{Ba}).

Schema mersului analizei este redată alăturat.



Determinarea cationilor schimbabili și a capacității de schimb cationic

S O L



Percolare cu soluție de Cl_2Ba —trietanolamină

Filtratul cu cationii schimbabili adus la balon cotat de 250 cm

Determinarea H^+
50 cc se titrează cu HCl $n/20$

Determinarea bazelor schimbabile în 100 cc

↓
Separarea Ba^{+2} ca SO_4Ba și eventual separarea sesquioxizilor

↓
Determinarea Ca^{+2}
(precipitarea ca oxalat și determinarea volumetrică)

↓
Determinarea Mg^{+2}
(cu 8-oxichinolină sau fotocolorimetric cu galben de titan)

↓
Determinarea K^+ și Na^+ (la fotometru cu flacără sau determinând suma sulfajilor; K^+ prin metoda Behrens iar Na^+ prin diferență)

Sol saturat cu bariu

↓
Percolare cu Cl_2Ca

Filtratul cu cationii de Ba^{+2}

↓
Determinarea Ba^{+2} ca CrO_4Ba prin dublă precipitare; sau prin metoda polarografică

Sol saturat cu Ca^{++}

↓
Pentru determinarea capacității de schimb anionic

H^+

$\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2} + \text{K}^+ + \text{Na}^+ = \text{S}$

T



Metoda Mehlich prezintă față de alte metode unele avantaje legate în primul rând de puterea mare de deplasare a ionului Ba^{+2} , de folosirea unei soluții deplasatoare tamponată la un pH care asigură obținerea celor mai bune valori. Ba^{+2} este cunoscut ca un ion foarte eficace pentru înlocuirea cationilor schimbabili din sol, fiind puternic adsorbit în complexul argilo-humic. De altfel metodele cele mai frecvent utilizate pentru determinarea cationilor schimbabili întrebunțează fie NH_4^+ pentru schimb, acesta având avantajul că se înlătură ușor, fie Ba^{2+} care este mult mai energetic în procesul de schimb decât NH_4^+ . În cazul solurilor bogate în humus, KELLEY (1948) recunoaște că « Ba^{+2} adsorbit este probabil o măsură mai exactă a capacității de schimb decât NH_4^+ adsorbit » pentru motivul că humusul fin dispersat este solubil în soluția de acetat de amoniu. (Probabil că acest fapt constituie una din cauzele pentru care valoarea T_{NH_4} este mai mică decât valoarea $S+H$). MEHLICH (1945), studiind influența naturii coloidului din sol, asupra puterii relative a ionilor NH_4^+ și Ba^{+2} pentru obținerea (deplasarea) H schimbabil arată că «puterea relativă a acetaților neutri de a deplasa H este apreciabil mai mică decât a Cl_2Ba — trietanolamină tamponată, mai ales în cazul probelor organice și a celor minerale cu rețea de tip 1:1 ».

Ionul Ba^{+2} sub formă de Cl_2Ba a fost propus de mulți cercetători în domeniul chimiei solului pentru deplasarea cationilor schimbabili. Astfel, O. C. MAGISTAD și P. S. BURGESS¹⁾ folosesc o soluție alcoolică de Cl_2Ba pentru determinarea calciului de schimb la solurile ce conțin CO_3Ca . E. W. BOBKO și D. L. ASKINASI²⁾ spală solul cu o soluție de Cl_2Ba pînă la completa saturare; Ba^{+2} adsorbit, deplasat apoi cu ClH 0,02 N corespunde capacității de schimb. În același scop F. W. PARKER³⁾ saturează solul cu Cl_2Ba , deplasînd Ba^{+2} adsorbit cu $ClNH_4$, iar K.K. GEDROIȚ³⁾ întrebunțează soluția de Cl_2Ba pentru deplasarea hidrogenului din sol.

Aceste metode, întrebunțînd soluția neutră de Cl_2Ba , au dezavantajul adus de întrebunțarea unei sări neutre în procesul de schimb cationic.

Amintim cu această ocazie că diferitele metode pentru determinarea capacității de schimb cationic au urmat 2 căi: percolare cu săruri neutre și percolare cu săruri care hidrolizează alcalin. A. N. PURI și H. L. UPAL (1933), ca și N. CERNESCU (1939), observă că sarea neutră netamponată folosită la percolare, ia imediat valoarea pH a solului, lăsîndu-l aproape la aceeași stare de saturație, afară de cazul cînd solul este prea acid sau prea alcalin. Prin urmare, cu excepția solurilor prea acide sau prea alcaline, capacitatea de schimb găsită este aproximativ echivalentă cu totalul bazelor schimbabile. După datele lui A. N. PURI, H. L. UPAL, și N. CERNESCU, care au determinat cu ajutorul KCl, capacitatea de schimb cationic a unui sol adus la diferite valori pH, reiese că capacitatea totală de schimb cationic determinată prin spălare cu o sare neutră nu poate fi o constantă «fixă» ci variază cu valoarea pH a solului.

1) Citat după W. P. KELLEY și H. D. CHAPMAN, 1930.

2) Citat după N. CERNESCU, 1939.

3) Citat după N. CERNESCU, 1939.



În schimb sărurile acizilor slabi, și în special acetății, au fost folosite cu mai mult succes pentru determinarea capacității de schimb cationic, obținându-se valori mai bune ca în cazul precedent. Acetatul de amoniu este mult folosit în acest scop, spălându-se solul pînă la punctul neutral. Această metodă are însă dezavantajul că în cazul solurilor intens humifere o parte din humus este spălat cu acetatul de amoniu, astfel că solul rămas va prezenta o capacitate de schimb mai mică decît solul original.

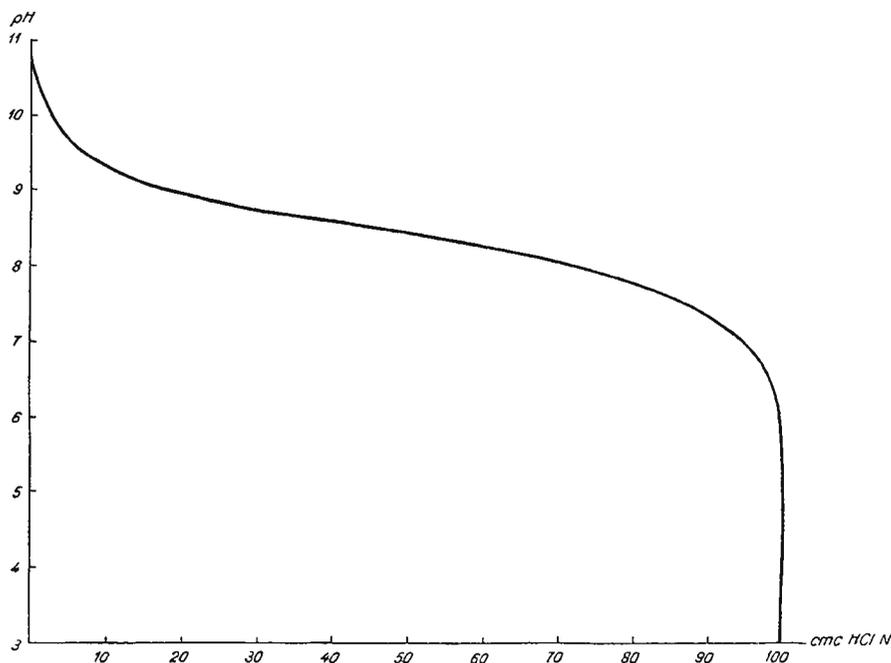


Fig. 1. — Variația pH-ului unei soluții de trietanolamină 2 N (50 cm²) prin adăugare de ClH N.

Remarcăm că metoda Mehlich folosește pentru deplasare o sare neutră — clorura de bariu — dar nu prezintă dezavantajele observate de A. N. PURI, H. L. UPAL sau de N. CERNESCU (1939) pentru acest caz, deoarece soluția de clorură de bariu este puternic tamponată, la pH = 8,1, cu trietanolamină — clorhidrat de trietanolamină; în același timp nu prezintă nici dezavantajul metodei cu acetat de amoniu, deoarece humusul formează cu Ba⁺, compuși insolubili.

În graficul reproduș după Mehlich (fig. 1) este redată variația valorilor pH ale unei soluții 2 N de trietanolamină căreia i se adaugă cantități crescînde de ClH, N; se formează un sistem tampon trietanolamină — clorhidrat de trietanolamină, care prezintă, așa cum se vede din curbă, o mare putere de tamponare între valorile pH 7,2 și 8,6. Folosirea acidului clorhidric pentru neutralizarea parțială a trietanolaminei prezintă un avantaj față de acidul acetic, deoarece sistemul nefiind tamponat sub

pH 5,5 se poate obține un punct final precis la titrare în prezența indicatorului mixt propus. MEHLICH (1942), arătând avantajul întrebuintării trietanolaminei pentru tamponarea soluției de Cl_2Ba , susține că « din cauza greutateii ei mari moleculare 149,13 și a structurii ei:

$$\text{N}(\text{CH}_2 - \text{CH}_2 - \text{OH})_3 + \text{HOH} = [\text{HN}(\text{CH}_2 - \text{CH}_2 - \text{OH})_3]^+ + \text{HO}^-$$

ionii pozitivi nu vor intra într-o reacție de schimb cu complexul adsorbiv, în concurență cu bariu, și vor neutraliza ionii de hidrogen care sînt deplasați de către bariu ».

MEHLICH (1942) a stabilit reacția soluției deplasatoare tamponate la $\text{pH} = 8,1 - 8,2$ după un studiu în care a cercetat adsorbția ionului Ba^{+2} în funcție de pH de către diferite soluri și minerale. Astfel, el găsește că pentru soluri și minerale adsorbția Ba^{+2} atinge un maximum (care coincide cu neutralizarea completă a hidrogenului de schimb) la diferite valori pH; pentru « solurile anorganice » adsorbția Ba^{+2} este maximă sau constantă între pH 8,0 și 9,0, iar pentru « solurile organice » adsorbția Ba^{+2} atinge un maxim între pH 6,0 și 7,0.

MEHLICH (1945) constată că observațiile sale sînt în concordanță cu rezultatele obținute de BRADFIELD și ALLISON, care întrebuintează pentru saturarea solului metoda cu bicarbonați $[(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Ca}]$, arătînd că acești cercetători obțin valori maxime pentru capacitatea de schimb pentru cele mai multe soluri la pH între 8,1 și 8,4. MEHLICH (1945) remarcă de asemenea că « pentru unele soluri un sistem tamponat la $\text{pH} = 8,4$ sau mai mare poate da rezultate mai bune. În orice caz nu se recomandă un pH mai ridicat atunci cînd este utilizat bariul, deoarece se produc reacții secundare, ca formarea carbonatului de bariu. De asemeni o mărire a pH peste 8,2 este însoțită pentru unele soluri de o creștere a hidrolizei, creștere îndată de cantități crescînde de aluminiu care trec în soluție ».

Rezultatele lui PURI și UPAL, prelucrate grafic de MEHLICH (1942), arată de asemeni că capacitatea de schimb cationic crește paralel cu valoarea pH finală a solului tratat, dar oricare ar fi metoda de lucru se obțin valori constante ale capacității de schimb cationic în intervalul de pH cuprins între valorile 8 și 9. În sfîrșit, dacă considerăm sol saturat cu baze, acel sol care se află în echilibru cu un exces de CO_3Ca la presiunea parțială a CO_2 aflat în atmosferă (R. BRADFIELD, și W. B. ALLISON) și ținînd seama că valoarea pH a acestor soluri oscilează cu 0,1—0,2 unități pH în jurul valorii 8,3 (CERNESCU N. 1939) atunci soluția deplasatoare de $\text{Cl}_2\text{Ba} - \text{TEA}$, tamponată la $\text{pH} = 8,1$, propusă de MEHLICH, reproduce cît mai aproape reacția corespunzătoare solului saturat în condițiile naturale.

CERCETĂRI ASUPRA METODEI MEHLICH ȘI APLICABILITĂȚII EI LA SOLURILE CE NU CONȚIN SĂRURI

Plecînd de la considerentele menționate am cercetat metoda Mehlich, cu scopul de a o aplica pentru determinarea capacității de schimb (T_{Ba}), a H schimbabil (H_{Ba}) și a bazelor schimbabile la diferite soluri. Ca criteriu pentru verificarea preciziei



metodei, pe lângă constatarea reproductibilității rezultatelor, am recurs și la compararea metodei cu metoda cu acetat de amoniu, considerînd valoarea S obținută după această metodă și valoarea H^+ de schimb determinată prin metoda percolării cu acetat de potasiu, ca valori de referință.

Verificarea și stabilirea condițiilor de lucru

Pentru a asigura obținerea unor rezultate bune și reproductibile, am cercetat în primul rînd condițiile de lucru ale metodei Mehlich.

Timpul necesar pentru percolare. MEHLICH a stabilit că este necesar ca soluția pentru deplasarea cationilor să percoleze într-un timp de aproximativ 4 ore, pentru a se asigura deplasarea completă a cationilor. Ținînd seama de rezultatele obținute de noi și de faptul că reacția de schimb este aproape instantanee, am ajuns la concluzia că acest timp este suficient pentru obținerea unor rezultate juste pentru T_{Ba} și H_{Ba} .

Raportul dintre sol și soluția deplasatoare. Pentru a obține valori optime pentru capacitatea de schimb cationic, MEHLICH (1948) găsește că e necesar să se întrebuițeze o cantitate de soluție deplasatoare A (vezi metoda de lucru), care să conțină o cantitate de me de Ba de 10 ori mai mare decît capacitatea de schimb cationic a probei de sol luată în lucru.

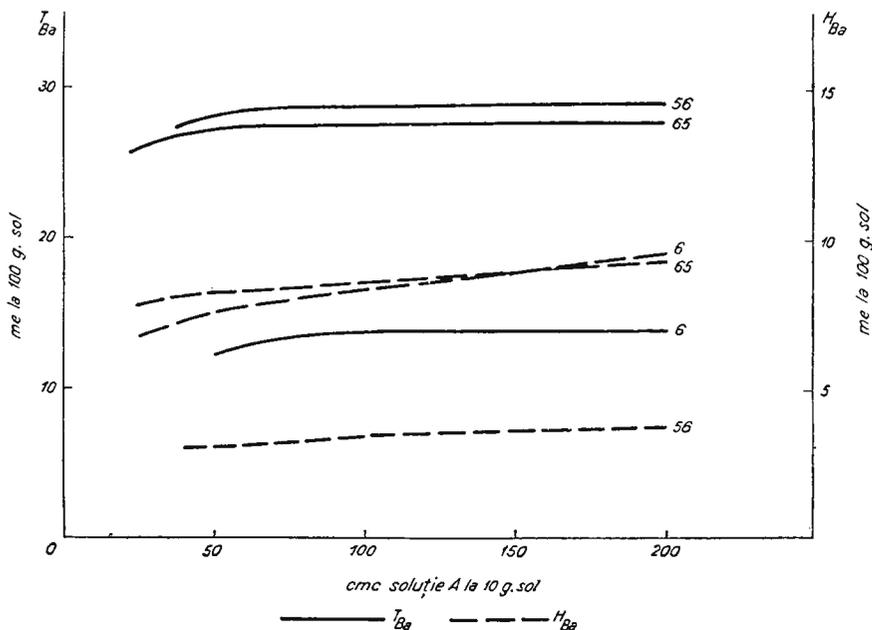


Fig. 2. — Variația valorilor T_{Ba} și H_{Ba} în funcție de cantitatea de soluție de $Cl_2 Ba - TEA$ folosită la deplasarea cationilor schimbabili.



În încercările noastre de laborator, ale căror rezultate sînt redată în tabela 1, am verificat constatările lui MEHLICH, determinînd hidrogenul schimbabil și capacitatea de schimb cationic în cazul diferitelor soluri, folosindu-se raporturi diferite între cantitatea de sol luată la analiză și cantitatea de soluție deplasatoare. Ca și MEHLICH ajungem la concluzia că raportul soluție-sol cel mai potrivit este de 100 cmc soluție deplasatoare pentru o cantitate de sol (5—20g) ce corespunde la maximum 2,5 me.

Din rezultatele obținute de noi (tabelul 1 și fig. 2) constatăm o creștere mai evidentă a H schimbabil, în comparație cu capacitatea de schimb cationic, paralel cu creșterea

TABELUL 1

Variația valorilor obținute pentru H schimbabil și capacitatea de schimb cationic în funcție de raportul sol—soluție deplasatoare

Cantitatea de		H schimbabil me la 100 g sol	Capacitatea de schimb me la 100 g sol
Sol g	Soluția A cmc		
Profilul 65, Clejani raionul Crevedia, proba 0—15 cm			
10	25	7,82	26,15
10	50	8,25	27,40
10	100	8,66	27,62
10	200	9,40	27,81
Profilul 56, Livedea—Cătrunești raion Brănești proba 0—18 cm			
5	20	3,05	27,60
5	40	3,17	28,80
5	40	3,21	28,62
5	50	3,50	28,71
5	100	3,83	29,00
5	100	3,83	29,00
Profilul 6. Săsar—Baia Mare, proba 17—39 cm			
10	50	6,70	12,38
10	50	7,61	12,20
10	100	8,42	13,94
10	100	8,62	14,08
10	200	9,57	14,12

cantității de soluție A. Se remarcă faptul că valoarea pentru capacitatea de schimb rămîne aproape constantă cînd 10 g sol sînt percolate cu un volum mai mare decît 50 cm soluție de deplasare. Și MEHLICH (1942) constată de asemenea, că agitarea continuă timp de 2 ore sau agitarea intermitentă timp de 20 ore, a dus la valori ceva mai mari pentru H schimbabil. Autorul atribuie această creștere, nu stabilirii unui



echilibru adevărat, ci mai de grabă reacțiilor secundare ce pot avea loc, incluzând printre acestea și hidroliza complexului adsorbiv din sol.

Determinarea hidrogenului schimbabil este simplă și precisă. Se titrează cu ClH N/20, în prezența indicatorului mixt — verde de brom cresol și roșu de metil — (care are un viraj net la $\text{pH} = 5,1$), trietanolamina liberă din soluția deplasatoare (proba martor). Într-o parte alicotă din filtratul obținut prin tratarea probei de sol, se determină, deasemenea, trietanolamina prin titrare identică. Diferența, exprimată în miliechivalenți-gram între rezultatul titrării alcalinității soluției deplasatoare și a filtratului, corespunde hidrogenului deplasat din sol. Observăm că precizia cu care se determină hidrogenul schimbabil depinde de: recuperarea cantitativă a trietanolaminei care nu intră în reacția de neutralizare a ClH rezultat prin schimb, participarea trietanolaminei numai în procesul de neutralizare a ClH rezultat prin schimbul dintre H^+ din sol cu ionul Ba^{+2} .

Recuperarea cantitativă a trietanolaminei liberă se asigură prin percolarea în continuare a probei de sol cu 25 cmc soluție de Cl_2Ba , care are rolul de a deplasa eventuala trietanolamină reținută de sol, și prin spălările cu apă distilată care se fac pînă ce se constată îndepărtarea Cl_2Ba în exces.

Este important să ne asigurăm că trietanolamina intră în reacție numai cu ClH format prin deplasarea hidrogenului schimbabil din sol și că nu este blocată și în alte reacții secundare. În acest scop am verificat în primul rînd dacă soluția de Cl_2Ba — trietanolamină cu $\text{pH} = 8,1$ se carbonatează în timpul percolării datorită acțiunii CO_2 din atmosferă. Rezultatul încercărilor trecute în tabelul nr. 2 arată că în condițiile de lucru ale metodei soluția deplasatoare nu absoarbe CO_2 din atmosferă în timpul extracției.

TABELUL 2

Rezultatele obținute la titrarea soluției de extracție direct și după filtrare în condițiile de lucru (proba martor)

Condițiile de titrare	Nr. probei	me acid clorhidric folosiți la titrare
20 cm soluție A + 5 cmc soluție B + 25 cmc apă distilată: titrată direct	1	6,597
	2	6,597
100 cmc soluție A + 25 cmc soluție B; după filtrare și spălare cu apă distilată în condițiile de lucru s-a adus la balon cotate de 250 cmc din care s-a pipetat pentru titrare 50 cmc	1	6,590
	2	6,597
	3	6,590

În schimb, însă, trietanolamina poate intra în reacție cu formele de aluminiu mobil din sol. Se știe că solurile acide cu $\text{pH} < 5$ conțin aluminiu mobil care e adus



în soluție de o sare neutră, ca ion Al^{+3} . Am constatat că și soluția de Cl_2Ba — trietanolină, tamponată la $pH = 8,1$, deplasează uneori aluminiu care în condițiile de pH ale soluției precipită ca $Al(OH)_3$, în extras; este probabil că $Al(OH)_3$ precipită și în masa solului. Din reacție, care ar putea fi redată astfel:

$Cl_3Al + 3 HN(CH_2-CH_2-OH)^{+3} + 3 HO^- \rightarrow Al(OH)_3 + 3 ClH.N(CH_2-CH_2-OH)_3$ se observă că trietanolină este neutralizată de acidul care se formează prin precipitarea $Al(OH)_3$.

Deci la solurile care conțin Al^{+3} mobil, valoarea hidrogenului este mărită cu cantitatea de trietanolină blocată în reacție cu ionul Al^{+3} . MEHLICH consideră că valoarea obținută pentru hidrogenul schimbabil poate fi corectată simplu prin scăderea aluminiului determinat în extras. Încercările noastre au arătat însă că problema acestei

TABELUL 3

Rezultatele obținute la dozarea H^+ schimbabil după metoda Mehlich

Profil	Adîncimea	H me	Abaterrea față de medie	Abaterrea față de medie în %
P ₁₄₃ (5772) 2 N.W. Cisnădie—Sibiu; sol negru de fîncață umedă	37—57	16,36	+0,06	+0,37
		16,28	-0,02	-0,12
		16,26	-0,04	0,24
		16,30	0	0
	media	16,30		
P ₉₆ 3 km W. Brădeanu, Cîmpul Călmățui—Ialomița; cernoziom slab levigat	20—38	2,07	-0,02	-0,96
		2,07	-0,02	-1,96
		2,11	+0,02	+0,96
		2,13	+0,04	+1,92
	media	2,09		
P _{3/3545} E. Mătăsaru reg. Argeș	50—64	10,49	-0,01	-0,095
		10,42	-0,08	-0,76
		10,49	-0,01	+0,095
		10,60	+0,10	+0,95
	media	10,50		
P _{572/4341} N. Berceni — București; cernoziom foarte puternic levigat spre sol brun roșcat de pădure	0—16	3,64	+0,05	+1,39
		3,53	-0,06	-1,67
		3,58	-0,01	-0,28
		3,62	+0,03	+0,83
	media	3,59		



corecții este mult mai complicată, datorită probabil existenței formelor bazice de Al mobil, eventualei precipitări parțiale a $\text{Al}(\text{OH})_3$ în masa solului, nu numai în extras, posibilității formării unor compuși complexi ai trietanolaminei cu ionii de aluminiu și fier, etc.

În concluzie, deci, aciditatea determinată după metoda Mehlich la solurile care conțin și aluminiu mobil se datorește atât hidrogenului schimbabil cât și aluminiului mobil deplasat în aceste condiții. Soluția separării analitice a acestora, deci a determinării separate a H^+ și Al^{+3} , nu poate fi cea dată de MEHLICH. De aceea în cercetările pe care le prezentăm, ne-am limitat la solurile care nu conțin Al mobil, cercetând numai solurile nesaturate cu $\text{pH} > 5$. Din datele prezentate în tabelul nr. 3 se observă reproductibilitatea foarte bună a rezultatelor obținute la determinarea hidrogenului schimbabil.

Determinarea bazelor schimbabile. În condițiile de extracție ale metodei Mehlich se pune problema să se determine cationii: Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ în prezența unui exces de ioni Ba^{+2} și a trietanolaminei. MEHLICH propune precipitarea Ba^{+2} simultan cu a Ca^{+2} cu o soluție ce conține: $\text{SO}_4(\text{NH}_4)_2 + \text{C}_2\text{O}_4\text{H}_2 + \text{CH}_3\text{—COONH}_4$. Precipitatul filtrat și spălat se tratează cu acid sulfuric 0,2 N; se dizolvă numai $\text{C}_2\text{O}_4\text{Ca}$ și prin titrare cu MnO_4K se determină $\text{C}_2\text{O}_4\text{H}_2$ corespunzător calciului. SO_4Ba format nu se dizolvă practic în SO_4H_2 0,2 N. Determinarea Mg^{+2} , K^+ , Na^+ se face după metodele cunoscute: Mg^{+2} se determină ca oxichinoleat de magneziu, iar K^+ și Na^+ prin metoda fotometrică.

Din rezultatele obținute în cercetările noastre la determinarea bazelor schimbabile din extrasul cu $\text{Cl}_2\text{Ba-TEA}$ se desprind următoarele:

Separarea calciului împreună cu bariul, în prezența trietanolaminei, duce la valori nereproductibile pentru Ca^{+2} cu erori care variază de la $-7,6\%$ la $+17,8\%$ (tabelul 4);

TABELUL 4

Rezultatele obținute la dozarea Ca^{+2} , în prezența unui exces de Ba^{+2} și trietanolmină, prin precipitarea împreună a Ca^{+2} și Ba^{+2} cu reactiv mixt (sulfat de amoniu, acetat de amoniu, acid oxalic)

Calciu prezent în soluție	Ba prezent	Ca determinat	Eroarea determinării în %
0,014629 g	0,705 g	0,01654	+13,05
0,014629 g	0,705 g	0,01448	- 1,02
0,014629 g	0,705 g	0,01448	- 1,02
0,014629 g	0,705 g	0,01720	+17,55
0,014629 g	0,705 g	0,01716	+17,3
0,014629 g	0,705 g	0,01678	+14,78
0,014629 g	0,705 g	0,01480	+ 1,16
0,014629 g	0,705 g	0,01408	- 7,6



Dozarea Ca după oxidarea TEA și separarea în prealabil a Ba^{+2} ca SO_4Ba , conduce la rezultate reproductibile, însă valorile obținute sînt mai mici, erorile variînd între: —6,7% și —11,3% (tabelul nr. 5). Încercările făcute pentru stabilirea unui factor de compensare cu ajutorul căruia să se corecteze valorile obținute pentru Ca^{+2} în condi-

TABELUL 5

Rezultatele obținute la dozarea Ca^{+2} , în prezența unui exces de Ba^{+2} prin precipitare ca oxalat, după separarea în prealabil a Ba^{+2} ca sulfat de Ba.

Ca prezent în soluție	Ba prezent	Ca determinat	Eroarea relativă de determinare în %	Abaterea relativă de la media determinărilor în %
0,014629	0,705	0,01310	— 10,46	— 0,27
0,014629	0,705	0,01324	— 9,49	+ 0,68
0,014629	0,705	0,01310	— 10,46	— 0,27
0,014629	0,705	0,01298	— 11,26	— 1,09
0,014629	0,705	0,01300	— 11,00	— 0,82
	Media:	0,01314	— 10,17	—
0,014629	0,352	0,01361	— 6,97	— 0,14
0,014629	0,352	0,01364	— 6,77	+ 0,07
0,014629	0,352	0,01364	— 6,77	+ 0,07
	Media:	0,01363	— 6,84	—

țiile de mai sus au arătat posibilitatea obținerii unor rezultate aproximativ corecte, care se abat cu $\pm 1\%$ față de valorile reale; metoda devine în acest caz destul de greoaie, necesitînd determinări suplimentare pe soluții de concentrații cunoscute aduse în condițiile de lucru ale metodei Mehlich (tabelul 6);

TABELUL 6

Rezultatele obținute la stabilirea factorului de compensare pentru determinarea Ca^{+2} , în prezența unui exces de Ba^{+2} .

Ca introdus	Ba prezent	Ca determinat	Factorul de compensare	Abaterea relativă față de medie în %
0,014629 g	0,705 g	0,01310	1,118	— 1,06
0,014629 g	0,705 g	0,01324	1,105	0,00
0,014629 g	0,705 g	0,01310	1,118	— 1,06
0,014629 g	0,705 g	0,01330	1,100	+ 0,45
0,014629 g	0,705 g	0,01338	1,096	+ 1,06
0,014629 g	0,705 g	0,01333	1,018	+ 0,68
	Media	0,01324	1,105	—



Determinarea magneziului în condițiile de lucru ale metodei Mehlich se face cu o eroare sistematică în minus, de maximum 5%. Majoritatea valorilor obținute se abat de la valoarea reală cu aproximativ — 4% (tabela 7);

Determinarea K și Na (determinarea s-a făcut la fotometru cu flacără) se face suficient de precis; erorile în general nu depășesc 3% (tabelul 7).

TABELUL 7

Rezultatele obținute la determinarea Ca^{+2} , Mg^{+2} , K și Na^{+} din soluții cu exces de Cl_2Ba , după separarea Ba^{+2} ca SO_4Ba

Ba prezent g	Ca introdus 20,10 mg		Mg introdus 1,68 mg		K introdus 1,00 mg		Na introdus 1,00 mg	
	Ca determinat mg	Eroarea %	Mg determinat mg	Eroarea %	K determinat mg	Eroarea %	Na determinat mg	Eroarea %
0,705	20,00 ¹⁾	-0,50	1,63	-3,0	0,97	-3,0	0,96	-4,0
0,705	20,11 ¹⁾	+0,05	1,60	-5,0	1,00	0,0	0,98	-2,0
0,705	20,11 ¹⁾	+0,05	1,62	-3,7	1,02	+2,0	0,98	-2,0
media	20,07	0,20	1,62	-3,9	0,98	1,7	0,97	2,7
0,705	16,71	factorul de compensare:			1,203			
0,705	16,62	factorul de compensare:			1,210			
		media 1,2065						

¹⁾ Valorile pentru Ca sînt corectate cu factorul de compensare stabilit cu ajutorul ultimelor 2 determinări, efectuate paralel în aceeași serie.

Comparînd condițiile de lucru și rezultatele obținute pentru bazele de schimb prin metoda Mehlich cu cele obținute prin metoda cu acetat de amoniu se poate afirma că metoda cu acetat de amoniu permite determinarea bazelor de schimb în mod mai expeditiv cu rezultate superioare ca precizie metodei Mehlich; aceasta se datorează faptului că ionul NH_4^+ folosit la deplasarea cationilor se înlătură ușor din soluție prin volatilizare și descompunere și nu afectează precizia determinării celorlalte baze. Din acest punct de vedere metoda cu acetat de amoniu rămîne aproape de neînlocuit.

Determinarea capacității de schimb cationic. Solul saturat cu bariu se spală cu 125 cmc Cl_2Ca 5%, pentru a deplasa Ba adsorbit de sol. În filtrat se dozează bariul, obținîndu-se astfel valoarea T_{Ba} . Am înlocuit determinarea microcolorimetrică propusă de MEHLICH prin dozarea Ba^{+2} gravimetric ca cromat de bariu.

Capacitatea de schimb cationic, fiind o valoare foarte importantă, am făcut încercări pentru verificarea preciziei cu care se poate doza Ba în prezența unei cantități relativ mari de Cl_2Ca (așa cum este cazul filtratului în care se dozează Ba^{+2}).



În primul rînd am comparat metoda de dozare a Ba ca CrO_4Ba (în absența ionilor Ca^{+2}) cu metoda de dozare ca SO_4Ba . Din mediile obținute în ambele cazuri de la 5 determinări, am constatat că diferențele obținute la dozarea Ba prin cele 2 metode nu depășesc 0,3%, aflîndu-se deci în limita erorilor experimentale. Ne-am asigurat astfel de precizia metodei de dozare a Ba^{+2} ca CrO_4Ba .

Mai departe am trecut la determinarea Ba^{+2} ca CrO_4Ba în prezență de cantități variabile de Cl_2Ca . Din rezultatele prezentate în tabelul nr. 8 se observă că atunci cînd raportul Ca/Ba crește, valorile obținute la determinarea Ba sînt mai mari, datorită

TABELUL 8

Rezultatele obținute la dozarea Ba ca CrO_4Ba în prezență de diferite cantități de Cl_2Ca , printr-o singură precipitare

Cmc soluție de Cl_2Ba N/10	cmc soluție de Cl_2Ca N	Ba^{+2} introdus mg	Ba^{+2} determinat mg	Eroarea de determinare în %
10	50	69,136	69,497	+ 0,52
10	50	69,136	69,930	+ 1,15
10	50	69,136	69,497	+ 0,52
10	50	69,136	69,420	+ 0,42
10	50	69,136	70,025	+ 1,28
10	50	69,136	69,800	+ 0,96
5	50	34,568	35,020	+ 1,3
5	50	34,568	35,750	+ 3,4
10	125	69,136	69,930	+ 2,3
10	125	69,136	71,340	+ 3,2
5	125	34,568	35,880	+ 3,8
5	125	34,568	35,880	+ 3,8

probabil coprecipitării Ca^{+2} alături de Ba^{+2} ; eroarea ajunge pînă la 3,8%. Rezolvarea acestei dificultăți analitice a fost simplă: prin aplicarea dublei precipitări a CrO_4Ba s-au obținut rezultate foarte bune (tab. 9). Lucrul este ușor de explicat deoarece la cea de a doua precipitare a CrO_4Ba , Ca coprecipitat la prima precipitare rămîne acum în soluție, nemai fiind practic reținut.

Eroarea maximă în minus de aproximativ 1% se datorește în acest caz faptului că la fiecare separare precipitatul a fost spălat cantitativ; în condiții obișnuite de lucru spălarea cantitativă a precipitatului de CrO_4Ba nu se face decît după a doua precipitare; în acest fel vor fi micșorate eventualele pierderi de CrO_4Ba la spălare și deci, precizia de determinare va fi mult mai bună.

Diferiți cercetători, care au aplicat metoda Mehlich (1948) pentru determinarea capacității totale de schimb cationic au încercat unele modificări în mersul analizei



urmărind în primul rând înlăturarea dificultăților analitice întâlnite la dozarea Ba^{+2} în prezența unui exces de ioni de Ca^{+2} . Diferitele variante propuse în acest scop, înlocuiesc de fapt soluția de Cl_2Ca (folosită în metoda Mehlich pentru deplasarea Ba^{+2} adsorbit de sol) cu soluții de alte săruri ai căror cationi să permită dozarea directă a Ba^{+2} ca SO_4Ba . Aceste variante pot fi grupate astfel, după sarea folosită la deplasarea Ba^{+2} adsorbit de sol:

Varianta cu Cl_2Mg . SCHACHTSCHABEL propune deplasarea Ba^{+2} din sol cu o soluție de Cl_2Mg 0,2 N, și dozarea Ba^{+2} ca SO_4Ba direct în filtrat. R. THUN,

TABELUL 9

Rezultatele obținute la dozarea Ba^{+2} ca CrO_4Ba , în prezența unui exces de Cl_2Ca , prin metoda dublei precipitări

Soluție de Cl_2Ca 5% cmc	Ba^{+2} introdus	Ba^{+2} determinat	Eroarea de determinare	Abaterea relativă față de medie în %
125	34,568	34,15	- 1,21	0,16
125	34,568	34,26	- 0,9	0,19
	media	34,205		
125	69,136	68,872	- 0,61	- 0,04
125	69,136	68,52	- 0,90	- 0,29
125	69,136	68,97	- 0,25	+ 0,36
	media	68,75		

R. HERRMANN și E. KNICKMANN (1955) găsesc însă că precipitatul de SO_4Ba obținut în prezența de exces de ioni de Mg^{+2} oclude și Mg^{+2} (prin precipitare); dozarea Ba^{+2} în asemenea condiții este însoțită de eroarea în plus, care se constată și la dozarea Ba^{+2} în prezența ionilor de Ca^{+2} . Folosirea soluției de Cl_2Mg nu înlătură deci inconvenientul legat de folosirea soluției de Cl_2Ca ;

Varianta cu HCl. A fost aplicată de J. VAN HOVE, M. VAN RUYMBEKE și L. LEENHEER (1956), cu rezultate satisfăcătoare. Încercările sumare făcute de noi arată însă că varianta devine practic neaplicabilă atât la solurile nesaturate cu forme de humus solubile în acizi (care trebuind să fie îndepărtate complică mersul analizei), cât și la solurile cu carbonați (în care caz acidul clorhidric va reacționa în primul rând cu carbonații pe care-i va trece sub formă de cloruri în soluție);

Varianta cu $CINH_4$. A fost aplicată de L. LEENHER și MAES (1954) și de J. VAN HOVE, M. VAN RUYMBEKE și L. LEENHEER (1956). Ultimii autori constată că, în cazul solurilor acide și cu mai mult de 0,5% humus, obțin prin această variantă valori mai mici pentru capacitatea de schimb cationic (T_{Ba}), în comparație

cu valorile obținute prin varianta cu HCl. Pentru a explica această constatare, autorii admit că Ba^{+2} formează cu humusul compuși din care Ba^{+2} nu poate fi deplasat cu $CINH_4$ (0,1 N la $pH = 7$), dar poate fi deplasat cu ajutorul HCl (0,05 N).

Din cele expuse, rezultă că dintre diferitele variante posibile practic numai varianta cu $CINH_4$ merită să fie luată în considerare. De aceea ne-am propus să comparăm rezultatele obținute pentru capacitatea de schimb cationic prin deplasarea Ba^{+2} adsorbit de sol cu soluție de $CINH_4$, cu cele obținute prin deplasarea cu Cl_2Ca . S-a experimentat aceasta cu toate că, în metoda Mehlich adaptată de noi, problema dozării Ba^{+2} în prezența ionului de Ca^{+2} a fost complet soluționată (prin separarea Ba^{+2} ca CrO_4Ba cu dublă precipitare). Totuși folosirea $CINH_4$ pentru deplasarea Ba^{+2} (în afară de faptul că permite o determinare directă a Ba^{+2} ca SO_4Ba) oferă posibilitatea de a doza Ba^{+2} pe cale titrimetrică (cu rodizonat de sodiu sau complexometric), reducându-se astfel mult timpul de lucru.

La stabilirea concentrației și volumului de soluție de $CINH_4$ necesare pentru deplasarea Ba^{+2} adsorbit de sol am ținut seama de faptul că ionul NH_4 are o putere de deplasare a altui cation mult mai mică decât Ca^{+2} . De aceea cei 125 cmc soluție de Cl_2Ca (folosiți cu rezultate bune în metoda Mehlich inițială pentru deplasarea Ba^{+2} din 10 g sol) au fost înlocuiți în experimentările noastre fie de 250 cmc soluție normală de $CINH_4$, fie cu 500 cmc soluție N/2 $CINH_4$ la $pH = 7$.

Rezultatele obținute pentru capacitatea de schimb cationic sînt prezentate în tabela 10 în care pentru comparație se dau și valorile obținute prin deplasarea Ba^{+2} cu Cl_2Ca . Ultimele valori fiind considerate de noi valorile cele mai juste¹⁾ au fost luate drept valori de referință. La experimentare nu s-au luat soluri foarte acide cu Al^{+3} mobil.

Din rezultatele prezentate se pot desprinde unele observații: se constată că valorile obținute pentru capacitatea de schimb cationic prin deplasarea Ba^{+2} cu $CINH_4$ (T'_{Ba}) sînt aproape întotdeauna mai mici și numai rareori se apropie de valorile obținute prin deplasarea Ba^{+2} cu Cl_2Ca (T'_{Ba}). În cazul că se folosesc 250 cmc soluție N de $CINH_4$, diferența relativă dintre T'_{Ba} și T''_{Ba} variază între 0,23 și 9%, în cazuri izolate ajungînd la 14—16%; în cazul folosirii a 500 cmc soluție N/2 $CINH_4$, diferența se micșorează în cazurile cercetate, oscilînd în general între 0—4% și numai în cazuri rare atinge 5—8%.

Cele mai mari diferențe între T'_{Ba} și T''_{Ba} se observă la probele de sol bogate în argilă sau în humus. Pentru a explica situații similare J. VAN HOVE, M. VAN RUYMBEKE și L. LEENHEER (1956) consideră că este posibilă formarea unor humați de bariu, din care Ba^{+2} nu mai poate fi deplasat cu $CINH_4$. Examinarea materialului analitic din tabela 10 arată că la unele profile de sol — cum sînt 572 N Berceni, 405 Pădurea

¹⁾ Conform datelor prezentate în lucrare rezultă că T_{Ba} obținut prin deplasarea cu Cl_2Ca este egal cu suma tuturor cationilor schimbabili, bazele fiind deplasate cu acetat de amoniu, iar H^+ cu acetat de potasiu.



TABELUL 10

Rezultatele obținute pentru capacitatea de schimb cationic prin deplasarea Ba⁺² adsorbit de sol cu soluții de CINH₄ și de Cl₂Ca

P r o f i l	Adânc. în cm	Humus în g%	Hidrogenul schimbabil în me % la 100 g sol	T _{Ba} me la 100 g sol			Dif. rel. % 6 față de 5	Dif. rel. % 7 față de 5	T _{NH₄} me la 100 g sol	S+H me la 100 g sol
				Depl. cu Cl ₂ Ca	Depl. cu CINH ₄					
					Ba ⁺² dozat ca CrO ₄ Ba la 100 g sol	250 cm				
				Ba ⁺² dozat ca SO ₄ Ba gravim. me la 100 g sol						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
P. 138/5070/20 NV Arduzel Baia Mare; sol brun podzolit	0-20	1,72	7,23	11,68	10,98		6,00			
	0-20		7,23		10,68		8,75		9,27	9,95
P. 19/92/4971/3 NV Coltău Baia Mare; sol brun de fineață puternic podzolit gleizat, pe pietriș	30-43	1,87	11,22	17,30	16,17		4,20			
	30-43				16,30		5,78			
P. 521/5671/4 pe Deal Gârbova - Humedoara, cernoziom f. puternic degradat . . .	0-16	3,06	6,66	38,20	35,72	37,70	7,09	1,04		
	0-16		6,37	38,75	35,50		7,72			
	0-16		6,25	38,47	36,15		6,03			
	0-16		6,25		36,12		6,10			
	0-16				35,72		7,09		33,42	38,52
	16-32	2,08	6,90	42,62	41,85		1,81			
	16-32		6,90		41,92		1,64		39,25	44,31
	45-57	1,44	4,24	42,75	41,02		4,04			
	45-57		4,24		41,15		3,73		38,32	42,69
	0-15	4,77	7,35	21,52	21,45		0,32			
	0-15		7,35		21,59		0,32		18,40	
P. 572/4341 N Berceni - București Cernoziom f. puternic degradat spre sol brun roșcat, puternic humifer	0-16	3,67	3,64	32,51	28,04	30,15	14,06	7,54		
	0-16		3,92	32,71	28,21		13,45			
	0-16			media:	28,50		12,60			
	0-16		3,53	32,61	28,39		12,90		28,12	32,88
	20-40	3,82	3,23	32,02	29,91	30,80	6,58	3,81		
	20-40		3,23		30,00				29,40	33,10
	110-130		2,82	29,40	29,44		0,36			
	110-130		2,82		30,00		2,04		26,44	30,63
P. 405 Căciulați Pădurea Vulpache București; sol brun roșcat cu podzolire slabă	0-16	6,41	4,08	36,00	34,78	35,04	2,90	2,66		
	0-16		4,08	35,65	33,93		5,28		33,51	39,96
			media	35,82						
	16-25	3,34	8,88	26,32	24,15	25,73	8,24	2,23		
	16-25		8,88		23,82		9,48			
	16-25				24,55		6,72		23,12	28,72
P. 3/3545 E Mătășaru - Pitești sol brun podzolit	35-50	1,98	5,65	27,32	27,20		1,50			
	35-50		5,86	27,90	27,55		0,22			
				media	27,61		1,95		26,91	29,59
	110-115		2,56	28,61	27,41		1,01			
	110-115		2,56	28,80					27,43	31,15
				28,70						
	0-20	1,87	6,26	17,49	17,51		0,114			
	20-37	0,87	7,45	20,10	19,96		0,80		16,67	17,13
		7,45						17,96	49,91	
P. 56 Livedea Cătrunești - București; cernoziom mediu levigat	50-64	0,67	10,49	31,15			1,12		31,17	32,49
	50-64		10,49		30,79					
	80-94	0,77	9,07	34,32			0,23		32,95	35,37
			9,07		34,40					
	125-141	0,52	5,38	34,31			0,26		31,91	37,68
	125-141		5,38		34,40		7,45			
	160-180	-	2,76	35,70	33,07					
			2,76							
P. 13/5053 lângă Movila Rîmnicelu, Cîmpia Brăilei	0-18	3,41	3,82	29,06			5,67		28,61	30,04
	0-18		3,82		27,41					
	100-130	-	1,79	24,68			1,86		24,65	25,69
	100-130		1,79		24,22					
P. 99/4855 SV Bogza R. Sărat; morogan	30-45	4,53	1,59	33,05			6,35			
	30-45		1,59		32,84					
P. 143/5772/2 NV Cisnădie - Sibiu; sol negru de fineață umedă . . .	0-17	7,58	14,22	49,98	45,66	45,62	8,64	8,66	46,20	51,7
	0-17		14,50							
	17-37	6,47	14,57	50,10						
	17-37		14,57		48,42	48,80	3,35	2,59	47,32	52,9
	37-57	7,09	16,30	58,21			7,23	7,21	53,60	58,0
			16,30		54,00	54,20				
	57-80	5,55	11,48	61,50			16,00		51,00	56,5
	57-80		11,48		51,69					
	80-105	2,27	5,23	50,30			7,39		41,80	50,4
	80-105		5,23		46,58					
	105-130	-	3,68	46,11			8,48	5,22	44,10	47,8
	105-130		3,68		42,20	43,60				
	130-150	-	2,54	43,50			9,63		37,04	44,3
			2,54		39,31					
P. 454 30 m Socoalele Ialomița, cernoziom ciocolatiu freatic carbonatat	0-20	4,45	0,53	36,02		35,39	0,63			
	0-20					35,30	0,62		32,40	
			alcalinitate							
	60-80	1,99	2,52	26,20		26,92	0,72		24,20	
			alcalinitate			26,64	0,44			

Vulpache — se constată o scădere a diferenței relative $T'_{Ba} - T''_{Ba}$ paralel cu scăderea conținutului de humus pe profil; de asemenea dacă comparăm profilele 143 NW Cisnădie — Sibiu și 3 Mătășaru — Argeș, constatăm că diferența relativă $T'_{Ba} - T''_{Ba}$ este mult mai mare (7—16%) la primul profil cu probe de sol bogate în humus (5—7% humus) decât la ultimul profil (0,2—1,14%) ale cărui probe conțin puțin humus (0,7—1,9%). Există totuși și situații în care, deși proba de sol este bogată în humus, diferența relativă $T'_{Ba} - T''_{Ba}$ este neînsemnată și de asemenea situații în care probe de sol sărace în humus prezintă diferența relativă $T'_{Ba} - T''_{Ba}$ apreciabilă. Aceste constatări ne fac să credem că deși există o anumită legătură între diferența relativă $T'_{Ba} - T''_{Ba}$ și conținutul de humus, nu trebuie să punem pe seama acestei corelații (respectiv pe seama formării humaiilor de Ba) cauza principală care determină valorile deosebite pentru $T'_{Ba} - T''_{Ba}$. După părerea noastră, cauza acestor deosebiri își are originea și în puterea diferită a ionului Ca^{+2} și respectiv a ionului NH_4^+ de a deplasa ionul Ba^{+2} ; Ca^{+2} , după GEDROIT¹⁾, are o putere mult mai mare de deplasare a altor cationi, în comparație cu NH_4^+ . Probabil și tipul de argilă are un anumit rol în apariția acestor deosebiri. Remarcăm în această ordine de idei și faptul că valoarea T_{NH_4} (obținută prin determinarea amoniului reținut de sol la percolare cu acetat de amoniu) este aproape întotdeauna mai mică decât T_{Ba} sau decât $S + H$ (obținute prin percolare cu acetat de amoniu și respectiv acetat de potasiu). Se constată de asemenea un oarecare paralelism între diferența $T'_{Ba} - T''_{Ba}$ și diferența $(S + H) - T_{NH_4}$ la majoritatea profilelor. Aceste fapte vin în sprijinul afirmației de mai sus.

În concluzie considerăm că pentru determinarea exactă a capacității de schimb cationic (T_{Ba}) este necesară percolarea solului saturat cu Ba^{+2} cu o soluție de Cl_2Ca , așa cum a stabilit MEHLICH. În determinările de serie, unde se admite o precizie mai redusă, se pot folosi pentru percolarea solului saturat cu Ba^{+2} 500 cmc soluție N/2 $ClNH_4$ (la 10 g sol); în acest caz este indicată determinarea rapidă pe cale titrimetrică a Ba^{+2} deplasat. În acest scop, din soluția de $ClNH_4$ cu Ba^{+2} s-au făcut determinări paralele de Ba pe cale gravimetrică și pe cale titrimetrică (cu rodizonat de Na ca indicator). Rezultatele arată în general o concordanță foarte bună între valorile obținute pe cele două căi, diferența nedepășind 2—3%.

Stabilind că ionul Ca^{+2} este totuși cel mai indicat pentru deplasarea Ba^{+2} adsorbit de sol, datorită eficienței sale în deplasarea Ba^{+2} și datorită faptului că nu produce reacții secundare, în laboratorul nostru s-au cercetat soluții pentru determinarea cât mai precisă și mai rapidă a Ba^{+2} în prezența ionilor Ca^{+2} . V. IOSIF²⁾, folosind studiul lui KOLTHOFF și GREGOR (1948) care constată că cel mai indicat electrolit suport pentru determinarea polarografică a Ba^{+2} este o soluție de Cl_2Ca , s-a preocupat de

1) Citat după P. W. KELLEY, 1948.

2) IOSIF VASILE: Metodă polarografică rapidă pentru determinarea bariului cu aplicație la metoda Mehlich (referat prezentat la Serviciul « Tehnica Nouă » a întreprinderii « Prospecțiuni »).

metoda polarografică pentru determinarea bariului. Dat fiind faptul că în extrasul care conține ionul Ba^{+2} deplasat din sol cu soluție de Cl_2Ca , nu se mai află în mod practic alți cationi în afară de Ca^{+2} și Ba^{+2} , metoda polarografică propusă de V. IOSOF își găsește un mod ideal de aplicare la determinarea Ba^{+2} în cazul metodei Mehlich. Rezultatele obținute prin determinarea polarografică a Ba^{+2} de V. IOSOF au fost verificate prin metoda gravimetrică de dozare a Ba^{+2} ca CrO_4Ba . În tabelul 11 sînt reproduse, după IOSOF, cîteva rezultate comparative pentru determinarea Ba^{+2} prin metoda polarografică și gravimetrică.

TABELUL 11

Rezultatele obținute pentru valoarea T_{Ba} prin metoda gravimetrică (ca CrO_4Ba) și metoda polarografică ¹⁾

Nr. de profil și localizarea	adîncimea cm	Metoda gravimetri- că (ca CrO_4 Ba); mc la 100 g sol	Metoda po- larografică; mc la 100g sol
P ₂₆ Pădurea Cetize	0-5	17,96	18,40
	5-12	14,46	14,38
	30-45	11,73	11,43
	46-60	15,71	15,71
	70-85	18,73	18,67
	125-140	22,35	22,38
P ₃ Poenile de sub munte . . .	5-12	27,96	27,40
	12-20	26,50	26,20
	35-50	18,90	18,40
P ₄ S. Nestrău	2-15	9,73	9,80
	15-30	10,90	10,85
	35-50	11,02	11,40
	60-80	13,79	13,77

¹⁾ Determinările gravimetrice de Ba^{+2} au fost efectuate de chimist E. STOICA, iar determinările prin metoda polarografică de chimist V. IOSOF.

Prin aplicarea metodei polarografice la determinarea Ba^{+2} din extrasul Mehlich, considerăm rezolvate dificultățile menționate anterior, asigurîndu-se în același timp obținerea unor valori precise pentru capacitatea de schimb determinată prin metoda Mehlich; totodată se reduce mult timpul de lucru.

Metoda adoptată

Ținînd seama de cele expuse anterior, am adoptat metoda de lucru, descrisă mai jos, care se deosebește de metoda Mehlich numai la dozarea Ba^{+2} .



Reactivii necesari. *Soluția de deplasare A:* Cl_2Ba -trietanolamină. Se diluează 90 cmc trietanolamină ($d = 1,126$) cu 1 000 cmc apă distilată (în prealabil fiartă și răcită) și se neutralizează în parte cu ClH pentru a aduce la pH 8,1. Aceasta necesită aproximativ 280–300 cmc ClH N . Se completează pînă la 2 l cu apă distilată fără CO_2 și se amestecă cu 2 l soluție Cl_2Ba , care conține 100 g $\text{Cl}_2\text{Ba} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Se protejează contra CO_2 din aer în timpul păstrării. Dacă după amestecarea celor două soluții se observă apariția unui precipitat, se filtrează după o zi și se verifică din nou pH-ul, aducîndu-se dacă este cazul la pH-ul amintit. (Precipitatul este de CO_3Ba ; formarea lui se datorește incompletei îndepărtării a CO_2 -ului din apa cu care s-au făcut soluțiile sau eventualului CO_2 din trietanolamină).

Soluția de deplasare B. Clorură de bariu. Se dizolvă 25 gr $\text{Cl}_2\text{Ba} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ în 1 litru de apă distilată, fără CO_2 .

Soluție de acid clorhidric 0,05 N, căruia i se stabilește factorul.

Indicator mixt. Se triturează, 0,1 g verde de brom crezol cu 14,3 cmc NaOH 0,01 N și se diluează cu apă distilată la 200 cmc. Se dizolvă 0,1 g roșu de metil în 200 cmc alcool etilic 95%. Se amestecă indicatorii în proporția: două părți verde de brom crezol și trei părți de roșu de metil.

Soluția de clorură de calciu. Se dizolvă 50 g $\text{Cl}_2\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ într-un litru de apă și se adaugă atîția cmc soluție saturată de $\text{Ca}(\text{OH})_2$ încît să se potrivească pH-ul soluției la aproximativ 8.

Cromat de amoniu, soluție 10%.

Acetat de amoniu, soluție 30%.

Acid acetic conc., $d = 1,065$.

Acid azotic, 1:5 în volume.

Amoniac concentrat.

Mersul analizei. *Extractia.* Se cîntărește o cantitate de sol (uscat la aer și trecut prin sita de 1 mm) suficientă pentru a da o capacitate de schimb cationic între 0,5–2,5 me. În practică s-a găsit că este necesară o probă de sol de 10 g în cazul solurilor obișnuite. Pentru solurile nisipoase, cu conținut mic de substanță organică se întrebuițează 20 g sol, iar pentru solurile organice și argiloase sînt suficiente 5 g sol. Solul se trece într-un creuzet Gooch la care s-a adaptat hîrtia de filtru dublă, bandă albă, umezită. Peste sol se pune de asemenea o rondelă de hîrtie dc filtru bandă albă umezită. Creuzetul se adaptează la un balon cotate de 250 cmc printr-o pîlnie pentru creuzete filtrante.

Se pipetcăză din soluția A 100 cmc și se trec într-un balon de aprox. 100 cmc. Se percolează solul cu această soluție în porțiuni de aproxim. 10 cmc și de fiecare dată se așteaptă să se scurgă complet soluția. Este necesar ca cei 100 cmc din soluția A să fie trecuți peste sol, în cel puțin 4 ore.

După ce s-a scurs complet această soluție, se pune în același balon 25 cmc soluție B, măsurată cu un cilindru gradat. Se trece și această soluție peste sol. Se spală în continuare solul cu aproximativ 100 cmc apă distilată fără CO_2 (fiartă și răcită) în porțiuni de cca 10 cmc. La primele 5 spălări se spală și balonul pentru a asigura spălarea completă a soluției A. Ultimele 5 spălări se pot face direct pe sol, fără însă a se întrebuițea stropitorul, pentru a nu se introduce cu apa distilată și CO_2 . După aceste spălări se verifică dacă s-a îndepărtat complet Cl^- ; dacă se constată prezența Cl^- se continuă spălările cu H_2O pînă la completa îndepărtare. La sfîrșit se scoate creuzetul din pîlnie și se spală pîlnia cu apă distilată. Balonul cotate de 250 cmc, cu extrasul astfel obținut se aduce la semn și se omogenizează. În acest balon avem pe lîngă clorura de bariu în excs, cationii deplasați: H^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ .

Creuzetul Gooch cu solul saturat cu Ba^{+2} se păstrează pentru determinarea capacității de schimb cationic.

Determinarea hidrogenului schimbabil. Se pipetcăză 50 cmc din extrasul de sol (din balonul cotate de 250 cmc) într-un vas conic de 200 cmc. Se adaugă 6 picături de indicator mixt și se titrează cu soluția $\text{ClH N}/20$ pînă la roz.



În trei probe paralele se măsoară cu biureta 20 cmc, soluția A, la care se adaugă cu cilindrul gradat 5 cmc soluție B și 25 cmc apă distilată. Se adaugă 6 picături de indicator mixt și se titrează cu CIH N/20. Se calculează media determinărilor.

Hidrogenul schimbabil din sol, în miliechivalenți-gram, se deduce din diferența între rezultatul titrării soluției ce cuprinde 20 cmc soluția A, 5 cmc soluția B și 25 cmc apă distilată și cel al titrării probei de analizat (cei 50 cmc). Notăm cu m numărul cmc de CIH N/20 întrebuințați la titrarea soluției ce cuprinde 20 cmc soluția A + 5 cmc soluție B și 25 cmc apă distilată. Notăm cu n = cmc de CIH N/20 întrebuințați la titrarea celor 50 cmc din filtratul obținut din proba de analizat; notăm cu a cantitatea de sol luată la analiză. H^+ schimbabil, în miliechivalenți-gram la 100 g sol este dat de relația:

$$H^+ = \frac{(m - n) \cdot 5 \cdot 100}{20 a} = \frac{25 (m - n)}{a} \text{ me la } 100 \text{ g sol}$$

Dacă s-a folosit 10 g sol pentru analiză relația devine: $H = 2,5 (m - n)$ me la 100 g sol.

Obținerea pentru hidrogenul schimbabil a unor valori negative se datorște solubilizării carbonaților din sol.

Determinarea bazelor schimbabile. Din balonul cotelat de 250 cmc (care conține cationii schimbabili, inclusiv H^+ , și ionii Ba^{+2} în exces) se pipetează 100 cmc (sau 200 cmc pentru solurile cu grad de saturație redus), care se trec într-un pahar Berzelius de 600 cmc. Se evaporă soluția la sec și printr-o tratare cu NO_3H urmată de o tratare cu H_2O_2 se oxidează trietanolamina. Se trec sărurile în cloruri prin două tratări succesive cu acid clorhidric și apoi se aduc sărurile în soluție, la un volum de aproximativ 400–500 cmc. Se separă ionul Ba^{+2} ca SO_4Ba , iar în soluția obținută după filtrarea și spălarea precipitatului de SO_4Ba se separă Ca^{+2} ca C_2O_4Ca și se determină titrimetric (cu MnO_4K). După îndepărtarea sărurilor de amoniu, se determină ionul Mg^{+2} fie gravimetric ca oxichinoleat, fie prin metoda colorimetrică (la un fotocolorimetru) cu galben de tiazol. Conținutul în K^+ și Na^+ se determină cel mai comod și exact la fotometrul cu flacără.

Ținând seama de faptul că determinarea bazelor schimbabile este susceptibilă de erorile menționate anterior provenite de la separarea Ba^{+2} ca SO_4Ba (vezi tablourile 1, 5, 6 și 7) precum și de dificultățile analizei (oxidarea trietanolaminei, separarea Ba^{+2} considerăm că metoda Mehlich nu este cea mai indicată metodă pentru determinarea separată a bazelor schimbabile; din acest motiv nu redăm detalii asupra metodei de determinare a bazelor, detalii care pot fi găsite în manuale sau tratate de specialitate.

Dozarea capacității de schimb cationic. Se percolază solul saturat cu bariu, din creuzetul Gooch, cu 125 cmc soluție de Cl_2Ca , în porțiuni repetate și se prinde filtratul într-un balon de 250 cmc. Se spală apoi cu 150 cmc apă distilată în porțiuni de 10 cmc, de aproximativ 15 ori. (Solut saturat acum cu calciu se poate întrebuința mai departe pentru determinarea capacității de schimb anionic, după Mehlich).

Determinarea Ba^{+2} gravimetric sub formă de CrO_4Ba . Se aduce extrasul obținut la spălare cu Cl_2Ca la un volum de 300 cmc. Se adaugă 10 cmc acetat de amoniu 30% și 1–6 picături de acid acetic concentrat. Se încălzește la fierbere și se precipită cu 10 cmc $CrO_4(NH_4)_2$. Se lasă să se răcească și după depunerea precipitatului în soluție clară, se încearcă dacă precipitata este completă.

Se filtrează prin hîrtie de filtru bandă albastră, trecîndu-se soluția limpede și cîvînd să treacă precipitatul pe filtru. Se spală precipitatul din pahar de 2 ori cu apă fierbinte.

Se înlătură paharul în care s-a cules filtratul și se aduce sub plnie paharul cu precipitatul de CrO_4Ba . Se spală hîrtia de filtru cu NO_3H , pînă se dizolvă precipitatul ce eventual a trecut pe filtru și apoi cu apă fierbinte pînă ce la încercarea cu NO_3Ag , obținem reacția negativă pentru CrO_4^{+2} .

Se adaugă în pahar atît NO_3H cît este necesar ca să se dizolve CrO_4Ba și se aduce din nou la un volum de aproximativ 300 cmc.



TABELUL 12

Date obținute prin metoda Mehlich în comparație cu metoda cu acetat de amoniu
(Rezultatele sînt exprimate în miliechivalenți-gram la 100 g sol uscat; pH-ul în valori pH, iar V în %).

Adîncimea probei în cm	pH	Metoda Mehlich				Metoda cu KCl	Metoda cu acetat de K	Metoda cu acetat de amoniu			
		H	T _{Ba}	T _{Ba} -H	V	Al	H	S	T _{NH₄}	S + H	V
P.13/5053 Lîngă Movila Rimnicelu, Cîmpia Brăilei, cernoziom ciocolatiu											
20-40	6,99	2,98	25,70	22,72	88,46		2,43	23,33	21,34	25,76	90,6
P. 188 Padina SSV Grivița; cernoziom levigat slab											
0-15	7,01	2,68	30,60	27,92	91,3		2,35	24,63	25,57	26,98	91,4
15-30	7,00	3,09	31,42	28,33	90,2		2,51	25,34	25,35	27,85	91,4
P. 56. Livedea Cătrunești (reg. București), cernoziom levigat puternic											
0-18	6,79	3,82	29,06	25,24	86,87		3,31	26,73	28,61	30,04	88,98
35-50	7,22	3,00	30,96	27,96	90,30		2,85	27,59	28,80	30,44	90,55
100-130	7,20	1,79	24,68	22,89	92,75		2,29	23,40	24,65	25,69	91,08
P. 521/5671/4 Pe Dealul Girbova (Hunedoara); cernoziom f. puternic levigat											
0-16	6,05	6,25	38,47	32,22	83,75		4,88	33,64	33,42	38,52	87,33
16-32	6,37	6,90	42,62	35,72	83,83		5,14	39,17	39,25	44,31	88,40
45-57	6,18	4,24	42,75	38,51	90,09		4,26	38,43	38,32	42,69	90,00
P. 572/4341 N Berceni (reg. București), cernoziom f. puternic levigat											
0-16	7,58	3,69	32,61	29,92	88,69		3,70	29,18	28,12	32,88	88,74
22-40	7,60	3,23	32,02	28,79	89,64		3,42	29,98	29,40	33,40	89,88
110-130	7,82	2,82	29,40	26,58	90,42		3,18	27,45	26,44	30,63	89,62
P. 405 Păd. Vulpache, Căciulați (București), sol brun-roșcat de pădure slab podzolit											
0-10	7,00	4,08	35,82	31,74	88,61		5,08	34,88	33,51	39,96	87,30
10-25	5,80	8,88	26,32	17,44	66,23		9,68	19,04	23,12	28,72	66,40
35-50	5,90	5,75	27,61	21,86	79,20		7,06	22,53	26,91	29,59	76,10
130-155		2,56	28,70	26,14	81,08		3,70	27,45	27,43	31,15	88,12
P. 65-0 XXIII, Clejani, reg. București: sol brun-roșcat de pădure podzolit											
0-15	6,14	8,66	27,62	18,96	68,5		6,03	20,97	22,83	27,00	77,71
P. 120-3540, V Valea Bălăcelului, reg. Pitești, sol brun de pădure pseudogleizat											
0-10	5,31	8,63	33,36	24,93	74,36		6,77	25,13	30,54	33,01	76,13
20-35	6,02	8,04	40,72	32,68	80,24		6,77	33,29	38,34	40,06	83,10
P. 65 XX NW Cocorăști, reg. Ploiești, sol brun de pădure podzolit											
20-34	5,66	6,63	16,37	9,74	59,51	1,10	5,11	10,57	13,34	15,68	67,40
P. 138/5070 NW Arduzel (Baia Mare); sol brun podzolit											
0-20		7,23	11,68	4,45	38,00		5,72	4,23	9,27	9,95	42,50
P. 3/3515 E Mătăsaru (reg. Argeș); sol brun puternic podzolit											
0-20	6,15	6,26	17,49	11,23	64,19		4,62	12,51	16,67	17,13	73,00
20-37	5,75	7,45	20,10	12,65	62,93		6,01	13,95	17,96	19,96	69,90
50-64	5,05	10,43	31,15	20,66	66,32		8,33	24,16	31,17	32,49	74,36
80-94	5,43	9,07	34,32	25,25	73,41		7,85	27,52	32,95	35,37	77,79
125-141	5,93	9,52	34,31	28,79	83,92		4,74	32,94	31,91	37,68	87,41
160-180	6,91	5,38	35,70	30,32	84,93		3,06	34,81	33,10	37,87	91,92
P. 723/258 NW Asnajul (Baia Mare); podzol di Gleria											
0-15	5,20	9,24	11,43	2,19	19,32		6,21	3,18	10,02	9,39	33,96
15-30	7,17	8,05	9,47	1,42	15,00		6,54	2,82	7,60	9,36	30,13
30-45	5,22	7,40	10,47	3,07	29,30		5,47	3,89	10,42	9,36	41,58
50-65	5,53	9,04	16,86	7,82	46,40		7,25	8,39	14,70	15,64	53,67
80-95	5,59	6,41	18,65	12,24	65,62		6,43	12,51	16,00	18,94	66,06
120-135	7,97	5,08	18,36	13,28	72,38		5,86	14,05	15,10	19,91	70,60
160-175	6,04	3,35	24,35	21,00	86,25		4,12	20,97	20,92	25,09	83,58
185-200	6,85	2,79	18,70	15,91	85,08		3,35	16,29	15,69	19,64	82,92
P. 236/5672/3 NW Săcel Sibiu; podzol secundar pe veche lăcoviște											
0-20	5,55	6,94	16,91	9,97	58,90	0,13	5,27	11,10	13,68	16,37	67,86
20-39	5,70	6,96	18,59	11,63	62,70	0,20	5,61	12,76	15,46	18,37	69,45
P. 614 SW Gruiu, reg. București; cernoziom de luncă											
77-97	7,38	2,57	23,30	26,73	89,0		2,69	21,58	19,28	24,27	88,9
P. 143/5772/2 NW Cisnădie, Sibiu; sol negru de fineață umedă											
0-17	5,79	14,36	49,98	35,62	71,24		10,80	40,97	46,20	51,77	79,15
15-37	5,74	14,57	50,10	35,53	70,96		10,17	42,78	47,32	52,95	80,79
35-57	5,64	16,30	58,21	42,09	72,29		10,96	47,06	53,60	58,02	81,11
57-80	6,48	11,48	61,50	50,02	81,35		8,38	48,14	51,00	56,52	85,18
80-105		5,23	50,30	45,07	89,60		4,77	45,70	44,80	50,47	90,54
105-130	6,74	3,68	46,11	42,43	92,02		4,04	43,80	41,10	47,84	91,56
130-150	7,34	2,54	43,50	40,96	94,16		3,16	41,23	37,04	44,39	92,88
P. 8 A/5072/1 W Dămăcușeni (Baia Mare); sol semigleic drenat (pseudogleizat) podzolit											
0-15	5,65	11,37	17,83	6,46	36,23	1,12	9,23	7,28	15,15	16,51	44,17
15-34	5,85	12,27	17,30	5,03	29,08	1,50	8,06	8,21	16,43	16,27	50,44
43-53	6,19	10,28	25,74	15,46	60,07	1,40	7,55	18,82	23,40	26,37	71,36
63-80	6,32	6,97	30,00	23,03	76,77	0,46	5,32	25,60	26,50	30,92	82,77
80-90	6,16	3,91	21,58	17,67	81,88		3,65	19,54	18,48	23,18	84,30
P. B, N Tg. Lăpuș Valea Dobricului (Baia Mare); sol semigleic brun de luncă											
2-14	6,11	11,46	42,11	-	72,79		7,40	29,38	35,01	36,78	79,85
16-30	6,49	9,43	34,62	-	78,55		6,74	28,78	31,15	35,52	81,02
35-48	5,95	7,38	31,52	-	76,59		5,35	24,70	27,04	30,05	82,20
50-70	6,38	6,62	29,17	-	77,31		4,17	21,11	22,12	25,28	83,50
80-100	6,63	6,14	29,54	-	79,22		4,16	22,60	23,73	26,76	84,46
120-140	7,11	6,89	34,40	-	79,97		4,57	27,84	27,70	32,51	85,86
P. 5 Săsar - Baia Mare; podzol tratat cu marnă											
0-15		7,35	21,52	13,17	65,82		3,79		18,40		

Obs. probă cu 0,89% CO₂Ca

Institutul Geologic al României



Se adaugă 10 cmc acetat de amoniu. Se aduce soluția la fierbinte și se neutralizează cu amoniac (până ce culoarea portocalie a soluției trece în galben). Se pun 1—5 picături de acid acetic conc. se aduce la fierbere și, sub agitare continuă, se adaugă încă 5 cmc $\text{CrO}_4(\text{NH}_4)_2$.

Precipitatul se filtrează prin creuzet filtrant 10 G₄ sau creuzet filtrant de porțelan de porozitate corespunzătoare. Se spală cu apă distilată fierbinte, atât cât este necesar ca să fie trecut cantitativ precipitatul din pahar în creuzet. Se usucă în etuvă la 120°—130° până la greutate constantă.

Capacitatea de schimb cationic, T_{Ba} este dată de relația:

$$T_{\text{Ba}} = 0,0078936 \frac{100}{a} p = \frac{0,78936}{a} p \text{ me la } 100 \text{ g sol, unde}$$

p = cantitatea de CrO_4Ba cîntărită

exprimată în mg

0,0078936 = factorul de transformare în miliechivalenți-gram a cantității de CrO_4Ba

a = masa probei de sol luată la analiză, în g.

Determinarea Ba^{+2} prin metoda polarografică. Se pipetează din balonul cotate de 250 cmc (care cuprinde Ba^{+2} deplasat din sol) 10 cmc care se trec într-un balon cotate de 50 cmc. Se adaugă în balonul cotate 5 cmc soluție neutră de Cl_2Ca 20%. Se aduce balonul cotate la semn și se omogenizează. Într-o fiolă polarografică tip Novak se trec cîtiva cmc din această soluție, se îndepărtează O_2 prin barbotare de curent de hidrogen sau gaz metan timp de 5'—10' și se înregistrează treapta polarografică a hăruiului între -1,7 pînă la -2,1 V, folosind adaptorul de derivare. Din înălțimea treptei se stabilește concentrația în Ba^{+2} pe baza unei curbe de etalonare, în modul obișnuit în metoda polarografică.

Calculul gradului de saturație în baze. Cu ajutorul valorilor H_{Ba} și T_{Ba} obținute se calculează apoi gradul de saturație, V , al probei de sol după relația:

$$V = \frac{T_{\text{Ba}} - H_{\text{Ba}}}{T_{\text{Ba}}} 100 \quad (\text{în procente})$$

Discuții asupra rezultatelor și concluzii

Pentru a putea face aprecieri asupra justității rezultatelor obținute la determinarea capacității totale de schimb cationic și a hidrogenului schimbabil prin metoda Mehlich (și respectiv a gradului de saturație calculat cu aceste valori) pentru diferite tipuri de soluri, am făcut o serie de astfel de determinări, la soluri cît mai diferite și am comparat rezultatele obținute prin această metodă cu cele obținute prin metoda cu acetat de amoniu sau prin metoda Kappen, folosite curent în laboratorul nostru. În tabelele nr. 12, 13, și 14 sînt prezentate comparativ aceste date analitice de laborator, pentru diferite tipuri de sol cercetate în mod curent la noi ¹⁾.

Din examinarea acestor date se pot desprinde concluziile generale expuse în cele ce urmează:

¹⁾ O bună parte din datele de laborator (obținute prin metoda cu acetat de amoniu sau prin metoda Kappen) cu care am comparat rezultatele obținute prin metoda Mehlich au fost luate din arhiva Serviciului de Pedologie și aparțin colegilor: GEORGETA ATANASIU, MARGARETA NICOLAU, L. STOICA, NICULINA BRATOSIN, D. TODOR, LIDIA VOICOVICI, ROZETA VERMEȘ, VIRGINIA DIMITRIU și MARCELA VASILESCU.



TABELUL 13

Date obținute prin metoda Mehlich în comparație cu metoda Kappen
(Rezultatele sînt exprimate în miliechivalenți-gram la 100 g sol uscat, pH-ul în valori pH, iar V în %)

Adînc. probei în cm	pH	Metoda Mehlich			V	Metoda cu acetat de K	Metoda Kappen		
		H	T _{Ba}	T _{Ba} -H		H	S	S + H	V %
P. 481 Căciulați (București) 450 m SW Păd. Strova; cernoziom puternic levigat									
0—20	6,50	6,64	24,65	18,01	72,40	5,33	20,71	26,04	79,53
20—40	6,57	5,86	30,25	24,39	80,64	4,19	26,37	30,56	86,30
40—60	6,53	5,33	31,55	26,22	83,11	3,55	27,23	30,78	88,47
60—80	6,54	4,18	31,68	27,50	86,45	3,42	27,38	30,80	88,90
P. 669 R XXI Fierbinți — 400 m N Lileci: cernoziom puternic levigat în tranziție spre sol brun roșcat									
0—15	5,84	6,10	27,39	21,29	77,73	4,94	21,45	26,39	80,98
15—36	6,46	5,60	29,48	23,38	81,01	4,69	25,77	30,46	84,60
36—53	6,52	5,24	28,26	23,02	81,46	4,23	26,81	31,04	86,37
53—75		4,59	28,99	24,40	84,17	3,73	27,32	31,05	87,99
75—100		4,00	29,46	25,46	86,48	3,56	27,73	31,29	88,62
100—125		3,68	26,73	23,05	86,23	3,38	25,32	28,70	88,22
125—145		3,06	27,37	24,41	88,86	2,98	25,98	28,96	89,71
P. 12 W Cărpiniș (Baia Mare); podzol									
150—170		9,07	23,25	14,48	61,0	8,00	14,17	22,17	63,5
P. 400 W Șomeuța Mare, reg. Baia Mare; sol brun puternic podzolit									
0—14	5,35	7,09	13,39	6,30	47,0	5,83	7,71	13,54	56,9
14—25	5,35	5,02	11,19	6,17	55,2	4,35	5,53	9,88	56,0
25—40	5,43	5,32	10,97	5,65	51,5	4,35	6,41	10,76	59,7

Valoarea obținută pentru T_{Ba} — (capacitatea totală de schimb cationic determinată prin metoda Mehlich) — este sensibil egală, în majoritatea cazurilor, cu suma valorilor $S_{Ac} + H_{Ac}$, în care S_{Ac} reprezintă suma miliechivalenților-gram de baze schimbabile (la 100 g sol) determinate prin metoda cu acetat de amoniu, iar H_{Ac} , hidrogenul schimbabil obținut prin metoda cu acetat de potasiu. Într-adevăr diferențele dintre T_{Ba} și $S_{Ac} + H_{Ac}$ nu depășesc de obicei $\pm 3\%$; numai în cazuri izolate diferențele au fost mai mari. În schimb diferențele dintre T_{Ba} și suma $S_K + H_{Ac}$, în care S_K este determinat prin metoda Kappen, sînt mai mari variind între -8% și $+15\%$, iar în unele cazuri chiar pînă la $+30\%$; aceasta se datorește desigur nepreciziei metodei Kappen, prin care au fost obținute valorile S_K .



TABELUL 14

Date obținute prin metoda Mehlich în comparație cu metoda cu acetat de amoniu și metoda Kappen
(Rezultatele sînt exprimate în miliechivalenți-gram la 100 g sol uscat, pH-ul în valori pH, iar V în %)

Adîncimea probei în cm	pH	Metoda Mehlich			Metoda cu KCl DiGleria		Metoda cu acetat de amoniu				Metoda Kappen					
		H	T _{Ba}	T _{Ba} -H	V	Al	H	S	T _{HN4}	S+H	V	Metoda cu acetat de K				
												H	S	S+H	S	S+H
P. 42 — S XIX Vintileanca, raion Mizil; cernoziom slab levigat																
0—13	7,71	-2,68	39,60					42,13	38,68	43,35	97,6	1,22	47,25	48,47	97,5	
31—76	6,68	3,16	33,00	29,84	90,5							3,85	32,41	36,26	98,4	
P. 6 Săsar (Baia Mare); podzol cultivat tratat cu marnă																
17—32	5,58	8,41	13,94	5,53	39,8			6,36	7,91	11,68	14,27	55,40	7,14	6,03	13,17	45,78
P. 4. Săsar (Baia Mare); podzol secundar																
0—12	4,02	18,90	17,81			6,08	13,30	0,64	12,72	13,94	4,43	14,88	0,86	15,74	5,46	
13—29	4,18	13,80	12,12			5,45	9,41	0,67	9,50	10,08	6,50	11,48	1,10	12,48	8,74	
35—55	1,50	12,75	12,50			7,57	9,24	1,62	11,25	10,87	15,00	11,23	0,34	11,60	2,95	
65—80	4,80	15,19	20,91			8,80	14,15	7,35	20,05	21,50	34,30	13,07	5,08	18,15	27,98	
—100	5,14	15,22	21,21	10,99	51,70	4,16	10,78	12,07	20,04	22,85	52,80	8,51	8,00	16,51	48,45	
100—140	5,94	5,98	26,30	20,32	77,35	0,22	5,24	20,92	22,75	26,16	79,95	5,04	6,19	11,23	55,12	



Față de valorile T_{NH_4} (obținute prin metoda cu acetat de amoniu), valorile T_{Ba} (metoda Mehlich) sînt întotdeauna mai mari, diferențele fiind în majoritatea cazurilor în jurul lui 20%. După datele de pînă acum există toate considerentele să socotim valorile T_{Ba} ca cele mai apropiate de realitate. Într-adevăr, am văzut mai sus că aceste valori corespund foarte bine sumei $S + H$, în timp ce T_{NH_4} este întotdeauna mai mic (din care cauză la calculul gradului de saturație prin metoda cu acetat de amoniu se folosește în locul lui T_{NH_4} , suma $S + H$).

În ceea ce privește valorile obținute pentru hidrogenul schimbabil determinat prin metoda Mehlich, H_{Ba} , se constată că acestea sînt, în general, mai mari decît valorile corespunzătoare obținute prin metoda cu acetat de potasiu H_{Ac} , cu cca 10—25% excepție făcînd solurile cu reacție foarte acidă ($\text{pH} < 4,5-5$) la care H_{Ba} este mult mai mare, întrecînd uneori chiar valoarea T_{Ba} . Acest lucru se datorește prezenței în sol a Al^{+3} mobil, care apare ca aciditate în metoda Mehlich, alături de hidrogenul schimbabil. Acest fapt restrînge aplicarea metodei Mehlich pentru determinarea hidrogenului schimbabil numai pentru solurile care nu au Al mobil, în general, cu $\text{pH} > 5$. În cazul solurilor cu Al mobil aciditatea determinată corespunde atît H cît și Al.

La solurile cu carbonați și la solurile alcaline se obține prin metoda Mehlich alcalinitate. Chiar la solurile cu cantități foarte mici de carbonați (0,1—0,2%) nu se obține hidrogen schimbabil prin metoda Mehlich, spre deosebire de metoda cu acetat de potasiu prin care se obțin de obicei cantități variabile de hidrogen schimbabil (datorită probabil absorbției de CO_2 de către acetatul de potasiu și solubilizării bicarbonaților)

Valoarea $T_{\text{Ba}} - H_{\text{Ba}}$ este, în general, mai mică decît valoarea S determinată prin celelalte metode. Față de S obținut prin metoda cu acetat de amoniu diferențele sînt cuprinse în procente între -1 și -8, iar față de S după KAPPEN între +1 și -14. Acest lucru era de așteptat, datorită valorilor mai mari ale H_{Ba} .

În ceea ce privește valorile gradului de saturație calculat din datele obținute prin metoda Mehlich, acestea sînt de asemenea mai mici față de cele calculate din datele obținute prin metoda cu acetat de amoniu (cu 2—3% în general), cît și față de acelea calculate din datele obținute prin metoda Kappen (cu 2—7%). Acest lucru este o urmare a valorilor mai mari obținute pentru hidrogenul schimbabil prin metoda Mehlich.

În solurile puternic acide, cu Al^{+3} mobil, nu se poate calcula nici $T_{\text{Ba}} - H_{\text{Ba}}$, nici V (gradul de saturație), decît dacă se aplică o corecție pentru hidrogenul schimbabil, deoarece altfel s-ar putea obține valori negative, fără sens după actualele definiții ale mărimilor T, S, H și V.

În urma examinării rezultatelor prezentate se poate afirma că metoda Mehlich dă rezultate bune, juste, la determinarea capacității totale de schimb cationic, putînd fi aplicată la solurile nesaturate independent de pH-ul solului. Rezultate foarte bune și foarte reproductibile se obțin și pentru aciditatea solului. La solurile fără aluminiu



mobil (în general cu $\text{pH} > 5$) aciditatea obținută corespunde H^+ schimbabil din sol. La solurile cu $\text{pH} < 5$, care au Al mobil, se obține prin metoda Mehlich aciditatea totală a solului care se datorează atât H schimbabil cât și Al mobil.

APLICABILITATEA METODEI MEHLICH PENTRU DETERMINAREA CAPACITĂȚII DE SCHIMB CATIONIC ȘI A BAZELOR SCHIMBABILE LA SOLURILE CE CONȚIN SĂRURI

În capitolul anterior s-a arătat că rezultatele obținute la determinarea capacității de schimb cationic prin metoda Mehlich pentru solurile nesaturate (fără săruri) sînt juste și foarte apropiate de valoarea $S + H$ (S fiind determinat prin metoda cu acetat de amoniu, iar H prin percolare cu acetat de potasiu).

La solurile ce conțin săruri, în urma analizelor efectuate în laboratorul nostru pentru determinarea capacității de schimb cationic prin metoda Mehlich s-a obținut în cazul unor probe de sol rezultate bune, însă în cazul altor probe rezultatele au fost neobișnuit de mari, încît cu ușurință se putea deduce că acestea erau eronate. Acest fapt, nesesizat în literatura de specialitate de către cercetătorii care au aplicat metoda Mehlich, a constituit obiectul unor cercetări care au avut ca scop: *a*) precizarea limitelor de aplicabilitate a metodei Mehlich pentru determinarea capacităților de schimb și a cationilor schimbabili la solurile ce conțin săruri; *b*) stabilirea cauzelor care provoacă erori la determinarea capacității de schimb cationic — T_{Ba} — la aceste soluri; *c*) solubilitatea CO_3Ca și CO_3Mg în soluțiile de percolare după metoda Mehlich; *d*) încercări de a rezolva problema adaptînd metoda Mehlich astfel încît să devină aplicabilă pentru determinarea valorii T_{Ba} și la solurile ce conțin săruri.

Datorită comportării diferite din punct de vedere analitic a sărurilor ce pot fi întîlnite în sol, rezultatul cercetărilor se expun în 2 părți: prima parte se va ocupa de solurile cu carbonați alcalino-pămîntoși, iar cea de a doua de solurile cu săruri ușor solubile și eventual și carbonați alcalino-pămîntoși (săruri greu solubile).

APLICABILITATEA METODEI MEHLICH LA SOLURILE CU CARBONAȚI ALCALINO-PĂMÎNTOȘI

Discuții asupra rezultatelor obținute prin metode Mehlich la solurile cu CO_3Ca și CO_3Mg . Solurile ce conțin carbonat de calciu sau carbonați de calciu și de magneziu de la suprafață sau de la o anumită adîncime, cum este cazul multor soluri din țara noastră, necesită o deosebită atenție pentru determinarea capacității de schimb cationic — T_{Ba} — și a cationilor schimbabili, pe de o parte datorită dificultăților de ordin analitic ca urmare a complexității sistemului de analizat, iar pe de altă parte, faptului că mărimile menționate, care caracterizează solul sub aspectul însușirilor lui de mediu coloid, servesc și la stabilirea indirectă a Mg schimbabil. Într-adevăr în cazul solurilor ce conțin carbonați de Ca și de Mg, lipsind o metodă pentru deter-



minarea directă a Mg schimbabil, valoarea obținută pentru capacitatea de schimb cationic este folosită la calcularea valorii pentru Mg schimbabil (scăzând suma $Ca + K + Na$ schimbabili din valoarea T). Deci de precizia cu care se determină aceste mărimi va depinde și precizia valorii stabilite pentru Mg schimbabil. Din aceste considerente, pentru a generaliza metoda Mehlich și la solurile ce conțin carbonați ca metodă pentru caracterizarea proprietăților de schimb ale solurilor, este necesar ca rezultatele obținute prin această metodă să fie verificate în ceea ce privește reproductibilitatea și mai ales justetea lor. Aceasta cu atât mai mult cu cât în prezent se observă din literatura de specialitate tendința generalizării acestei metode și la solurile cu carbonați.

A. MEHLICH (1948) arată că valoarea T_{Ba} obținută prin metoda propusă (metoda cu Cl_2Ba — trietanolamină) nu este influențată de prezența CO_3Ca și CO_3Mg . Formarea carbonatului de bariu insolubil în condițiile percolării cu soluție de Cl_2Ba — TEA tamponată la $pH = 8,1$ are, după MEHLICH, consecințe practice de mică însemnătate, iar folosirea soluției de Cl_2Ca la $pH = 8$ pentru deplasarea Ba^{+2} adsorbit are avantajul că elimină posibilitatea deplasării bariului reținut de sol sub altă formă decât cea schimbabilă. Remarcăm că rezultatele prezentate de MEHLICH (1948) sînt obținute pe soluri ce conțin numai CO_3Ca sau căroră le-a adăugat calcar sau dolomit; nu prezintă și rezultate pentru mărirea T la soluri ce conțin în mod natural CO_3Ca și CO_3Mg .

W. J. HANNA și J. FIELDING REED (1948), cercetînd prin metoda Mehlich în comparație cu metoda cu acetat de amoniu și acetat de bariu capacitatea de schimb cationic la soluri recent amendate cu calcar, susțin că determinarea acestei mărimi prin metoda cu Cl_2Ba tamponată nu este afectată de pH -ul solului sau de prezența CO_3Ca ; constată însă, ca și MEHLICH (1945), că solurile adsorb cantități mărite de Ba^{+2} din acetat de bariu, pe măsură ce pH -ul solului și conținutul de CO_3Ca cresc.

Dr. E. KNICKMANN (R. THUN, K. HERMANN și E. KNICKMANN 1955), propunînd metoda Mehlich (în modificarea lui SCHACHTSCHASEL) pentru determinarea valorii T consideră că este aplicabilă pentru toate solurile inclusiv cele care conțin carbonat de calciu.

M. L. JACKSON (1959) recomandă de asemenea metoda Mehlich pentru determinarea capacității de schimb cationic și a cationilor schimbabili la solurile ce conțin carbonați. El admite că la percolare cu Cl_2Ba tamponată cu trietanolamină la $pH = 8,1$, CO_3Ba care se formează pe suprafața calcitei și dolomitei, le protejează făcîndu-le insolubile. În consecință, M. L. JACKSON consideră că Mg și Ca determinați în extrasul cu Cl_2Ba — trietanolamină la $pH = 8,1$ reprezintă Ca și Mg schimbabili, fapt nu tocmai exact după cum arată rezultatele obținute de noi.

Pe baza rezultatelor pentru T_{Ba} obținute prin metoda Mehlich în laboratorul nostru, am căutat să urmărim, statistic, justetea valorilor obținute pentru capacitatea de schimb cationic a solurilor cu carbonați alcalino-pămîntoși. În acest scop era necesară o valoare de referință cu care să comparăm rezultatele obținute sau criteriile



de apreciere a acestor rezultate. Dacă în cazul solurilor nesaturate valoarea T_{Ba} a putut fi comparată cu suma $S + H$ (S fiind obținut prin însumarea valorilor obținute pentru fiecare cation schimbabil în parte prin metoda cu acetat de amoniu, iar H prin percolare cu acetat de potasiu), în cazul solurilor ce conțin carbonați nu dispunem decât de valoarea T_{NH_4} (determinată prin metoda cu acetat de amoniu) ca termen de referință deoarece în acest caz nu putem stabili valoarea S prin însumare ca în cazul precedent, neputând determina direct Mg schimbabil. În acest caz, însă, conținutul de Mg schimbabil dedus prin calcul (prin diferență din T_{Ba}) și mai ales variația saturației în Mg pe profil poate constitui un criteriu prețios de apreciere a rezultatelor (se știe că saturația în Mg este cuprinsă între 10—25% la solurile obișnuite, căpătând valori mai mari — uneori pînă la 40—50% — în cazul solurilor ce conțin carbonat de magneziu). Prin urmare, nedispunînd de o metodă etalon care să dea rezultate de referință absolute, vom recurge la compararea valorilor T_{Ba} cu valorile T_{NH_4} (obținute prin metoda cu acetat de amoniu), completînd această comparație cu examinarea valorilor ce le ia saturația în Mg a solului în cazul că folosim T_{Ba} și respectiv T_{NH_4} pentru calculul indirect al Mg schimbabil. Această comparație suplimentară este posibilă însă numai dacă se poate determina separat în sol Ca schimbabil, de obicei prin metoda Kelley.

În tabelul 15 sînt redate valorile obținute pentru capacitatea de schimb prin metoda Mehlich (T_{Ba}) în comparație cu metoda cu acetat de amoniu (T_{NH_4}), precum și conținutul în Mg obținut indirect întrebunînd în calcul valoarea T dozată prin ambele metode (Ca deplasabil fiind determinat prin metoda Kelley). Din rezultatele prezentate se observă că valoarea T_{Ba} este în general mai mare decît T_{NH_4} .

Dacă urmărim profilul 27 Pădurea Nebuna—Clejani — observăm că T_{NH_4} la orizonturile lipsite de carbonați este constant mai mic decît $S + H$, diferențele ajunînd pînă la 20%. Observînd conținutul relativ în Mg schimbabil la orizontul cu carbonați (unde magneziul schimbabil e calculat prin diferență din T_{NH_4}) în comparație cu conținutul în magneziul la orizonturile superioare unde magneziul schimbabil e determinat direct, se constată o scădere a conținutului relativ de Mg schimbabil de la 12,52% la 9,45%. Dacă se înlocuiește valoarea T_{NH_4} cu valoarea T_{Ba} în calculul magneziului schimbabil, conținutul relativ în magneziu este de 15,57%, valoarea ce pare mai corectă. Această deosebire este mai accentuată în cazul profilului 548 NE Gara Vîrteju la care saturația în Mg la proba cu carbonați apare anormal de mică (1,43%) dacă se folosește T_{NH_4} în calcul, în timp ce prin folosirea valorii T_{Ba} în calcul saturația în Mg apare normală, 12,07% față de 9—10% în orizonturile superioare. Situații similare pot fi observate și la alte profile.

În cazul profilelor 66/5453 NE Mînăstirea Cocoș și 6 Dealul Bălții, T_{NH_4} la orizontul cu carbonați este mai mic decît suma $Ca + K + Na$; deci, interpretînd după aceste rezultate ar însemna că la acest orizont nu există Mg schimbabil, deși solul conține CO_3Mg . Dacă însă în locul valorii T_{NH_4} se folosește valoarea T_{Ba} în calculul Mg schimbabil, se obține o valoare satisfăcătoare.



Faptul că valoarea T_{NH_4} obținută prin metoda cu acetat de amoniu pentru capacitatea de schimb cationic la orizontul ce conține carbonați este în unele cazuri mai mică decât valoarea reală a acestei mărimi (și ca o consecință faptul că valorile calculate pentru Mg schimbabil sînt necorespunzătoare) nu surprinde; acest fapt concordă cu constatările făcute în capitolul anterior. Valoarea T_{NH_4} obținută prin metoda cu acetat de amoniu poate fi și mai mică (cu aprox. 10%) dacă nu se asigură o percolare pînă la completa îndepărtare a CO_3Ca , așa cum arată W. P. KELLEY, H. O. CHAPPMAN (1930) și N. CERNESCU (1939).

Pe baza materialului analitic existent am deosebit două situații:

În unele cazuri — situația profilelor menționate mai sus — valoarea T_{Ba} a permis (spre deosebire de valoarea T_{NH_4}) o rezolvare bună a determinării indirecte a Mg schimbabil. Deducem de aci că valoarea T_{Ba} în aceste cazuri este o valoare justă, reală; ea depășește în general valoarea T_{NH_4} cu aprox. 10% (ca și în cazul probelor de sol fără carbonați).

În alte cazuri însă — cum este situația profilelor 45 S movila Gorgănele, 2 Lacul Sărat — valoarea T_{Ba} a probelor cu carbonați este mult mai mare decât valoarea T_{NH_4} , chiar de 2—2,5 ori, iar valorile calculate în acest caz pentru Mg schimbabil apar mult prea mari, exagerate. Aceste constatări reprezintă indicații suficiente pentru a considera că valorile T_{Ba} în cazul acestor soluri nu sînt corespunzătoare realității. În sprîjinul acestei deducții vorbește și conținutul în coloizi al probelor respective deși în probele de adîncime conținutul de coloizi (argilă), scade apreciabil față de cel din orizonturile superioare fapt ilustrat și de scăderea corespunzătoare a umidității, valoarea T_{Ba} în loc să scadă substanțial, cum ar fi normal, crește puțin sau rămîne aproape la fel. Au loc probabil în aceste cazuri reacții secundare, care duc la rezultate eronate pentru valoarea T_{Ba} .

Se pune întrebarea, în ce condiții în cazul solurilor cu carbonați se obțin valori bune, juste, pentru T_{Ba} și în ce condiții valorile T_{Ba} sînt eronate?

Din examinarea statistică a materialului analitic existent (tabelul 15) a rezultat că obținerea unor valori bune pentru T_{Ba} în cazul probelor de sol cu carbonați alcalino-pămîntoși este în strînsă legătură cu conținutul de CO_3Mg al probei respective și cu valoarea pH. Rezultate bune au fost obținute pentru probele de soluri cu carbonați, al căror conținut de CO_3Mg nu depășește 0,3—0,7%, iar valoarea pH este sub 8,6—8,7; dimpotrivă, în cazul probelor de sol cu carbonați, al căror conținut de CO_3Mg depășește 0,7%, iar valoarea pH este peste 8,7 rezultatele obținute pentru T_{Ba} n-au fost satisfăcătoare (deși reproductibile, ceea ce denotă existența unei erori sistematice de metodă).

Stabilirea cauzelor care duc la valori eronate pentru T_{Ba} în cazul solurilor cu CO_3Ca și CO_3Mg . Pentru a putea verifica experimental observațiile statistice și a stabili în ce măsură este influențată determinarea capacității totale de schimb cationic



prin metoda Mehlich (T_{Ba}) de către cantitatea de CO_3Ca și CO_3Mg existentă în sol, am supus analizei după metoda Mehlich atât probe de CO_3Ca , CO_3Mg și amestecuri în proporții diferite de CO_3Ca și CO_3Mg , cât și o probă de sol (ca martor) căreia i s-au adăugat cantități diferite de CO_3Ca sau amestec de CO_3Ca și CO_3Mg în proporții diferite. S-a întreprins CO_3Ca pro analizy « Kahlbaum », obținut prin precipitare și carbonat bazic de magneziu pro analizy « Chinoin » ce corespunde formulei $4CO_3Mg \cdot Mg(OH)_2 \cdot 5H_2O$.

În experimentările efectuate asupra probelor de carbonați s-a determinat cantitatea de Ba^{+2} reținută de masa de carbonați și deplasabilă cu Cl_2Ca ; cantitatea de Ba^{+2} rămasă în masa de carbonați după percolare cu Cl_2Ca ; Ca și Mg trecut în filtratul obținut prin percolarea carbonaților după metoda Mehlich. Rezultatele obținute sînt prezentate în tabelul 16.

Din aceste date se constată că atât CO_3Ca cât și CO_3Mg (inclusiv amestecurile lor) rețin Ba^{+2} ce este deplasat cu Cl_2Ca , în proporție de aprox. 65 me la 100 g CO_3Ca , proporție care crește treptat în amestecurile de CO_3Ca și CO_3Mg , o dată cu creșterea conținutului de CO_3Mg , pînă la aproximativ 300 me pentru 100 g CO_3Mg pur. Acest Ba^{+2} reținut de carbonați, în condițiile metodei Mehlich, și care, aparent, s-ar afla sub formă schimbabilă și ar corespunde unei virtuale capacități de schimb cationic a carbonaților, nu poate fi totuși considerat ca ion schimbabil, fiind reținut de carbonați probabil prin reacții de altă natură. În legătură cu acest fapt menționăm că probele de carbonați percolate în condiții similare cu acetat de amoniu au reținut cationul NH_4^+ în cantități cu totul neglijabile, nepunîndu-se deci problema existenței unei proprietăți de schimb cationic a carbonaților.

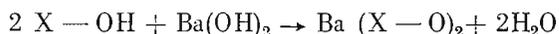
În masa de carbonați rămîn, după percolare cu Cl_2Ca , cantități relativ mici și în general neconstante de Ba^{+2} , ce pot fi liberate prin tratare cu HCl, cantități care cresc pe măsură ce crește conținutul de CO_3Mg din amestecurile de carbonați; acest Ba^{+2} se află probabil sub forma de CO_3Ba .

În ce privește cantitatea de Ca și Mg trecută în filtrat, prin percolarea carbonaților după metoda Mehlich, se constată că în cazul percolării CO_3Ca sau a amestecurilor de carbonați alcalino-pămîntoși cu mai puțin de 4% CO_3Mg se obțin pentru Ca^{+2} sau $Ca^{+2}+Mg^{+2}$ (din filtrat) valori apropiate de valoarea Ba^{+2} reținut de probele corespunzătoare, în timp ce pentru amestecurile de carbonați mai bogate în CO_3Mg suma miliechivalenților-grami de Ca^{+2} și Mg^{+2} din filtrat depășește valoarea Ba^{+2} reținut de proba respectivă (întrecînd-o chiar de 3 ori în cazul CO_3Mg pur). Aceste date arată că are loc o anumită solubilizare a carbonaților în condițiile de lucru ale metodei Mehlich și anume foarte redusă în cazul CO_3Ca , dar apreciabilă în cazul CO_3Mg sau amestecurilor bogate în CO_3Mg . Tot din datele tabelului 12 se observă o scădere a raportului Ca: Mg în filtrat pe măsură ce crește conținutul de CO_3Mg din amestecurile de carbonați, ceea ce denotă o micșorare a solubilității CO_3Ca în prezența CO_3Mg , în condițiile de extracție ale metodei Mehlich.



Alcalinitatea filtratelor obținute în condițiile metodei Mehlich este mică în cazul CO_3Ca pur și crește treptat pe măsură ce în amestecurile de carbonați crește conținutul de CO_3Mg , fiind maximă la CO_3Mg pur; acestea confirmă cele expuse mai sus relativ la solubilitatea carbonaților în condițiile de lucru ale metodei Mehlich.

În concluzie, deci, CO_3Ca , CO_3Mg și amestecurile lor rețin cantități variabile de Ba^{+2} din soluția de Cl_2Ba trietanolamină, care sînt liberate în cea mai mare parte prin percolare cu Cl_2Ca ; acest Ba^{+2} nu este reținut însă sub formă de cation schimbabil. Se pune, evident, întrebarea: sub ce formă este reținut Ba^{+2} de către carbonați? Posibilitatea reținerii Ba^{+2} (a Cl_2Ba) prin procesul de chemosorbție nu poate fi luată în considerare deoarece experiențele efectuate au arătat că probe de CO_3Ca percolate în condițiile de lucru ale metodei Mehlich nu rețin decît urme de Cl^- (și deci de Cl_2Ba). Noi credem că are loc formarea CO_3Ba (și eventual carbonați bazici) prin reacția dintre Cl_2Ba și carbonații (sau bicarbonații) de Ca și Mg care trec în soluție; CO_3Ba format, prin tratare apoi cu Cl_2Ca , liberează în soluție Ba^{+2} care este determinat drept capacitate de schimb, bine înțeles în mod eronat. Nu avem posibilitatea să verificăm această ipoteză în mod direct, spre exemplu prin punerea în evidență a CO_3Ba în amestecurile de carbonați cu soluția de Cl_2Ba trietanolamină; am putut însă verifica experimental numai posibilitatea liberării Ba^{+2} din CO_3Ba prin percolare cu soluție de Cl_2Ca (tabelul 16). În legătură cu această problemă trebuie să menționăm și presupunerea lui M. L. JACKSON (1959) că în prezența unui puternic acceptor de proton — de exemplu $\text{Ba}(\text{OH})_2$ — ar fi posibilă liberarea unei cantități oarecare de H hidroxilic, după reacția:



unde X reprezintă partea coloidală organică sau anorganică a solului. Bariul fixat în acest mod ar putea provoca creșterea capacității de schimb cationic observată la solurile cu carbonați și cu reacție bazică ($\text{pH} > 8,7$).

Dolomitul percolat cu Cl_2Ba -TEA se comportă în mod cu totul deosebit față de amestecurile de CO_3Ca și CO_3Mg ; reține mult mai puțin bariu chiar decît proba de CO_3Ca (cca 27 me%) care este complet deplasat cu Cl_2Ca . Analiza filtratului obținut prin percolare cu Cl_2Ba — TEA arată prezența unor cantități mai mari de Mg^{+2} decît de Ca^{+2} .

În cea de a doua serie de experimentări făcute asupra unei probe de sol — considerate ca martor — căreia i s-a adăugat diferite proporții de CO_3Ca și CO_3Mg , am căutat să urmărim ce influență au acești carbonați asupra valorii T a solului și asupra valorilor pentru Ca și Mg schimbabili determinate în extrasul Mehlich. Rezultatele experimentărilor sînt redată în tabelul 17. Ele sînt în general în concordanță cu concluziile deduse din prima serie de experimentări.

Adăugări de CO_3Ca în proba de sol în cantități de pînă la cca 10% provoacă o creștere relativ mică, neglijabilă, a valorii T_{Ba} ; în schimb 20% de CO_3Ca adăugat



TABELUL 16

P r o b a	pH	Ba ⁺² deplasat cu Cl ₂ Ca după ce proba a fost percolată cu Cl ₂ Ba trietanolamină		Ba ⁺² reținut de substanță și depl. cu ClH după percolare cu Cl ₂ Ca		Ca ⁺² deplasat în condițiile metodei Mehlich		Mg ⁺² deplasat în condițiile metodei Mehlich		Alcalinitatea în condițiile metodei Mehlich		Ca + Mg la 100 g amestec me	
		în probă me	la 100 g subst. me	Ba ⁺²		Ca ⁺²		Mg ⁺²		me			
				în probă me	la 100 g subst. me	în probă me	la 100 g subst. me	în probă me	la 100 g subst. me	în probă me	la 100 g subst. me		
5 g CO ₃ Ca	9,16	3,286	65,72	0,121	2,42	3,093	61,86	—	—	0,089	1,78	100,72	
4,9 g CO ₃ Ca + 0,1 g CO ₃ Mg		5,479	109,58	0,487	9,54	2,996	59,92	2,04	40,80	0,446	8,92		
4,8 g CO ₃ Ca + 0,2 g CO ₃ Mg		6,269	125,38	0,208	4,16	2,761	55,22	3,40	68,00	0,855	17,10		123,22
4,8 g CO ₃ Ca + 0,2 g CO ₃ Mg		6,293	125,86	1,050	21,00	2,859	57,180	3,31	66,20	0,845	16,90		123,38
4,5 g CO ₃ Ca + 0,5 g CO ₃ Mg		—	—	2,180	43,80	1,737	34,74	7,56	151,20	1,961	39,22		185,94
4,5 g CO ₃ Ca + 0,5 g CO ₃ Mg		7,576	151,52	2,907	58,14	1,932	38,64	7,55	151,00	1,85	37,00		189,64
5 g dolomit	10,28	1,364	27,28	lipsă	—	0,663	13,26	4,20	84,00	0,014	0,28	97,26	
1,8508 g CO ₃ Mg		5,395	291,50	0,517	2,79	—	—	16,08	868,00	2,007	108,20	—	
1,5072 g CO ₃ Mg		5,264	342,70	—	—	—	—	—	591,00	—	—	—	
5 g CO ₃ Ca percolat cu CH ₃ -COONH ₄		TNH ₄	0,028	0,56	—	—	—	—	—	—	—	—	
1,5072 g CO ₃ Mg percolat cu CH ₃ -COONH ₄		TNH ₄	0,053	3,51	—	—	—	—	—	—	—	—	
5 g CO ₃ Ba percolat cu Cl ₂ Ca		Ba ⁺² solubil.	3,99	79,80	—	—	—	—	—	—	—	—	

TABELUL 17

P r o b a	pH	H	Ca	Mg	T _{Ba} Ba+2 deplasat cu Cl ₂ Ca			Abatererea% T _{Ba} față de proba martor	T _{Ba} Ba+2 deplasat cu NO ₃ H, N	Cl ⁻ dozat în extrasul cu NO ₃ H, N
					T _{Ba}	T _{Ba} verif.	Media			
Probă de sol martor 10 g	7,33	2,07	18,03	2,14	27,11	27,15 27,07 27,22	27,13		26,83	lipsă
10 g sol + 0,5 g CO ₃ Ca		0,60	20,00	2,24	27,52		27,52	1,44		
10 g sol + 1 g CO ₃ Ca		-0,125	19,44	2,16	28,42	27,93	28,17	3,83	27,62	
10 g sol + 2 g CO ₃ Ca	7,53	-0,30	21,03	2,29	29,84	29,99	29,91	10,22	43,75	
10 g sol + 0,98 g CO ₃ Ca + 0,02 g CO ₃ Mg	8,41	-0,89	19,91	5,17	28,15	27,75	27,88	2,77		
10 sol + 0,96 g CO ₃ Ca + 0,04 g CO ₃ Mg	8,55	-0,89	19,12	6,46	28,31	28,09	28,20	3,94		
10 sol + 0,90 g CO ₃ Ca + 0,10 g CO ₃ Mg	8,87	-3,60	20,00	17,36	30,83	30,84	30,83	13,62	30,25	
10 g sol + 1 g dolomit	7,53	1,48	18,03	2,73	28,09	27,83	27,96	3,06		lipsă
10 g sol + 0,2 g CO ₃ Mg		0,00	nedet.	nedet.	30,02		30,02	10,65	39,15	lipsă
10 g sol + 0,2 g CO ₃ Mg	8,80	-6,68	15,77	31,69	33,69	38,97	36,33	24,19		
10 g sol + 0,5 g CO ₃ Mg	8,95	-15,18	nedet.	69,40	36,80		36,80	35,60	72,82	0,22 me



în proba de sol duc la creșterea valorii T_{Ba} cu peste 10%. CO_3Mg adăugat în proba de sol chiar în cantități mici influențează mult mai puternic valoarea T_{Ba} (care crește cu peste 10—35% pentru 1—5% CO_3Mg adăugat). Influența CO_3Mg este însă mai redusă în prezența CO_3Ca . Astfel dacă se adaugă solului pînă la 10% amestec de carbonați alcalino-pămîntoși în care conținutul de CO_3Mg să ajungă la cca 4% (deci 0,4% în sol) se constată creșteri mici (sub 3—4%) ale valorii T_{Ba} ; dacă conținutul de CO_3Mg în amestec atinge aprox. 10% creșterea valorii T_{Ba} este mai ridicată (13—15%).

Rezultatele obținute pentru Ba^{+2} deplasat cu NO_3H (pentru a putea verifica dacă în sol nu a fost reținută Cl_2Ba) demonstrează că la probele de mai sus la care valoarea T_{Ba} practic nu a crescut după adăugarea de carbonați, Ba^{+2} a fost reținut numai sub formă deplasabilă cu Cl_2Ca , în timp ce la probele la care valoarea T_{Ba} a crescut apreciabil se constată că solul a reținut Ba și sub formă nedepasabilă complet cu Cl_2Ca , probabil sub formă de carbonat sau carbonat bazic. Probele de sol cu mult CO_3Mg rețin și Cl_2Ba — probabil prin chemosorbție — ce nu poate fi îndepărtată nici după îndelungată spălare; cantitățile reținute astfel sînt însă neînsemnate.

În ce privește valoarea obținută pentru Ca schimbabil în extrasul Mehlich se constată că adăugarea de CO_3Ca sau amestec de CO_3Ca și CO_3Mg determină o creștere mică (în general sub 10% și de obicei neconstantă, ceea ce denotă o ușoară solubilizare a CO_3Ca în condițiile de lucru ale metodei. Se pare însă că adăugarea de CO_3Mg are un efect invers, determinînd o scădere a Ca schimbabil dozat în filtrat. Menționăm (după KELLEY — 1939) că și BURGESS și BREAZEALE propunînd metoda cu Cl_2Ba pentru determinarea bazelor schimbabile la solurile ce conțin CO_3Ca , susțin că în condițiile metodei propuse cantități neînsemnate de CO_3Ca sînt deplasate de Cl_2Ba .

Valorile obținute pentru Mg din extrasul după MEHLICH în cazul solurilor cărora li s-a adăugat carbonați alcalino-pămîntoși sau numai CO_3Mg sînt mult mai mari (2—30 ori) decît valoarea Mg schimbabil din proba de sol martor; acest lucru dovedește o solubilizare apreciabilă a CO_3Mg în soluție de Cl_2Ba — trietanolamină.

Adăugarea de dolomit la proba de sol aduce o creștere relativ mică a capacității de schimb cationic, aproximativ 3%, ceea ce concordă cu rezultatele obținute de MEHLICH (1948). Valoarea Ca^{+2} schimbabil nu este practic afectată de cantitatea de dolomit adăugată, în schimb Mg^{+2} schimbabil crește cu 27,5%.

Metoda propusă. O dată cunoscute cauzele care duc la obținerea valorilor eronate pentru capacitatea de schimb cationic (determinată prin metoda Mehlich) în cazul solurilor cu conținut apreciabil de carbonați s-a trecut la soluționarea acestei probleme. S-a aplicat și în acest caz soluția adoptată de N. CERNESCU (1939) care a îmbunătățit metoda Schollenberger în cazul solurilor cu carbonați și anume: descompunerea carbonaților din proba de sol cu acid acetic normal și îndepărtarea acetaților formați, după care se continuă cu percolarea solului conform metodei obișnuite. Într-adevăr îndepărtarea prealabilă a carbonaților — care constituie sursa de erori în cazul determinării capacității de schimb

prin metoda Mehlich — asigură teoretic, și vom vedea că și practic, obținerea unor rezultate corespunzătoare. S-a rezolvat în felul acesta problema determinării capacității de schimb cationic a solurilor cu mult carbonat de calciu și magneziu nu însă și aceea a determinării Ca și Mg schimbabil care rămîne deschisă.

Cu această ocazie ținem să subliniem câteva fapte pentru stabilirea adevărului istoric în problema efectuării schimbului de baze la solurile cu carbonați. THOMPSON (1953) propune descompunerea carbonaților cu acid acetic $n/2$ în scopul determinării cationilor de schimb și a capacității de schimb cationic la solurile cu carbonați, adică în principiu același procedeu care a fost descris și fundamentat de N. CERNESCU (1939) cu 14 ani înainte. Prin urmare, înțietatea neconstată în această problemă revine lui N. CERNESCU, care are totdeauna meritul de a fi rezolvat mult mai fericit, în comparație cu THOMPSON, o serie de detalii de laborator care asigură obținerea unor rezultate mai bune, fapte care ne îndreptăcesc să denumim această metodă, metoda Schollenberger-Cernescu. Un exces nu prea mare de acid acetic nu dizolvă, după N. CERNESCU, din complexul coloidal al solului, acidul tamponându-se prin acetatii ce se formează prin reacția cu carbonații.

Am adoptat următorul mod de lucru pentru determinarea capacității de schimb:

Se cîntărește într-un vas Erlenmayer de 200 cmc o probă de sol ce corespunde unei capacități de schimb de aproximativ 2,5 me (în majoritatea cazurilor 10 g sol). Solul se umețează cu apă distilată și apoi se tratează cu acid acetic N în cantități stoichiometrice corespunzătoare cantității de carbonați ce îi conține solul, plus un exces ce nu trebuie să depășească $1/2$ din capacitatea de schimb. Se agită mecanic proba timp de 15' pentru a favoriza descompunerea carbonaților și se lasă pînă a doua zi. După acest timp se decantează lichidul printr-un creuzet Gooch (cărui a i s-a potrivit o hîrtie de filtru bandă albă) care se adaptează la o instalație în care se face un vid slab. Se trece cantitativ solul din vasul Erlenmayer în creuzet prin spălări cu acetat de amoniu. Se continuă spălarea solului cu acetat de amoniu pînă la eliminarea aproape cantitativă a acetatilor de calciu și magneziu. Se înlătură apoi excesul de acetat de amoniu prin spălări cu alcool 95% neutru. Solul, în continuare, se supune extracției după metoda Mehlich în condițiile descrise în capitoul anterior.

Discuția rezultatelor. Pentru a verifica dacă modul de lucru propus conduce la rezultate corecte și reproductibile am efectuat determinări asupra capacității de schimb cationic la o probă de sol (martor) cărea i s-a adăugat CO_3Ca , $\text{CO}_3\text{Ca} + \text{CO}_3\text{Mg}$ și CO_3Mg atît prin metoda Mehlich (T'_{Ba}) cît și prin metoda Mehlich în modificarea propusă (T'_{Ba}). Rezultatele obținute sînt redată în tabelul 18.

Din acest tabel se constată că urmînd metoda propusă — înlăturînd carbonații prin descompunere cu acid acetic N — se înlătură marea abatere a valorilor obținute pentru capacitatea de schimb cationic aplicînd direct metoda Mehlich; rezultatele obținute astfel prezintă abateri între limitele admisibile ale erorilor de lucru, față de valoarea probei martor.

Determinările într-un număr relativ redus pe probe martor pentru verificarea modului de lucru propus le-am completat cu determinări pe probe de sol, care conțin în mod natural carbonați; acestora li s-a determinat capacitatea de schimb cationic prin metoda cu acetat de amoniu (T_{NH_4}), prin metoda Mehlich (T_{Ba}) prin metoda Mehlich în modificarea propusă (T'_{Ba}). Rezultatele obținute sînt redată în tabelul 19.

Din aceste rezultate se constată că la probele de sol la care valorile pentru mărimea T_{Ba} obținute prin metoda Mehlich sînt eronate — judecînd după conținutul în



TABELUL 19

Adâncimea	Apă higros- copică	pH	CO ₃ Ca g %	CO ₃ Mg g %	S + H me	T _{NH₄} mc	T _{NH₄} mc	T' _{Ba} mc	Mg deplasabil % din				Determinarea T _{NH₄} și cat. schimb. cu acetat de amoniu de chimist	T' _{Ba} și T'' _{Ba} determinat de	
									S + H	T _{NH₄}	T' _{Ba}	T'' _{Ba}			
P. 2 Lacul Sărat—Brăila — cernoziom de fineață															
126—146		9,01	14,70	2,71		10,65	25,60	11,34						MANES D.	STOICA ELENA
200—220		8,94	11,52	2,44		10,36	23,82	11,30							
P. 45 600 m S M — la Gorganele Mizil—cernoziom levigat fineață															
50— 60	4,74				39,98	36,86			22,13					MANES D.	T' _{Ba} MANES D.
120—140	3,11	8,76	14,45	1,10	—	19,72	24,66	19,62	—	38,99	51,10	38,68			
180—200	2,22	9,01	25,05	4,73	—	13,52	25,58	12,95	—	48,64	72,95	46,33			T' _{Ba} STOICA ELENA
P. 202 W Diosig — Oradea — cernoziom mediu levigat de fineață															
120—145	1,77	8,41	145,6	0,65		14,97	17,88	16,80		valoare negativă	20,90	15,83		BRATOSIN N.	STOICA E.
P. 198 900 m NW Todireni — cernoziom carbonatic lut mediu															
0— 12	3,71	8,17				25,63	25,71			15,50				MANES D.	T' _{Ba} MANES D.
24— 38	3,58	8,33	12,29	0,328		22,35	26,47	26,91		2,52	17,69	19,11			T' _{Ba} STOICA ELENA
58— 80	3,10	—	15,21	0,865		16,69	20,84	18,52		5,94	24,61	17,77			
100—130	3,37	8,51	13,154	0,622		17,35	23,42	22,26		18,30	39,51	36,34			
P. 27 N Cernești — Bazinul Prutului — cernoziom slab levigat freatic umed															
90—100	2,83	8,27	12,21	0,44		21,84	24,29	23,96		1,66	11,58	10,35		BRATOSIN N.	STOICA ELENA
155—165	2,99	8,30	16,30	0,74		22,61	27,72	21,00		9,42	25,91	14,56			
P. 23 1,5 km NE Traian Dobroea — sol bălan de stepă, lut nisipos pe loess															
0— 15	2,08	8,25	7,25	1,61		16,78		19,81		5,95		20,47		MANES D.	MANES D.
20— 34	2,18	8,36	9,97	1,63		16,74		19,03		10,80		21,54			
38— 52	2,06	8,41	13,41	1,71		15,76		17,39		10,44		18,56			
56— 74	1,92	8,42	14,91	1,92		13,99		14,78		12,36		18,30			
180—200	1,32	8,86	15,49	3,56		8,20		9,65		49,69		54,52			



coloizi sau saturația în Mg — s-au obținut, prin metoda Mehlich modificată valori corecte pentru capacitatea de schimb. Astfel este cazul profilului 2 Lacul Sărat unde după cum s-a arătat mai înainte, prin metoda Mehlich s-au obținut pentru capacitatea de schimb cationic valori cu 100—150% mai mari decât capacitatea de schimb reală; valorile obținute prin metoda Mehlich modificată sînt cu aproximativ 10% mai mari decât T_{NH_4} și apreciind după conținutul în coloizi sînt corecte.

TABELUL 18

Rezultatele obținute (exprimate în me la 100 g sol) prin metoda Mehlich (T_{Ba}) și prin metoda Mehlich în modificarea propusă (T'_{Ba}), pentru capacitatea de schimb la proba de sol căruia i s-a adăugat carbonați de Ca și Mg

P r o b a	T_{Ba} det. după metoda Mehlich	T'_{Ba} det. prin metoda Mehlich modificată	Abaterea rela- tivă a valorilor din col. 3 față de proba martor	Abaterea rela- tivă a valorilor din col. 2 față de proba martor
Probă de sol martor	27,13 ¹⁾			
Proba martor + 2 g CO_3Ca	29,91	27,22 27,38	+0,36 +0,92	10,24
Proba martor + 0,90 g CO_3Ca + 0,10 g CO_3Mg	30,83	27,18 26,73	+0,18 -1,33	13,60
Proba martor + 0,2 g CO_3Mg	38,97	26,95 27,18	-0,66 +0,18	43,80

¹⁾ Valoarea obținută pentru capacitatea de schimb a probei martor reprezintă media a 4 determinări.

În cazul profilului 45 Movila Gorgănele, valoarea T_{Ba} la adîncimea 180—200 cm cu pH = 9,01 este eronată, fiind cu aproape 100% mai mare decât capacitatea reală de schimb a solului; valoarea T'_{Ba} obținută prin metoda Mehlich modificată este foarte apropiată de valoarea obținută prin metoda cu acetat de amoniu. Saturația în Mg obținută cînd Mg e calculat prin diferență din T'_{Ba} se încadrează în profil și coincide aproape cu valorile obținute cînd Mg este calculat prin diferențe din T_{NH_4} .

În cazul probei 120—145 cm din profilul 202 V Diosig, la care T_{NH_4} este mai mic decât suma [$Ca^{+2} + K^+ + Na^+$] schimbabili, (neputîndu-se calcula deci Mg schimbabil), valoarea obținută prin metoda Mehlich modificată este corectă, apreciind după saturația în Mg cînd este calculat prin diferență din T'_{Ba} .

Comparînd valorile T_{Ba} și T'_{Ba} obținute la profilul 198 Todireni constatăm următoarele: la adîncimea 24—38 cm unde solul conține CO_3Mg 0,33% (sub limita consi-

derată de noi că ar provoca o creștere a capacității de schimb) și 12,29% CO_3Ca valorile T_{Ba} și T'_{Ba} sînt foarte apropiate; T'_{Ba} este numai cu 1,3% mai mare decît T_{Ba} . La adîncimea 58—80 cm unde crește cantitatea de carbonați (CO_3Ca este 15,21% și CO_3Mg 0,86%) T_{Ba} este mai mare decît T'_{Ba} cu 11,13%. La adîncimea 100—130 cm unde scade conținutul de CO_3Ca (13,15%) și cel de CO_2Mg (0,62%), T_{Ba} este mai mare decît T'_{Ba} cu 4,95%. Aceste rezultate concordă cu constatările noastre că abaterile valorii pentru capacitatea de schimb determinată prin metoda Mehlich se datoresc conținutului, peste o anumită limită, de CO_3Ca și CO_3Mg . Valorile T'_{Ba} nu se pot compara cu valorile T_{NH_4} în acest profil, acestea fiind evident mai mici.

Rezultatele prezentate pentru profilul 27 N Cernești arată același lucru: valori mici pentru capacitatea de schimb determinată prin metoda cu acetat de amoniu; valori pentru T_{Ba} și T'_{Ba} care concordă în limita erorilor de analiză la proba care conține cantități relativ mici de CO_3Mg și care se distanțează în sensul că T_{Ba} este mai mare la proba în care crește conținutul în CO_3Ca și CO_3Mg .

Analizele efectuate pe profilul 23 NE Traian — la care determinările atît prin metoda cu acetat de amoniu cît și prin metoda Mehlich modificată sînt efectuate de chimist DOROTHEA MANES — arată că valoarea T'_{Ba} este o mai justă măsură a capacității de schimb decît valoarea T_{NH_4} . Saturația în Mg ce se obține cînd Mg este calculat prin diferență din T'_{Ba} este mai justă (mai corectă) nu numai în cazul primei probe, ci pe întregul profil. Ca o consecință a valorilor T_{NH_4} mici pentru capacitatea de schimb, saturația în Mg pînă la adîncimea 80—100 inclusiv este în jur de 10% (această valoare este mică ținînd seama că la cernoziomurile din țara noastră saturația în Mg este în medie de 15% la probele lipsite de CO_3Mg și depășește mult această valoare ajungînd pînă la 40—50% cînd solul conține și CO_3Mg). Profilul discutat conține cantități relativ mari de CO_3Mg (de la 1,6—3,6%) și din acest motiv este contestabil conținutul mic de Mg schimbabil care rezultă dacă este calculat prin diferență din T_{NH_4} ; calculînd Mg schimbabil prin diferență din T'_{Ba} saturația în Mg ia valori mai mari, mai corecte.

Prin urmare, din rezultatele obținute pentru capacitatea de schimb prin metoda Mehlich modificată, aplicată atît la probe de sol martor cît și la probe de sol ce conțin în mod natural carbonați, se constată că valorile pentru capacitatea de schimb sînt corecte, apreciînd după conținutul relativ în Mg care în toate cazurile prezentate se încadrează în limitele de variație cunoscute. La probele de sol ce conțin pînă la 10—12% CO_3Ca și relativ puțin CO_3Mg (sub 0,4—0,7%) valorile obținute pentru capacitatea de schimb cationic prin metoda Mehlich modificată, concordă în limita erorilor de analiză cu valorile obținute prin metoda Mehlich obișnuită.

Deci la probele de sol ce conțin CO_3Ca și CO_3Mg sub limitele menționate poate fi aplicată metoda Mehlich direct; în cazul probelor de sol în care CO_3Ca și CO_3Mg depășesc limitele menționate, numai metoda Mehlich modificată dă rezultate corecte pentru capacitatea de schimb cationic.



APLICABILITATEA METODEI MEHLICH LA SOLURILE CU SĂRURI UȘOR SOLUBILE ȘI
EVENTUAL CARBONAȚI ALCALINO-PĂMÎNTOȘI

Discuții asupra rezultatelor obținute prin metoda Mehlich pentru capacitatea de schimb la solurile ce conțin săruri. Pentru caracterizarea proprietății de schimb cationic la solurile ce conțin săruri ușor solubile sau săruri ușor solubile și carbonați este de cele mai multe ori considerată ca suficientă cunoașterea capacității totale de schimb cationic și a Na^+ și K^+ schimbabili; Ca^{+2} și Mg^{+2} schimbabili, neputându-se determina direct, se dau de obicei prin diferența din capacitatea de schimb cationic $T - (\text{Na} + \text{K})$. De aci rezultă grija ce se acordă obținerii unor rezultate corespunzătoare pentru capacitate de schimb cationic la solurile cu săruri ușor solubile.

MEHLICH (1942) indică metoda sa pentru determinarea capacității de schimb cationic și pentru solurile ce conțin săruri ușor solubile, arătând că prezența SO_4Na_2 nu împiedecă saturarea solului cu Ba^{+2} , atâta timp cât se menține raportul sol/soluție indicat în metodă, raport care asigură un exces de ioni Ba^{+2} de 10 ori mai mare decât capacitatea de schimb cationic a probei de sol.

Determinările efectuate în laboratorul nostru pe probe martor, (ale căror rezultate sînt expuse în tabelul 20) arată că prezența ClNa și a SO_4Na_2 nu influențează determinarea capacității de schimb cationic prin metoda Mehlich, confirmînd observațiile lui MEHLICH.

TABELUL 20

Proba analizată	T_{Ba} (metoda Mehlich) me %
Probă martor (nu conține săruri ușor solubile)	21,80
Probă martor + 2% ClNa	21,84
Probă martor + 2% SO_4Na_2	21,98

În schimb determinările efectuate pe probe de sol care pe lângă ClNa și SO_4Na_2 conțin și CO_3Na_2 sau gips (sau numai aceste ultime săruri), arată că în aceste cazuri nu se obțin întotdeauna rezultate bune, metoda restrîngîndu-și aplicabilitatea. O dificultate în plus de ordin analitic se ivește în cazul solurilor ce conțin gips; în filtratul obținut prin percolare cu Cl_2Ca pentru deplasarea Ba^{+2} reținut de sol are loc formarea precipitatului de SO_4Ba ceea ce împiedică mai departe determinarea Ba^{+2} , care așa cum se știe, în prezență de mult Ca^{+2} se face sub formă de CrO_4Ba . Acest lucru se datorește faptului că gipsul este parțial solubil în apă (2 g la 1000 emc apă); la percolarea cu soluție de Cl_2Ca , pentru deplasarea Ba^{+2} reținut de sol (ca de altfel și în timpul percolării inițiale a solului cu Cl_2Ba — TEA) se solubilizează o parte din gips, ionii SO_4^{-2} blocînd ionii Ba^{+2} care reprezintă capacitatea de schimb. Din acest motiv, la solurile ce conțin gips, metoda cu Cl_2Ba — TEA aplicată în modul propus de MEHLICH, dă rezultate mai mici pentru capacitatea totală de schimb cationic.



Acest fapt este ilustrat de determinările efectuate pe diferite probe de sol, prezentate în tabelul 21.

TABELUL 21

Proba de sol	SO ₄ Ca g %	T _{NH₄} me %	T _{Ba} me %
P 18 Islaz Ghenoaia 0-20 cm . . .	—	30,86	32,76
20-40 „ . . .	0,037	31,00	25,52
40-60 „ . . .	1,05	30,06	25,23
60-80 „ . . .	1,15	30,06	18,68
sub 80 „ . . .	1,44	26,53	17,29

La probele de sol ce conțin CO₃Na₂ pe lângă cloruri și sulfatați solubili, s-au obținut rezultate (tabelul 22) mai mari pentru capacitatea de schimb cationic determinată prin metoda Mehlich. În cazul acestor soluri puternic bazice (pH peste 9), are loc probabil carbonatarea soluției de Cl₂Ba — TEA, cu care se percolează solul, și deci formarea de CO₃Ba, care ulterior prin percolare cu Cl₂Ca liberează Ba⁺², ce este determinat drept capacitate de schimb cationic.

În tabelul 22 sînt prezentate rezultatele obținute la determinarea capacității de schimb cationic prin metoda Mehlich în comparație cu rezultatele obținute prin metoda cu acetat de amoniu, la probe de sol cu CO₃Na₂.

TABELUL 22

Proba de sol	pH-ul solului	CO ₃ ⁻² %	T _{NH₄} me	T _{Ba} me
P 80 L. Călmățuiului 0-3 cm . .	9,51	0,069	4,88	6,26
3-8 „ . .	9,66	0,083	22,20	25,80
10-20 „ . .	9,65	0,059	20,22	21,78

Din cele expuse se deduce că, în cazul solurilor ce conțin gips sau CO₃Na₂ (prezența simultană a acestor săruri în aceeași probă de sol nu se constată de obicei) metoda Mehlich nu dă rezultate juste.

Metoda propusă pentru determinarea capacității de schimb la solurile ce conțin gips sau carbonat de sodiu și rezultatele obținute. Pentru rezolvarea acestor situații, am procedat, ca și în cazul solurilor ce conțin carbonați alcalino-pămîntoși, la îndepărtarea prealabilă din proba de sol a gipsului sau a CO₃Na₂ prin percolare cu acid acetic N/2 sau acetat de amoniu N; numai după această operație proba de sol a fost supusă extracției după metoda Mehlich.

Determinările efectuate prin metoda Mehlich cu modificarea propusă pe probe martor cărora li s-a adăugat diferite săruri în cantitate de 2%, au condus la rezultatele



din tabelul 23. Rezultatele prezentate arată că modul de lucru propus conduce la valori juste pentru capacitatea de schimb.

TABELUL 23

P r o b a	T' Ba me	Eroarea %
Proba martor	21,80	
Proba martor + 2% ClNa	21,96	0,75
Proba martor + 2% SO ₄ Na ₂	21,34	-2,16
Proba martor + 2% CO ₃ Na ₂	21,40	-1,84
Proba martor + 2% SO ₄ Ca	21,34	-2,16

Astfel pentru dcterminarca capacității de schimb la solurile ce conțin săruri ușor solubile sau săruri solubile și carbonați alcalino-pămîntoși și gips, metoda Mehlich se poate aplica cu următoarele observații:

La solurile ce conțin cloruri (de Ca, Mg, Na) și sulfăți ușor solubili (de Mg, Na) se poate determina capacitatea de schimb aplicînd direct metoda Mehlich;

La solurile ce conțin și CO₃Na₂ alături de cloruri și sulfăți ușor solubili este necesară îndepărtarea prealabilă a CO₃Na₂ prin perclorare cu acetat de amoniu; după înlăturarea excesului de acetat de amoniu prin spălări cu alcool etilic 95% neutru, proba se supune extracției după metoda Mehlich;

La probele de sol care conțin gips, sau săruri ușor solubile și gips, se îndepărtează în prealabil SO₄Ca din sol prin percolări cu acid acetic N/2 sau acetat de amoniu (percolarea se face pînă dispăre reacția ionului SO₄²⁻); după înlăturarea excesului de reactiv prin spălări cu alcool se continuă extracția după metoda Mehlich;

În cazul probelor de sol care conțin săruri solubile, gips și carbonați alcalino-pămîntoși, determinarea capacității de schimb cationic se face după modul de lucru indicat pentru solurile ce conțin CO₃Ca și CO₃Mg, cu observația că spălarea solurilor se continuă pînă la dispariția reacției ionului SO₄²⁻.

TABELUL 24

Proba de sol	Adînc. în cm	Total carbo- nați %	CO ₃ ⁻² %	Gips %	T _{NH₄} me	T _{Ba} me	T' _{Ba} me	Chimist analist
P 80 L. Călmățui .	3- 8	2,49	0,083	—	22,20	25,80	22,08	STOICA E
P 48 Izlaz								
Gheonoaia	0-20			—	30,86	32,76	32,44	STOICA E
	20-40			0,037	31,00	25,52	32,09	STOICA E
	40-60			1,05	30,60	25,23	33,15	STOICA E
P 138 M. Bravu .	0-3	4,44	0,004	—	8,44	—	8,55	Medeșean A
	3-20	4,74	0,022	—	8,18	—	8,94	Medeșean A
	20-50	9,30	0,015	—	9,79	—	10,05	Medeșean A
	60-90	12,19	0,005	—	10,25	—	9,55	Medeșean A



În tabelul 24 sînt prezentate date analitice obținute pe probe de sol cu săruri ușor solubile și carbonați, care confirmă că modul de lucru conduce la rezultate bune.

În legătură cu aplicarea metodei Mehlich la solurile cu carbonați și săruri solubile se pot stabili următoarele concluzii din rezultatele cercetărilor prezentate.

Atît CO_3Ca cît și CO_3Mg rețin, prin percolare după metoda Mehlich, cantități apreciabile de Ba^{+2} , dar nu sub formă de cation schimbabil ci probabil sub formă de carbonat de bariu sau carbonat bazic de bariu.

Are loc o solubilizare relativ redusă a CO_3Ca și apreciabilă a CO_3Mg în condițiile de lucru ale metodei Mehlich, fapt care afectează valorile obținute pentru Ca și Mg schimbabil prin această metodă. Metoda Mehlich în forma inițială nu poate constitui deci o metodă corespunzătoare pentru determinarea Ca și Mg schimbabil la solurile cu carbonați;

Contrar afirmațiilor lui Mehlich valoarea T_{Ba} determinată după metoda Mehlich este influențată de prezența unor cantități de CO_3Ca mai mari de 12—15%;

Percolarea cu Cl_2Ca a Ba^{+2} reținut de sol nu elimină posibilitatea deplasării Ba^{+2} din sol sub altă formă decît cea schimbabilă (de ex. sub formă de CO_3Ba); așa cum afirmă MEHLICH (1948);

Prezența în sol a unor cantități de CO_3Mg (alături de CO_3Ca) mai mari de 0,4—0,7% influențează apreciabil valorile obținute pentru T_{Ba} prin metoda Mehlich;

Pentru a obține rezultate bune pentru T_{Ba} prin metoda Mehlich, aplicarea ei ca atare trebuie restrînsă la solurile cu mai puțin de 12—15% carbonați alcalino-pământoși, în care CO_3Mg să nu depășească 0,4 g — 0,7 g%; dacă conținutul de CO_3Ca și CO_3Mg depășește limitele menționate trebuie aplicată metoda Mehlich modificată, care prevede o distrugere prealabilă a carbonaților cu acid acetic și îndepărtarea lor din sol;

În cazul solurilor cu săruri ușor solubile se obțin rezultate bune prin metoda Mehlich numai dacă solul nu conține SO_4Ca sau CO_3Na_2 ; dacă sînt reprezentate și aceste săruri este necesară o îndepărtare prealabilă a lor prin tratarea solului cu acid acetic N/2 sau acetat de amoniu.

CONCLUZII GENERALE

Cercetările efectuate asupra metodei Mehlich aplicată la numeroase probe de sol de diferite tipuri au dus la precizarea condițiilor de extracție în cazul solurilor ce conțin săruri, la îmbunătățirea metodei de determinare a Ba^{+2} în prezența a mari cantități de calciu, precum și la stabilirea domeniului de aplicabilitate cu rezultate bune a acestei metode. Au fost comparate de asemenea rezultatele obținute prin această metodă cu rezultatele obținute prin metode similare. Pe scurt concluziile cercetărilor sînt următoarele:



Modul de extracție propus de MEHLICH (1948) conduce la rezultate bune numai în cazul solurilor levigate (nesaturate) sau care conțin cantități moderate de carbonați de Ca și Mg și eventual săruri solubile, cu excepția CO_3Na_2 și SO_4Ca . În cazul solurilor ce conțin peste 10—15% CO_3Ca sau peste 0,4—0,7% CO_3Mg trebuie, conform cercetărilor noastre, să se modifice modul de extracție în sensul că este necesară descompunerea și îndepărtarea prealabilă a acestor săruri prin tratare cu acid acetic N/2 și percolare în continuare cu acetat de amoniu; această modificare a modului de lucru asigură rezultate bune și în cazul solurilor ce conțin CO_3Na_2 și SO_4Ca .

Cel mai eficient și mai indicat cation pentru deplasarea Ba^{+2} adsorbit de sol este ionul Ca^{+2} (din soluția de Cl_2Ca) pe care l-a propus MEHLICH. Variantele care întrebuințează pentru deplasarea Ba^{+2} adsorbit soluții de ClNH_4 , Cl_2Mg sau ClH (proapse de diferiți cercetători), fie că nu asigură deplasarea în mod eficient a Ba^{+2} (ClNH_4), fie că provoacă reacții secundare (ClH), fie că nu oferă condiții pentru o determinare exactă a Ba^{+2} sub formă de SO_4Ba (Cl_2Mg).

Pentru determinarea Ba^{+2} corespunzător mărimii T, în prezența unui exces de ioni Ca^{+2} , s-a experimentat metoda gravimetrică de dozare ca CrO_4Ba cu dublă precipitare (pentru a înlătura erorile provocate de excesul mare de ioni Ca^{+2}) și metoda polarografică adaptată de V. IOSOF după metoda Kolthoff și Gregor (1948). Prin ambele metode se obțin rezultate foarte bune pentru valoarea T_{Ba} .

Precizia cu care se determină bazele schimbabile: Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ în condițiile de extracție ale metodei Mehlich a fost verificată efectuându-se determinări atât pe probe de sol, cât și pe soluții conținând cantități cunoscute din acești ioni. S-a constatat că metoda propusă de MEHLICH, pentru determinarea Ca^{+2} prin precipitarea concomitentă a Ca^{+2} și a Ba^{+2} cu un reactiv mixt, dă rezultate nereproductibile cu erori ce pot varia între —7,6 până la +17,8; Mg^{+2} , K^+ , Na^+ se determină cu precizie suficientă. Încercările efectuate de noi de a separa și doza Ca^{+2} ca $\text{Cr}_2\text{O}_4\text{Ca}$ după înlăturarea în prealabil a trietanolaminei prin oxidare și după eliminarea Ba^{+2} din soluție prin separare ca SO_4Ba , au condus la rezultate afectate de erori negative (din cauza reținerii prin adsorbție a ionilor Ca^{+2} și Cl^- , de către precipitatul de SO_4Ba) erori ce variază între —6,7 și —11,3.

Cercetările efectuate asupra probelor de sol ce conțin carbonați precum și pe probe martor, demonstrează că metoda Mehlich nu poate constitui o metodă pentru determinarea Ca^{+2} și Mg^{+2} schimbabil în cazul solurilor cu carbonați, așa cum propune M. L. JACKSON (1952), deoarece are loc o solubilizare ușoară a CO_3Ca și apreciabilă a CO_3Mg în condițiile de extracție ale metodei. Este de remarcă faptul că din dolomitul natural se solubilizează mult mai puțin Ca^{+2} și Mg^{+2} în condițiile acestei metode.

Valorile obținute pentru aciditatea solului prin metoda Mehlich reprezintă atât H^+ schimbabil, cât și Al^{+3} . Din această cauză la solurile ce conțin Al^{+3} mobil (soluri având în general un $\text{pH} < 5$) valorile acidității solului nu pot fi corelate cu valorile



obținute prin metoda cu acetat de potasiu la pH 8,3; așa cum afirmă Mehlich, valorile acidității acestor soluri depășesc, în unele cazuri, capacitatea de schimb cationic, (conducând la valori negative, fără sens, pentru gradul de saturație). Soluția dată de MEHLICH pentru a obține H^+ schimbabil, prin corectarea valorii acidității totale obținută prin această metodă (în cazul solurilor cu Al mobil) cu valoarea Al^{+3} determinat în extras nu poate conduce la rezultate juste pentru H^+ schimbabil, deoarece aluminiul pe lângă forma de Al^{+3} — între pH 5 și 4,1 poate lua și alte forme ca $Al(OH)^{+2}$ sau $Al(OH)_2^+$; din acest motiv nu se poate stabili o echivalență între cantitatea de Al determinată și aciditatea care i-ar corespunde, astfel că aplicarea metodei Mehlich pentru determinarea H^+ de schimb este limitată numai la solurile cu pH > 5. Este de remarcat reproductibilitatea foarte bună a rezultatelor obținute prin metoda Mehlich pentru aciditatea solului, indiferent de pH-ul solului; de aci rezultă că, în cazul solurilor ce conțin aluminiu mobil, trec în soluție cantități constante de aluminiu.

Valorile obținute pentru capacitatea de schimb cationic prin metoda Mehlich sînt sensibil egale cu valorile obținute prin însumarea totalului bazelor schimbabile deplasate cu acetat de amoniu și a hidrogenului schimbabil determinat prin percolare cu acetat de potasiu (pH = 8,3). Față de capacitatea de schimb obținută prin metoda cu acetat de amoniu, capacitatea de schimb obținută prin metoda Mehlich este întotdeauna mai mare cu cca 10—20%; valorile obținute prin metoda Mehlich sînt cele mai corespunzătoare realității.

Hidrogenul schimbabil determinat prin metoda Mehlich prezintă valori mai mari cu 10—25% decît cele obținute prin metoda cu acetat de potasiu (în cazul solurilor cu pH > 5). Ca urmare a acestui fapt valorile gradului de saturație, calculat cu datele obținute prin metoda Mehlich, sînt cu cîteva procente mai mici decît cele calculate utilizînd date obținute prin alte metode.

În încheiere se poate afirma, pe baza cercetărilor efectuate, că metoda Mehlich poate constitui o metodă foarte precisă ce dă rezultate juste pentru capacitatea de schimb cationic a solurilor; metoda devine aplicabilă pentru toate tipurile de sol dacă se modifică extracția în sensul propus de noi, în cazul solurilor ce conțin cantități relativ mari de carbonați sau conțin CO_3Na_2 ori SO_4Ca . Hidrogenul schimbabil poate fi determinat prin metoda Mehlich numai pentru solurile cu pH > 5 (ce nu conțin Al mobil); la solurile cu pH < 5, ce au Al mobil, se obține prin această metodă aciditatea totală care se datorează atît H schimbabil cît și Al mobil.

BIBLIOGRAFIE

1. CERNESCU N. Determinarea capacității de schimb și a cationilor schimbabili la sol. *Inst. Geol. Rom. St. tehn. și econ., seria C nr. 5*, București 1938.
2. HANNA W. I., REED J. F. A comparison of ammonium acetat and buffered barium chloride methods for determining cation exchange properties of limed soils. *Soil Science* Vol. 66, nr. 6, 1943, pg. 447—453.



3. HOVE, J VAN, RUYMBEKE, M VAN, LEENHEER L. Étude comparative de différents modes opératoires pour la détermination des degrés de saturation en bases. *VI-ème Congrès Int. de la Science du sol.* vol. B, Paris 1956.
1. JACKSON, M. L. Soil chemical Analysis. London 1952.
5. KELLEY, P. W., CHAMPMANN, H. D. The determination of the deplaceable bases and the base exchange capacity of soils. *Soil Science*, vol. 30, nr. 5, 1930, p. 391—406.
6. KELLEY, P. W. Cation exchange in soils. New-York 1948.
7. KORENMAN, I. M. Coprecipitarea în chimia analitică. *Analele Romîno-Sovietice, Chimie* nr. 1, 1954, p. 14—30.
7. KOLTHOFF, I. M., GREGOR H. P. Polarografic and amperimetric determination of barium. *Anal. Chem.* 20, p. 541—545 (1948).
9. LEENHEER L., MAES L. Influence de la nature du sol sur l'étude comparative de la détermination de la capacité d'adsorption par différents liquides de percolation. *V-ème Congrès International de la Science du sol.* Leopoldville 1954.
10. MEHLICH A. Rapid estimation of base exchange properties of soil. *Soil Science* vol. 53, nr. 1—1942 p. 4—43.
11. MEHLICH A. Adsorption of Barium and Hydroxyl Ions by Soils and Minerals in Relation to pH. *Soil Science*, 1942, vol. 53, nr. 2, p. 115—124.
12. MEHLICH A. Effect of Type of Soil Colloid on Cation-Adsorption Capacity and Exchange the Hydrogen and Calcium as Measured by Different Methods. *Soil Science*, 1945, vol. 60, nr. 4, p. 289—304.
13. MEHLICH A. Determination of cation and anion exchange properties of soil. *Soil Science*, vol. 66, nr. 6, 4918, p. 129—111.
14. MEHLICH A. Rapid determination of cation and anion exchange properties and pH of soils. *Journal of. Ass. of Agric. Chemists* vol. 36, nr. 2 — 1953, p. 445—457.
15. METSON, A. J. Methods of Chemical Analysis for Soil Survey Samples. 1956. — New Zealand Department of Scientific and Industrial Research
16. PURI, A. N., UPAL, N. L. Base exchange in soils. *Soil Science* vol. 47, nr. 3—1939, p. 245—252.
17. SCOTT, W. W. Standard methods of chemical analysis, ediția a V-a, vol. I New York, 1950.
18. THUN, R., HERMANN R., KNICKMANN E. Methodenbuch, Bd. I. Die Untersuchung von Böden. Berlin — 1955.
19. THOMPSON G. J. Preliminary Note on a Suggested New Method for Exchangeable Bases in Calcareous Soils. *The Journal of Soil Science* 1953. vol. 4, nr. 2, p. 238—240.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ПРИМЕНИМОСТЬЮ МЕТОДА МЕЛИХ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОБМЕННОЙ КАТИОНОВОЙ ЕМКОСТИ И ОБМЕННЫХ КАТИОНОВ

Н. ФЛОРЯ, ЕЛЕНА СТОЙКА

(Краткое содержание)

В настоящей работе представлены исследования, проведенные над методом Мелиха для характеристики катионных обменных свойств почв, методом который использует для передвижения катионов раствор Cl_2Ba буферированный триэтаноламин—соляно кислая соль триэтанолamina при



$\text{pH} = 8,1$. Соображения авторов касаются уточнения условий вытяжки в случае почв, содержащих соли, при посредстве метода определения Ba^{+2} при наличии большого количества кальция и при установлении области применимости с хорошими результатами этого метода; проводится также параллель между полученными этим методом результатами с результатами полученными схожими методами.

Главные заключения выведенные в настоящей работе следующие:

— образ вытяжки предложенный Мелихом (1948) приводит к хорошим результатам только в случае выщелоченных (ненасыщенных) почв и почв содержащих растворимые соли, за исключением CO_3Na_2 и SO_4Ca , или содержащих сокращенные количества CO_3Ca и CO_3Mg . В случае почв, которые содержат CO_3Na_2 , или более 10—15% CO_3Ca , более 0,4—0,7% CO_3Mg авторы приходят к выводу, на основании проведенных исследований над образцами карбонатов и пробными образцами почв с добавкой карбонатов, что после проникновения раствором Cl_2Ba по Мелиху, имеет место возможно образование и удержание некоторых различных количеств CO_3Ba в массе материала; Ba^{+2} удержанный таким образом впоследствии перемещается одновременно с ионом Ba^{+2} удержанным коллоидальным комплексом и ошибочно установленным как обменная катионная емкость.

Во избежании этих погрешностей авторы предлагают изменение образа вытяжки, считая необходимым разложение и предварительное удаление вышеуказанных солей обработкой уксусной кислотой $\text{N}/2$ и перколяцией в продолжении уксуснокислым аммонием. Почвы, которые содержат SO_4Ca создают затруднения при проведении анализа, как последствие того обстоятельства, что при перколяции почвы Cl_2Ca для передвижения Ba^{+2} адсорбированный коллоидальным комплексом происходит и растворение SO_4Ca из почвы, которое блокирует большую часть перемещенного Ba^{+2} . Это обстоятельство приводит к меньшим результатам для катионной обменной емкости; для предупреждения этих недостатков, авторы находят необходимым предварительное удаление SO_4Ca перколяцией почвы уксусной кислотой или уксуснокислым аммонием до исчезновения ионов SO_4^{-2} .

На основании проведенных сравнительных исследований авторы устанавливают что самым эффективным и наиболее подходящим катионом для передвижения Ba^{+2} адсорбированного почвой остается ион Ca^{+2} (из раствора Cl_2Ca) предложенным Мелихом.

Варианты для передвижения адсорбированного Ba^{+2} растворами ClNH_4 , Cl_2Mg или ClH (предложенные различными исследователями для избежания наличия больших количеств Ca^{+2} наряду с Ba^{+2} обстоятельство, осложняющее дозировку Ba^{+2}) — не обеспечивают эффективное передви-



жение Ba^{+2} (варианты с $ClNH_4$ и с Cl_4Mg), или вызывают вторичные реакции (варианта с ClH), или не обеспечивают условия для точного определения Ba^{+2} под видом SO_4Ba (варианта с Cl_2Mg).

Для определения Ba^{+2} , смещенного из коллоидного комплекса (соответствующего величине T) при наличии избытка ионов Ca^{+2} , авторы провели опыты и предлагают гравиметрический метод дозировки Ca под видом CrO_4Ba с двойным осаждением (с целью исключить погрешности большого избытка ионов Ca^{+2}) и поларографический метод приспособленный Иосифом В., на основании метода Колтхоф и Грегор (1948). Для обоих методов были получены очень хорошие результаты для значения T_{Ba} .

Точность с которой определяются обменные основания: Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ в условиях выработки методом Мелиха, была проверена будучи проведены определения как над образцами почв, так и над растворами содержащими известные количества этих оснований. Авторами было установлено, что метод предложенный Мелихом для определения Ca^{+2} при одновременном осаждении Ca^{+2} и Ba^{+2} со смешанным реактивом, дает нерепродуктивные результаты с погрешностями, варьирующими между $-7,6$ до $+17,8$; Mg^{+2} , K^+ , Na^+ определены с достаточной точностью. Попытки, проведенные авторами выделить и дозировать Ca^{+2} как C_2O_4Ca , после предварительного удаления триэтаноламина через окисление и после удаления Ba^{+2} из раствора выделением SO_4Ba привели к результатам, подверженным отрицательным погрешностям (по причине удержания адсорбцией ионов Ca^{+2} и Cl^- преципитатом SO_4Ba), погрешности, которые варьируют между $-6,7$ и $11,3\%$.

Проведенные исследования над образцами почвы, содержащими карбонаты, а также на реперных образцах демонстрируют что метод Мелиха не может быть применен как метод для определения Ca^{+2} и Mg^{+2} , обменный в случае растворов карбонатов, так как предложил М. Л. Жексон (1952), так как происходит легкая растворимость CO_3Ca и повышенная CO_3Mg в условиях выработки метода. Необходимо подчеркнуть тот факт, что из природного доломита растворяется много меньше Ca^{+2} и Mg^{+2} в условиях этого метода.

Полученные значения для кислотности почвы методом Мелиха представляют как H^+ обменный, так и Al^{+3} мобильный. По этой причине в почвах содержащих Al^{+3} мобильный (почвы имеющие в общем $pH < 5$) значения кислотности почвы не могут быть сопоставимы значениям полученным методом уксусной калиевой соли при $pH = 8,3$; так как утверждает Мелих, значения кислотности этих почв превышает, в некоторых случаях обменную катионную емкость, (приводя к отрицательным значениям, без всякого смысла для степени насыщенности). Раствор представленный



Мелихом для получения H^+ обменный поправкой значений валовой кислотности, полученной этим методом (в случае почв с Al мобильным), со значением Al^{+3} определением в экстракте, не может привести к справедливым результатам для H^+ обменного, так как алюминий помимо формы $Al(OH)_3$, между pH 5 и 4,1 может принять и другие формы $Al(OH)^{++}$ или $Al(OH)_2^+$; по этой причине не возможно установить эквивалент между определенным количеством Al и соответствующей ему кислотности; применения метода Мелиха для определения H^+ обменного ограничено таким образом авторами только для почв с $pH > 5$.

Необходимо подчеркнуть очень хорошее воспроизведение результатов полученных методом Мелиха для определения кислотности почвы, независимо от pH — почвы; отсюда следует, что в случае почв, содержащих мобильный алюминий, переходят в раствор постоянные количества алюминия.

Полученные значения для обменной катионовой емкости методом Мелиха чувствительно равны значениям полученным суммированием итога изменяемых оснований перемещенных с уксуснокислым калием ($pH = 8,3$). По сравнению с обменной емкостью, полученной методом с уксуснокислым аммонием, полученная обменная емкость методом Мелиха является всегда большей на приблизительно 10—20%; значения полученные методом Мелиха соответствуют больше всего действительности.

Обменный водород, определенный методом Мелиха представляет большие на 10—15% значения, нежели значения, полученные методом уксуснокислым калием (в случае почв с $pH > 5$). Как следствие этого обстоятельства значения степени насыщения высчитанные данными полученными методом Мелиха оказываются на несколько процентов меньшими нежели значения высчитанные с использованием данных полученных другими методами.

В заключении авторы утверждают на основании проведенных исследований, что метод Мелиха может служить как очень точный метод, который дает справедливые результаты для катионной обменной емкости почв; метод становится применимым для всех типов почв, если изменяется экстракция в предложенном авторами смысле, в случае почв, которые содержат относительно большие количества карбонатов или содержат CO_3Na_2 , или SO_4Ca . Обменный водород может быть определен методом Мелиха только для почв с $pH > 5$, (которые не содержат мобильный Al); в почвах с $pH < 5$, содержащими мобильный алюминий, может быть получена этим методом валовая кислотность как наличием H обменным так и мобильным Al .



ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Вариация pH некоторого раствора триэтаноламина 2N (50 см). добавлением ClH N .

Рис. 2. — Вариация значений T_{Ba} и H_{Ba} в зависимости от количества раствора Cl_2Ba -TEA использованного при перемещении обменных катионов.

APPLICABILITÉ DE LA MÉTHODE MEHLICH POUR DÉTERMINER LA CAPACITÉ D'ÉCHANGE DES CATIONS ET LES CATIONS ÉCHANGEABLES

PAR

N. FLOREA, E. STOICA

(Résumé)

Les auteurs présentent une étude de la méthode Mehlich appliquée pour caractériser les propriétés d'échange des cations des sols. Cette méthode emploie le déplacement des cations par une solution Cl_2Ba tamponnée avec triéthanolamine — chlorhydrate de triéthanolamine, à $\text{pH} = 8,1$. Les recherches des auteurs portent sur: la précision des conditions d'extraction dans les sols renfermant des sels; la méthode de détermination du Ba^{+2} en présence d'une grande quantité de Ca et l'établissement du domaine d'applicabilité avec de bons résultats.

Sont comparés les résultats acquis par cette méthode avec les résultats obtenus par des méthodes similaires.

Les principales conclusions de ce travail sont les suivantes:

Le mode d'extraction proposé par Mehlich (1948) mène à de bons résultats seulement dans le cas des sols délavés (non saturés) et des sols contenant soit des sels solubles (excepté CO_3Na_2 et SO_4Ca) soit un taux réduit de CO_3Ca et CO_3Mg . Pour les sols avec CO_3Na_2 ou plus de 10—15% CO_3Ca , et plus de 0,4—0,7% CO_3Mg les auteurs — suivant les analyses sur des échantillons de carbonates et des échantillons de sol avec adjonction de carbonates — déduisent que la percolation avec une solution Cl_2Ba produit probablement la formation et la rétention de quantités variables de CO_3Ba par la masse du matériel. Le Ba^{+2} retenu est ultérieurement déplacé en même temps que l'ion Ba^{+2} retenu par le complexe colloïdal et faussement interprété comme capacité d'échange des cations. Pour éviter ces erreurs, les auteurs proposent la modification du mode d'extraction. En ce sens ils recommandent la décomposition et l'élimination au préalable des sels, par traitement à acide acétique N/2 et en continuation par percolation, avec acétate d'ammonium. Les sols qui contiennent du SO_4Ca présentent aussi des difficultés d'analyse, étant donné que pendant la percolation du sol par Cl_2Ca pour le déplacement de l'ion Ba^{+2} adsorbé dans le complexe colloïdal, a lieu également une solubilisation du SO_4Ca du sol, qui bloque une grande partie du Ba^{+2} déplacé. Ce fait mène à des résultats plus réduits



sur la capacité d'échange des cations. Pour éviter ces inconvénients, les auteurs prouvent la nécessité d'une préalable élimination du SO_4Ca par la percolation du sol avec l'acide acétique ou l'acétate d'ammonium, jusqu'à la disparition de l'ion SO_4^{2-} .

Basés sur des études comparatives, les auteurs montrent que le cation le plus efficace et le plus indiqué pour le déplacement du Ba^{+2} adsorbé par le sol, reste toujours l'ion Ca^{+2} (de la solution Cl_2Ca) proposé par Mehlich. Parmi les variantes pour le déplacement du Ba^{+2} adsorbé avec des solutions ClNH_4 , Cl_2Mg ou ClH (proposées par divers chercheurs pour éviter la présence d'une grande quantité de Ca^{+2} à côté du Ba^{+2} , fait qui rend plus compliqué le dosage du Ba^{+2}) les unes ne garantissent pas le déplacement efficace du Ba^{+2} (variantes avec ClNH_4 et Cl_2Mg), les autres provoquent des réactions secondaires (variante avec ClH) et d'autres n'assurent pas de conditions pour une détermination exacte du Ba^{+2} sous forme de SO_4Ba (variante à Cl_2Mg).

Pour la détermination du Ba^{+2} déplacé du complexe colloïdal (exprimé par la valeur T) en présence d'ions Ca^{+2} en excès, les auteurs ont expérimenté et proposent la méthode gravimétrique de dosage sous forme de CrO_4Ba à double précipitation (pour éviter les erreurs dues aux ions Ca^{+2} en excès) et la méthode polarographique adaptée par IOSOF V. d'après la méthode de KOLTHOFF et GREGOR (1948). Par ces méthodes on obtient d'excellents résultats pour la valeur T_{Ba} .

La précision de détermination des bases échangeables: Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ dans les conditions d'extraction de la méthode Mehlich a été vérifiée autant sur des échantillons de sol que sur des solutions contenant des quantités connues de ces bases. On a constaté que la méthode de Mehlich pour la détermination du Ca^{+2} par la précipitation concomitante des ions Ca^{+2} et Ba^{+2} avec un mélange de réactifs donne des résultats non reproductibles, avec des erreurs allant de $-7,6$ à $+17,8$; les ions Mg^{+2} , K^+ , Na^+ sont déterminés avec une précision suffisante. Les essais effectués par les auteurs pour séparer et doser l'ion Ca^{+2} sous forme de $\text{C}_2\text{O}_4\text{Ca}$, après l'élimination au préalable de la triéthanolamine par oxydation et l'élimination du Ba^{+2} par séparation sous forme de SO_4Ba , ont donné des résultats affectés d'erreurs négatives variant entre $-6,7$ et $-11,3\%$ (dues à la rétention — par adsorption — des ions Ca^{+2} et Cl^- dans le précipité).

Les recherches effectuées sur des échantillons de sol contenant des carbonates ainsi que sur des échantillons-témoins démontrent que la méthode Mehlich ne saurait être indiquée pour la détermination des ions Ca^{+2} et Mg^{+2} échangeables dans le cas des sols à carbonates —selon la proposition de M.L. JACKSON— (1952) — à cause de la solubilisation faible du CO_3Ca et intense du CO_3Mg dans les conditions d'extraction de cette méthode. Notons que dans la dolomie naturelle, le taux d'ions Ca^{+2} et Mg^{+2} solubilisés est beaucoup plus réduit dans les conditions créées par cette méthode.



Les valeurs obtenues pour l'acidité du sol par la méthode Mehlich représentent autant l' H^+ échangeable que l' Al^{+3} mobile. C'est pourquoi dans les sols contenant Al^{+3} mobile (sols à $pH < 5$) nous ne saurions établir une corrélation entre les valeurs de l'acidité du sol et les valeurs obtenues par la méthode avec acétate de potassium pour le $pH = 8,3$. Suivant l'affirmation de MEHLICH, les valeurs de l'acidité de ces sols dépassent, parfois, la capacité d'échange des cations (menant à des valeurs négatives, dépourvues de sens, du degré de saturation). Pour obtenir l' H^+ échangeable, MEHLICH propose la correction de la valeur de l'acidité totale (obtenue par cette méthode, dans le cas des sols à Al mobile) par la valeur Al^{+3} déterminé en excès. Toutefois, cette solution ne saurait mené à des résultats corrects, vu que l'aluminium outre la forme $Al(OH)_3$ entre pH 5 et 4,1 peut prendre aussi d'autres formes, telles que: $Al(OH)^{++}$ ou $Al(OH)_2^+$. C'est pourquoi, on ne peut pas établir une équivalence entre la quantité d'Al déterminée et l'acidité qui lui correspondrait et par conséquent les auteurs soutiennent que la méthode Mehlich peut être utilisée pour la détermination du H^+ seulement dans les sols ayant un $pH > 5$. Signalons la reproductibilité excellente des résultats obtenus par la méthode Mehlich pour l'acidité du sol, indifféremment du pH de ce dernier; il en résulte que dans les sols qui contiennent de l'aluminium mobile, des quantités constantes d'aluminium passent en solution.

Les valeurs obtenues pour la capacité d'échange des cations par la méthode Mehlich sont sensiblement similaires aux valeurs résultant de la somme des bases échangeables — déplacées avec acétate d'ammonium — et de l'hydrogène échangeable déterminé par percolation avec acétate de potassium ($pH = 8,3$). Comparée à la capacité d'échange obtenue par l'acétate d'ammonium, la capacité d'échange obtenue par la méthode Mehlich est toujours de 10—20% plus élevée; ce sont les valeurs acquises par la méthode Mehlich qui correspondent le plus à la réalité.

L'hydrogène échangeable déterminé par la méthode Mehlich présente des valeurs de 10—25% supérieures à celles obtenues par la méthode à acétate de potassium (dans le cas des sols à $pH > 5$). Par conséquent, les valeurs du degré de saturation calculées au moyen des données obtenues par la méthode de Mehlich sont de quelques pourcentages inférieures à celles calculées au moyen des données obtenues par d'autres méthodes.

En conclusion on peut affirmer que la méthode Mehlich représente une méthode très précise qui donne des résultats justes pour la capacité d'échange des cations des sols. La méthode est applicable à tous les types de sols si l'on modifie l'extraction dans le sens proposé par les auteurs pour les sols contenant du CO_3Na_3 et SO_4Ca ou des quantités relativement élevées de carbonates. L'hydrogène échangeable peut être déterminé par la méthode Mehlich seulement dans les sols à $pH > 5$ (sans Al mobile); dans les sols à $pH < 5$ contenant l'Al mobile, cette méthode permet d'obtenir l'acidité totale, due autant au H échangeable qu'Al mobile.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Variation du pH d'une solution de triéthanolamine 2 N (50 cmc) par adjonction de ClH N.

Fig. 2. — Variation des valeurs T_{Ba} et H_{Ba} en fonction de la quantité de solution de Cl_2Ba -TEA utilisée pour le déplacement des cations échangeables.

APPLICABILITY OF MEHLICH'S METHOD FOR THE DETERMINATION OF THE CATION EXCHANGE CAPACITY AND OF THE EXCHANGEABLE CATIONS

BY

N. FLOREA, E. STOICA

(Abstract)

In this paper the investigations on Mehlich's method for the determination of the properties of cation exchange in soils are exposed. In order to replace the cations, the method uses a Cl_2Ba solution buffered with tryethanolamine- chlorhydrate of tryethanolamine at pH 8,1.

The contribution of the authors refers to the specification of the extraction conditions for soils containing soluble salts, the method of determination for Ba^{+2} when a large amount of calcium is present and the stating of the applicability field of this method with good results. A comparison is given between the results obtained with this method and those given by similar methods.

The principal conclusions are:

Mehlich's method of replacement (1948) gives good results only for leached soils and for soils containing soluble salts — except CO_3Na_2 and SO_4Ca — or lower amounts of CO_3Ca and CO_3Mg . Based on researches carried out on carbonate samples and mixtures of soil with carbonates, the authors infer that when leached with a Cl_2Ba solution soils containing CO_3Na_2 , or more than 10—15% CO_3Ca or, over 0,4% to 0,7% CO_3Mg — the formation of variable amounts of CO_3Ba retained in the material mass, probably takes place. The Ba^{+2} ion retained in this way, is removed together with Ba retained by the colloidal complex and is erroneously determined as cation exchange capacity. In order to avoid these errors, the authors propose the modification of the extraction method, giving recommendations for the previous decomposition and removal of salts by treating the soils with acetic acid N/2 and leaching with ammonium acetate. Soils containing SO_4Ca present difficulties in the analysis, because when leaching the soils with Cl_2Ca for the replacement of Ba^{+2} adsorbed by the colloidal complex, a solubilization of SO_4Ca occurs, which precipitates a great part of the removed Ba^{+2} in soils. This fact leads to lower results for the



cation exchange capacity; therefore the authors recommend the previous removal of SO_2Ca by leaching the soils with acetic acid or ammonium acetate up to the disappearance of the SO_4^{2-} ion.

According to comparative studies, the authors show that the most efficient and proper cation for the removal of Ba^{+2} adsorbed the soils, is the Ca^{+2} ion (from the Cl_2Ca solution) proposed by MEHLICH. The removal of Ba^{+2} adsorbed with ClNH_4 , Cl_2Mg or ClH solutions (proposed by several research workers for avoiding the presence of high amounts of Ca^{+2} together with Ba^{+2} , which would affect the Ba^{+2} determination) provides neither the efficient removal of Ba^{+2} (the use of ClNH_4 and Cl_2Mg solution) nor the adequate conditions for an exact determination of Ba^{+2} in the form of SO_4Ba (variant with Cl_2Mg solution) or it produces secondary reactions.

For the determination of Ba^{+2} removed from the colloidal complex (corresponding to T value) when Ca^{+2} ions in excess are present in solution, the authors have experienced and hence suggest the gravimetric method of determination (the precipitation of Ba^{+2} in CrO_4Ba) with double precipitation (to avoid errors resulted from the high excess of Ca^{+2} ions) as well as the polarographic method adapted by Iosof V. after KOLTHOFF and GREGOR (1948). Both methods give exact T_{Ba} values.

The accuracy of the determination of exchangeable bases: Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ under the conditions of replacement given by the method of Mehlich was verified performing analyses both on soil samples and solutions containing known quantities of bases. The results obtained when using Mehlich's method for the determination of Ca^{+2} by the simultaneous precipitation of Ca^{+2} and Ba^{+2} with a mixture of reagent, are not reproducible; the errors ranging from $-7,6$ up to $+17,8$. Mg^{+2} , K^+ , Na^+ are determined with sufficient precision. The authors tried to separate and to determine Ca^{+2} in form of CrO_4Ca after the previous removal of tryethanolamine by oxidation and after the elimination of Ba^{+2} from the solution by separation as SO_4Ba . The results obtained were affected by negative errors (because of the adsorbtion of Ca^{+2} and Cl^- ions by the SO_2Ba precipitate) ranging from $-6,7$ to $-11,3\%$.

The analyses performed on samples of soils containing carbonates and on blanks as well, show that Mehlich's method is not adequate for the determination of exchangeable Ca^{+2} and exchangeable Mg^{+2} in soils containing carbonates as M. L. JACKSON proposed (1952) because of the slight solubilization of CO_3Ca and of the high solubilization of CO_3Mg . To note that from the natural dolomite, much less Ca^{+2} and Mg^{+2} were solubilized under the conditions of this method.

The values of soil acidity obtained by Mehlich's method represent both the exchangeable H and the mobile Al^{+3} . Therefore, in soils containing mobile Al^{+3} ($\text{pH} < 5$) the values obtained for soil acidity — with this method — cannot be compared with those acquired when the method using K — acetate at $\text{pH} = 8,3$ is applied. After MEHLICH, the values of the acidity of these soils exceed, in some cases, the capacity of cation exchange (leading to negative values for the degree of base saturation).

Mehlich's suggestion to correct the total acidity value obtained by this method (when soils have mobile Al^{3+} too) — with the value of mobile Al^{3+} determined in the leachate, cannot be applied for the exchangeable H^+ , because aluminium, besides the form $Al(OH)_3$ may occur also in other forms, such as: $Al(OH)^{++}$ or $Al(OH)_2^+$, at a pH ranging from 4,1 to 5; therefore no equivalence between the amount of Al determined and the corresponding calculated acidity could be stated, and this is the reason why the authors limit the application of Mehlich's method for the determination of exchangeable H^+ only to soils having a $pH > 5$. The results obtained by this method for soil acidity are quite reproducible for all pH values of the soil; hence for soils with mobile Al^{3+} constant quantities of Al^{3+} are mobilised in solution.

The values obtained for the cation exchange capacity by Mehlich's method are sensibly equal to those obtained when summing up the values of the exchangeable cations removed by ammonium acetate and the exchangeable hydrogen determined by percolation with K acetate ($pH = 8,3$).

A comparison of the values obtained for the exchange capacity in both methods, leads to the conclusion that Mehlich's method gives always values higher with 10—15%; the values established by Mehlich's method are those corresponding to reality.

The exchangeable hydrogen determined by Mehlich's method has values with 10 to 25% higher than those obtained by the potassium acetate method (when soil pH is above 5). Consequently the values of the degree of base saturation, acquired by Mehlich's method are some per cent lower than those calculated from data available by other methods.

In conclusion, the authors show that according to their studies, Mehlich's method represents a very accurate method giving very exact results for the cation exchange capacity of soils; this method becomes valid for all soil types if the extraction is modified as recommended by the authors for soils containing CO_3Na_2 , SO_4Ca or high amounts of Ca or Mg carbonate. The exchangeable hydrogen may be determined by Mehlich's method only for soils with $pH > 5$ (containing no mobile Al); for soils with $pH < 5$ and containing mobile Al, by means of this method the total acidity is computed, the latter being due both to the exchangeable H and the mobile Al.

EXPLANATION OF FIGURES

Fig. 1. — Variation of the pH of a 2N tryethanolamine solution (50 cm) by adjunction of N ClH.

Fig. 2. — Relation between T_{Ba} and H_{Ba} values and the amount of ClBa — TEA solution used for the removal of exchangeable cations.



SOLURILE REGIUNII ORAȘULUI BUCUREȘTI

DE

N. FLOREA, C. OANCEA, ANA CONEA, T. GOGOĂȘĂ¹⁾

TABLA DE MATERII

Condițiile fizico-geografice	198
Solurile	204
Cernoziomurile levigate	205
Cernoziomurile levigate freatic umede	208
Solurile cenușii de pădure	209
Solurile brun-roșcate de pădure	210
Solurile brun-roșcate de pădure podzolite	213
Lăcoviștile cernoziomice levigate	214
Solurile din depresiuni	214
Solurile aluviale	216
Alte soluri	218
Aspecte de geografia solurilor	218
Scurtă caracterizare agroproductivă	221

Acum mai bine de o jumătate de secol s-au pus, în București, bazele științei solului din patria noastră; cu toate acestea nu au fost întreprinse, așa cum ar fi fost de așteptat, cercetări pedologice detaliate în imediata vecinătate a orașului.

Cunoașterea amănunțită a solurilor din împrejurimile orașului București este o realizare recentă, — numai cu câțiva ani în urmă — care se încadrează în sarcina trasată de statul nostru democrat popular de cercetare multilaterală a tuturor regiunilor țării în vederea valorificării raționale a resurselor economice ale fiecărei regiuni.

¹⁾ Comunicare ținută la sesiunea Societății de științe naturale și geografic, secția geologie, în ședința din 6 XII 1959.



Aceste cercetări au împlinit o lipsă adînc resimțită nu numai în pedologie, ci și în agricultura țării noastre ¹⁾.

Condițiile fizico-geografice

Orașul București este așezat în centrul unității geomorfologice cunoscute sub numele de cîmpia Vlăsiei, sau, după unii geografi, cîmpia Bucureștilor, situată la tranziția dintre cîmpia Romîna de est, mai tînără și mai puțin fragmentată și cîmpia Romîna de vest, mai veche, mai fragmentată și în general mai bine drenată. Cîmpia Vlăsiei reprezintă o cîmpie de tranziție nu numai din punct de vedere geomorfologic, ci cum vom vedea și climatic și biogeografic.

Cîmpia Vlăsiei (Bucureștilor), cu altitudini de 60—100 m, este reprezentată în cuprinsul regiunii orașului București prin părți din interfluviile Argeș — Dîmbovița, Dîmbovița — Ialomița (mai precis Dîmbovița — Mostiștea) și din luncile Argeșului și Dîmboviței. Aceste două interfluvii prezintă unele caractere geomorfologice comune, dar și unele deosebiri, importante mai ales pentru explicarea variației înregistrate în învelișul de sol. Ele prezintă o înclinare generală NW—SE, dar și una mai slabă, NE—SW. Sînt fragmentate (mai puțin interfluviul Argeș — Dîmbovița și mai mult cel dintre Dîmbovița și Ialomița) de văi secundare adîncite, care sînt orientate, ca și văile principale (Dîmbovița, Argeșul) pe direcția NW—SE. Fiecare interfluviu este bordat, mai mult sau mai puțin continuu, pe marginea lui sud-estică, de o terasă foarte tînără, care corespunde, ca vîrstă și altitudine, terasei inferioare a rîurilor din cîmpia Romîna ²⁾. Așa dar cele două rîuri care străbat teritoriul regiunii orașului București au văi asimetrice: pe malul stîng sînt însoțite de un nivel de terasă (de 6—12 m), care în acest sector nu depășește 5 km lățime, iar malul drept, lipsit de terase coboară abrupt spre luncă. Totuși există și o excepție: în dreptul comunei Bălăceanca, din imediata vecinătate a orașului, s-a păstrat și pe malul drept al Dîmboviței un fragment din această terasă.

Care sînt caracterele proprii fiecărui interfluviu? Interfluviul dintre Argeș și Dîmbovița este un cîmp îngust, relativ adînc fragmentat, și din această cauză mai bine drenat. Se pare totuși că această drenare este relativ recentă, după cum o indică solurile întîlnite ca și adîncimea actuală a nivelului acvifer freatic: 6—8 m în centrul interfluviului. Numeroase crovuri sînt caracteristice pentru acest cîmp. În cîmpul dintre Argeș și Dîmbovița se recunosc două subunități: cîmpul Popești-Leordeni,

¹⁾ Prezenta lucrare a fost întocmită pe baza cercetărilor pedologice efectuate în cadrul Comitetului geologic în anul 1954 la care au participat: N. FLOREA, M. SPIRESCU, T. GOGOĂȘĂ, C. OANCEA, ANA CONEA, C. TUTUNEA, AL. CUCUTĂ și M. MEDVEDIUC.

²⁾ După P. COTEȚ (Unele date privind geomorfologia zonei orașului București. *Probleme de geografie*. Vol. X. 1963) pe partea stîngă a Dîmboviței nu s-au format decît local, pseudoterase de eroziune.



fragmentat de valea Cîlnăului și valea Mamina, și cîmpul Militari — Domnești. Între acestea se constată mici deosebiri în gradul și mai ales adîncimea de fragmentare și în adîncimea apelor freatice. Interfluviul dintre Dîmbovița și Mostiștea este mult mai lat, iar cea mai mare parte a sectorului situat în nordul orașului București se prezintă ca o largă zonă depresionară, insuficient drenată, în care își au obîrșia un mănunchi întreg de văi dintre care Pasărea, Mostiștea, ca și văile care adăpostesc complexul lacustru Snagov. Singura porțiune mai bine drenată este micul interfluviu dintre Dîmbovița și Colentina. La sud de șoseaua București — Afumați, cîmpia este, însă, din ce în ce mai drenată și crovurile își fac din nou apariția. De aceea în cîmpia de la nordul orașului putem deosebi trei subunități, cu caractere specifice: cîmpul Chitila — Băneasa, dintre Dîmbovița și Colentina, îngust și bine drenat, deși nefragmentat, cu puține crovuri; cîmpul Dudești — Pantelimon, slab fragmentat, totuși relativ bine drenat cu numeroase crovuri; cîmpul Hagiești, nefragmentat, destul de drenat, presărat cu crovuri și cîmpul Otopeni — Dimieni, practic nefragmentat, lipsit de crovuri, dar care se caracterizează în schimb prin existența largilor depresiuni de obîrșie ale văilor amintite, în care nivelul acvifer freatic este la adîncime mică. Suprafețe cu apa freatică la adîncimi mai mari de 5 m se întîlnesc în ultimul cîmp într-o proporție mică și sînt situate mai ales de-a lungul Colentinei, care exercită o acțiune de drenaj pe o fișie lată de cîțiva km.

Lunca Argeșului (în parte comună cu a Sabarului), largă și bine individualizată, prezintă caracterele unei lunci mai evolute și se dezvoltă în special pe partea stîngă a râului. Microrelieful ei este constituit din formele de relief caracteristice oricărei lunci: albiu părăsite, belciuge, bălți, grinduri, etc. De-a lungul cursului său actual, Argeșul a depus cantități mari de aluviuni, astfel încît lunca din apropierea albiei este mai înaltă. Lunca de sub terasă, deși străbătută parțial de Sabar, formează sectorul cel mai coborît, pe alocuri cu suprafețe înmlăștinite.

Lunca Dîmboviței prezintă, în urma drenării și nivelării ei pe întregul sector cuprins în limitele regiunii orașului București, o mare uniformitate, atît ca microrelief cît și ca soluri.

În ceea ce privește constituția geologică, reținem în deosebi faptul că depozitele cuaternare au o grosime mare în întreaga cîmpie a Bucureștiului. Sedimentele de suprafață, care ne interesează în legătură cu formarea solurilor, sînt alcătuite în cîmpuri și terase din depozite fine (luturi — argile nisipoase) de grosimi variabile așezate pe un banc de pietrișuri și nisipuri depuse de ape cu un vădit caracter torențial; în luncă sedimentele de suprafață sînt foarte variate sub raportul alcătuirii granulometrice (de la nisipuri sau pietrișuri pînă la argile), atît pe orizontală cît și pe verticală.

Depozitele fine de pe cîmpuri și terase au fost considerate pînă nu demult ca adevărate loessuri. În prezent majoritatea cercetătorilor admit că aceste depozite sînt numai asemănătoare loessului. Rezultatele analizei granulometrice a acestor



depozite indică o compoziție mult deosebită de cea a loessului tipic (în general mai fină sau cu fragmente de pietriș mărunț în masa materialului fin). Ca origine par a fi depozite deluvial-proluviale.

Sedimentele pe care se formează solurile din regiunea orașului București pot fi împărțite astfel:

Depozite loessoide deluvial-proluviale;

Depozite fine de terasă, subțiri (1—3 m), așezate pe depozite grosiere de terasă (nisipuri și pietrișuri);

Depozite aluviale, variate ca textură la suprafață și în adâncime;

Depozite deluvial-coluviale.

Depozitele deluvial-proluviale loessoide se întâlnesc pe cîmpurile celor două interfluvii menționate și au grosimi variate, fiind în general mai groase pe latura nordică a interfluviului. Caracteristică pentru cîmpuri este existența a două orizonturi de depozite loessoide deluvial-proluviale separate prin existența unei benzi de culoare brună închisă cu nuanță roșiatică, care reprezintă un sol îngropat, asemănător solului brun-roșcat de pădure actual (ceea ce dovedește că și în trecutul relativ apropiat în această zonă au existat condiții bioclimatice relativ asemănătoare celor de azi). Pe terase lipsește solul îngropat.

Sub raportul granulometric, depozitele loessoide deluvial-proluviale din cîmpia Bucureștiului se caracterizează prin următoarea compoziție: nisip grosier de la 0,01—0,2% pînă la 1,5—2%; nisip fin 20—36%; praf 20—27%; argilă (< 0,002 mm) 24—34% (sau 30—44%, recalculat la partea silicată). Conținutul de argilă fizică variază în medie între 37—47% (sau 46—57% recalculat la partea silicată); corespunde în clasificarea Kacinski texturii lut greu. Depozitele sînt carbonatice, conținînd cca 11—20% CO_3Ca (în orizontul C al solului). În cadrul fiecărui interfluviu se observă o anumită variație în alcătuirea granulometrică. Astfel, datele analitice arată că pe interfluviul de la sud de București conținutul de nisip grosier scade continuu de la 1,5—2% în partea vestică la 0,2—0,3% în partea estică, fapt ce este în concordanță cu origina deluvial-proluvială a depozitului; același lucru se constată și pe interfluviul de la nord de București; în plus se observă o creștere a fracțiunii fine (argilă, praf) în depozitele deluvial-proluviale din zona depresionară, slab drenată, din nordul orașului București.

Depozitele fine de terasă, care au pe alocuri aspect de depozit loessoid, apar pe terasele Dîmboviței și Argeșului. Ele au în general o grosime redusă, în medie 1,5—3 m, după care trec în nisipuri și pietrișuri; pe alocuri grosimea lor este mult mai mică și chiar în materialul fin de la suprafață apar fragmente scheletice (pietriș).

În ceea ce privește granulometria, apar diferențe clare între depozitele fine de terasă și depozitele deluvial-proluviale. Depozitele fine de terasă sînt mai bogate în fracțiunile grosiere (nisip grosier și fin) și mai sărace în fracțiunea fină. În medie ele conțin: nisip grosier 6—19%; nisip fin 28—45%; praf 10—18%; argilă 20—23%



(sau recalculat la partea silicată 21—32%). Conținutul de argilă fizică ($< 0,01$ mm) este de 23—32% (sau recalculat la partea silicată, între 25—43%), corespunzând în scara Kacinski texturii lut mediu și lut ușor. Ca și depozitele deluvial-proluviale sînt carbonatice, conținînd în medie 16—20% CO_3Ca (în orizontul C al solului).

Depozitele aluviale se întîlnesc în luncile Argeșului și Dîmboviței. Cele din lunca Dîmboviței, mai vechi în general decît cele din lunca Argeșului, sînt relativ mai uniforme ca textură, la suprafață dominînd textura mijlocie și grea. În lunca Argeș-Sabar, depozitele sînt mult mai variate atît în suprafață cît și în adîncime adeseori trecîndu-se repede la pietrișuri și sînt de obicei lipsite sau sărace în carbonați.

Depozitele deluvial-colviale au o răspîndire relativ redusă, apărînd pe văile secundare, aproape inactive, care străbat interfluviile. Sînt formate, evident, din material fin (remaniat pe pantă din depozitele deluvial-proluviale ale cîmpului sau din depozitele fine de terasă).

În ceea ce privește adîncimea apei freatice și chimismul acesteia, cîmpia Bucureștilor prezintă cîteva aspecte interesante. Din punct de vedere pedologic, interesează în primul rînd stratul acvifer freatic situat la mică adîncime care ar putea să exercite o puternică influență în geneza și evoluția solului. Pe teritoriul regiunii orașului București deosebim 3 unități cu apă freatică la mică adîncime:

Lunca Argeșului unde această adîncime se menține între 0 și 3 m, astfel că solurile care se întîlnesc în această luncă, în majoritatea lor gleizate, se formează și evoluează sub influența mai slabă sau mai intensă a apei freatice;

Lunca Dîmboviței, în care adîncimea apei freatice variază între 0—3 m, producînd același proces de gleizare a solurilor. Există însă o diferență între regimul hidrologic al luncii Argeșului și cel al luncii Dîmboviței. În timp ce atît Argeșul cît și Sabarul se revarsă periodic, împrăștiînd cu aluviuni noi unele porțiuni din luncă și alimentînd stratul acvifer și solurile cu apă de revărsare, Dîmbovița, al cărei curs a fost îndiguit și regularizat pe întregul parcurs de pe teritoriul regiunii orașului București, nu mai revarsă. Există însă aceeași strînsă legătură între variația nivelului rîului și a stratului acvifer freatic în lunca Argeșului, ca și în lunca Dîmboviței;

Cîmpul Otopeni — Dimieni, în care domină suprafețele cu apă freatică la adîncimi mai mici de 5 m și în care întîlnim cernoziomuri levigate de fineață (freatic umede) și pe alocuri chiar soluri cernoziomice levigate de fineață.

În restul cîmpiei Bucureștilor, pe terase și pe cîmpuri, nivelul stratului freatic acvifer se adîncește, depășind adîncimea subcritică¹⁾. Pe cîmpurile drenate apa freatică se găsește la adîncimi variabile între 7—15 m, sectorul cel mai drenat fiind fișa de cîmp de pe dreapta luncii Dîmbovița. Pe terase, nivelul acvifer freatic se menține

¹⁾ Adîncimea maximă de la care apa freatică poate influența regimul hidric al solului, putînd aproviziona solul și plantele cu apă fără a provoca salinizarea orizonturilor superioare ale solului (N. FLOREA, 1954).



între 6—10 m. Totuși, la contactul dintre terasa Argeșului și cîmp se mai întîlnesc încă suprafețe în care adîncimea apei freatice nu depășește 5 m, caracterizate din punct de vedere pedologic prin prezența cernoziomurilor levigate freatic umede.

În mineralizarea și compoziția chimică a apelor freatice din diferitele unități geomorfologice apar unele deosebiri (tabelul nr. 1). Interfluviul Argeș — Dîmbovița se caracterizează prin cele mai slab mineralizate ape freatice, ce conțin între 0,275 și 0,540 g reziduu sec la litru; în compoziția lor chimică predomină net bicarbonații de calciu sau de calciu și magneziu. Interfluviul de la nord de București, prezintă ape freatice ceva mai mineralizate, care conțin 0,490—1,275 g reziduu sec la litru; compoziția lor chimică după anioni, este de tip bicarbonatic sau bicarbonato-cloruric iar după cationi, calcic sau calco-magnezic și uneori mixt, însă cu predominarea calciului. Remarcăm tendința de creștere a mineralizării apelor freatice în zona slab drenată a cîmpului Otopeni unde apar ape cu mineralizări în jurul a 1 g/l, în a căror compoziție natriul începe să aibă rolul principal între cationi, fapt care ar putea provoca o solonețizare, cel puțin în adîncime, a solurilor.

În lunci și văi mineralizarea apelor freatice este destul de variată fiind cuprinsă, după datele pe care le avem, între 0,460 și 1,113 g/l; de asemenea este variată și compoziția lor chimică, tipul de mineralizare după anioni variînd de la bicarbonatic la bicarbonato-cloruric și bicarbonato-sulfatic uneori chiar sulfato-cloruro-bicarbonatic (mixt), iar tipul predominant de mineralizare după cationi de la calco-magnezic la cel mixt, cu predominarea calciului. Remarcăm totodată conținutul relativ ridicat de Ca în comparație cu Na al apelor freatice din lunci, fapt care le conferă calitatea de a fi bune pentru irigat.

Se constată de asemenea în aproape toate probele de apă analizate prezența unor cantități relativ ridicate de NO_3 , fapt care trebuie pus în legătură cu densitatea mare a așezărilor omenești în această regiune.

Asupra climei orașului București nu insistăm, deși cunoaștem importanța factorului climatic în formarea solurilor. Vom reține numai datele principale și anume: temperatura medie anuală variază în jur de $10,8^\circ$ — $10,9^\circ$. Cinci luni pe an au temperaturi medii peste 10° , cinci luni sub 10° , iar două luni sub 0° . Temperatura maximă absolută înregistrată este de $41,1^\circ$ (București — Filaret — 20.VIII.1945) iar minima absolută — $30,5^\circ$ (4.I.1888). În general se constată înregistrarea unor temperaturi mari în perioada în care o mare parte din prășitoare se găsesc în plină perioadă de vegetație (temperaturi mari care coincid uneori și cu perioadele de secetă) și geruri mari în unele ierni, care periclitează semănăturile de toamnă, dacă nu sînt acoperite de zăpadă. Suma temperaturilor medii zilnice în perioada de vegetație (mai—septembrie) depășește 3300° , ceea ce însemnează că sînt acoperite cu prisosință cerințele plantelor, chiar a soiurilor de orez timpuriu.

Precipitațiile sînt destul de abundente înregistrîndu-se anual 550 mm precipitații (584 mm București — Filaret), cele mai multe ploii căzînd vara — 212 mm —



TABELUL 1

Cîteva date asupra compozitiei chimice a unor probe de ape freatice din regiunea oraşului Bucureşti

Nr. curent	Localizare	Reziduu sec la 180° g/l	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	Fe ⁺⁺	H ₂ SiO ₃ g/l	CO ₂ g/l	Total săruri g/me la l.	Recoltate de: Analizate de:
			g/me la litru											
Interfluviul Argeş-Dimboviţa														
1	8 km ENE Berceni	0,279	0,024	0,268	0,016	0,007	0,067	0,019	0,011	0,0003	0,026	0,013	0,451	Serv. Hidrogeologie V. CRASU
			0,387	4,400	0,450	0,146	3,350	1,538	0,484	0,011				
2	3 km NNE Berceni	0,301	abs.	0,329	0,014	0,007	0,065	0,022	0,020	0,0004	0,028	0,033	0,519	Serv. Hidrogeologie G. PITULESCU
			5,400	0,400	0,137	3,250	1,785	0,888	0,143	0,0001				
3	V Popeşti-Leordeni	0,344	0,020	0,339	0,007	urme	0,068	0,029	0,007	0,0001	0,005	0,009	0,483	Serv. Hidrogeologie S. REPANOVIC
			0,323	5,548	0,197	3,393	2,38	0,294	0,004	0,0006				
4	Măgurele — satul Virteju	0,350	0,010	0,384	0,007	0,017	0,086	0,033	0,0001	0,0006	0,021	0,031	0,589	Serv. Hidrogeologie I. PANDELE
			0,161	0,300	0,203	0,344	4,300	2,681	0,0056	0,021				
5	Măgurele — satul Filipescu	0,430	0,006	0,406	0,011	0,017	0,088	0,036	0,0004	urme	0,018	0,018	0,605	Serv. Hidrogeologie I. PANDELE
			0,097	6,650	0,305	0,344	4,400	2,976	0,0191	0,018				
6	Militari	0,274	0,020	0,268	0,012	0,026	0,090	0,010	0,006	0,0004	0,017	0,018	0,468	Serv. Hidrogeologie V. CRASU
			0,320	4,400	0,350	0,550	4,500	0,850	0,257	0,013				
7	S Berceni (apă din izvorul Vilcelului afluent al Cociocului)	0,476	0,026	0,470	0,018	0,017	0,070	0,060	0,011	0,0006	0,026	0,018	0,716	Serv. Hidrogeologie I. PANDELE
			0,419	7,700	0,508	0,346	3,500	4,961	0,491	0,0214				
8	S Progresul (bariera CFR)	0,540	0,050	0,439	0,009	0,066	0,146	0,012	0,032	0,0001	0,026	0,026	0,806	Serv. Hidrogeologie I. PANDELE
			0,806	7,200	0,254	1,370	7,300	0,992	1,336	0,0035				
Interfluviul Dimboviţa-Ialomiţa														
9	2,5 km S Otopenii de sus	0,489	0,060	0,451	0,032	urme	0,106	0,036	0,029	0,0001	0,009	0,009	0,726	Serv. Hidrogeologie S. REPANOVICI
			0,968	7,398	0,888	5,289	2,969	0,992	0,0035	0,0001				
10	M-rea Căldăruşani	0,566	0,124	0,598	0,041	0,021	0,092	0,082	0,047	0,0002	0,029	0,058	1,086	Serv. Hidrogeologie V. CRASU
			2,00	9,800	1,150	0,430	4,600	6,750	2,023	0,0070				
11	Chitila E	0,664	0,052	0,320	0,100	0,054	0,144	0,033	0,004	0,0010	0,005	0,044	0,756	Serv. Hidrogeologie S. REPANOVICI
			0,839	5,248	2,815	1,122	7,186	2,673	0,161	0,0035				
12	ENE Colentina (la linia CF Constanţa pe şos. Bucureşti — Urziceni)	0,666	0,007	0,540	0,025	urme	0,096	0,046	0,024	0,0004	0,005	0,033	0,776	Serv. Hidrogeologie S. REPANOVICI
			0,110	8,847	0,691	4,790	3,816	1,027	0,0143	0,0004				
13	ESE Dudeşti — Cioplea	0,676	0,109	0,342	0,089	0,069	0,140	0,040	0,024	0,0001	0,004	0,009	0,825	Serv. Hidrogeologie S. REPANOVICI
			1,758	5,598	2,519	1,430	6,986	3,273	1,042	0,0040				
14	N Otopenii de sus	0,754	0,081	0,666	0,060	0,036	0,136	0,009	0,164	0,0004	0,021	0,062	1,233	Serv. Hidrogeologie V. CRASU
			1,300	10,900	1,700	0,740	6,800	0,700	7,127	0,0130				
15	Mogoşoaia	1,272	0,100	0,509	0,230	0,093	0,063	0,034	0,286	0,0001	0,010	0,009	1,333	Serv. Hidrogeologie S. REPANOVICI
			1,613	8,347	6,473	1,926	3,144	2,771	12,439	0,0035				
Lunci														
16	Copăceni — 0,5 km V satul Varlaam	0,455	0,020	0,525	0,018	0,006	0,082	0,050	0,030	0,0002	0,026	0,176	0,774	Ser. Hidrogeologie OLIMPIA ALBU
			0,323	8,599	0,499	0,119	4,097	4,112	1,323	0,0070				
17	30 Decembrie pe şos. Bucureşti — Giurgiu	0,460	urme	0,342	0,032	0,066	0,080	0,018	0,055	0,0002	0,018	0,022	0,633	Serv. Hidrogeologie I. PANDELE
			5,600	0,115	1,370	4,000	1,488	2,389	0,0070	0,0002				
18	Copăceni — satul Sf. Ion	1,113	0,030	0,244	0,163	0,349	0,204	0,047	0,057	0,0002	0,013	0,009	1,114	Ser. Hidrogeologie OLIMPIA ALBU
			0,484	3,999	4,600	7,264	10,200	3,668	2,472	0,0070				
19	N Chiajna	0,781	0,062	0,482	0,071	0,056	0,144	0,051	0,015	0,0002	0,020	0,040	0,940	Serv. Hidrogeologie V. CRASU
			1,000	7,900	2,000	1,160	7,200	4,200	0,653	0,0070				
20	Pantelimon — 100 m E podul Colentina	0,613	0,050	0,348	0,072	0,048	0,124	0,039	0,002	0,0010	0,008	0,011	0,7016	Serv. Hidrogeologie S. REPANOVICI
			0,806	5,698	2,025	0,993	6,188	3,224	0,108	0,0035				

în cantitate relativ suficientă pentru culturile agricole; cu toate că există o oarecare variație a cantității de precipitații de la an la an și o repartitie nu prea uniformă în cursul unui an, totuși — este bine cunoscut — recoltele obținute în jurul orașului București sînt oarecum constante, suferind mai puțin de pe urma secetelor periodice.

Așadar, clima orașului București nu este nici atît de secetoasă, ca cea a stepei și chiar silvostepii din E și S, dar nici atît de ploioasă ca cea a zonei de pădure din nordul sau nord-vestul cîmpiei Romîne. Temperaturile mijlocii anuale indică de asemenea așezarea orașului într-o zonă de trecere de la temperaturile mai ridicate (peste 11°) din sudul cîmpiei, către cele mai scăzute din nord (sub 10°).

Vegetația este reprezentată prin elementele silvostepii și pădurii (pe cîmp și terase) și prin asociații de locuri umede (pe văi). Atît în vegetația arborescentă, cît și în cea ierboasă, se remarcă zona largă de tranziție de la cernoziomul levigat (degradat textural) la solul brun-roșcat de pădure, pusă în evidență prin prezența stejarului brumăriu (*Quercus pedunculiflora*) pe cernoziomul levigat la marginea estică a regiunii și a stejarului, gîrniței și cerului (*Quercus robur*, *Q. frainetto* și *Q. cerris*) pe solul brun roșcat de pădure. Vegetația ierboasă indică de asemenea această tranziție, care poate fi observată și în vegetația crovurilor.

În cuprinsul cîmpiei Bucureștilor vegetația arborescentă s-a păstrat numai pe interfluviul Argeș — Dîmbovița, fiind reprezentată prin pădurile: Pustnicul, Pante-limon, Andronache, Crețulescu, Tunari, Afumați, Dascălu, Băneasa, Mogoșoaia. Aceste păduri sînt alcătuite din asociația de *Quercus robur* cu *Carpinus betulus* și *Tilia argentea* alături de care apar *Quercus cerris* și *Q. frainetto*, ce devin specii dominante pe măsură ce cîmpul este mai drenat (pădurea Pustnicul).

Subarboretul este reprezentat prin speciile: *Cornus mas*, *Acer tataricus*, *Ligustrum vulgare*.

Pe parterul pădurii speciile ierboase mai reprezentative sînt: *Euphorbia amygdaloides*, *Lamium galeobdolon*, *Asarum europaeum*, *Polygonatum latifolium*, *Pulmonaria officinalis*, *Aegopodium podagraria*, *Sanicula europaea*, *Convalaria majalis*, *Asperula odorata*, *Lithospermum purpureo-coeruleum*, *Poa pratensis*, *Poa nemoralis*, *Dactylis glomerata*, *Carex divulsa*, *Brachypodium silvaticum*, *Calamintha silvatica*, *Glechoma hederacea*, *Ajuga reptans*, *Carex pilosa*, *Circaea lutetiana*, *Geranium robertianum*, *Geranium phaeum*, *Genista tinctoria*.

În poeni se întîlnesc frecvent: *Potentilla argentea*, *Salvia pratensis*, *Andropogon ischaemum*, *Teucrium chamaedris*, *Fragaria viridis* etc. În pădurile din nord situate pe suprafețe cu apă freatică la adîncimi mici, elementele fagului sînt predominante în vegetația ierboasă. La sud-est, sud și vest de București pădurile lipsesc atît în cuprinsul subzonei cernoziomului levigat cît și în zona solului brun-roșcat de pădure.

În lunca Argeșului, s-au păstrat încă zăvoaie, în general de-a lungul cursului apei, precum și păduri de șleau de luncă (cu *Q. robur*).



Atît buruienile din culturi (segetalele) cît și vegetația islazurilor intens ruderalizate, nu prezintă variații care să poată fi puse în legătură cu condițiile de sol, relief sau rocă, exceptînd cîteva specii mai răspîndite pe solurile podzolite: *Gypsophila muralis*, *Trifolium arvense* și *Gnaphalium uliginosum* sau unele specii întîlnite de obicei pe cernoziomuri: *Salsola ruthenica* și *Polygonum convolvulus*.

Islazurile sînt așezate pe versanții dintre cîmpul înalt și luncă, suprafața lor fiind destul de redusă. Sînt ruderalizate datorită pășunatului excesiv, practicat în cea mai mare parte a anului. Prin pășunatul excesiv s-au intensificat condițiile de ariditate, dînd posibilitate vegetației stepice (asociația cu *Poa bulbosa*) să se instaleze. Specii mai răspîndite sînt: *Poa bulbosa*, *Andropogon ischaemum*, *Polygonum aviculare*, *Cynodon dactylon*, *Polycnemum arvense* etc.

Vegetația depresiunilor de pe cîmpul înalt se deosebește în funcție de zonele de soluri. În depresiunile din cuprinsul unităților de cernoziom foarte puternic levigat se întîlnesc printre altele: *Gypsophila muralis*, *Matricaria inodora*, *Gnaphalium uliginosum*. Depresiunile din zona solului brun-roșcat de pădure au vegetația deosebită după cum sînt uscate în timpul verii sau țin apă cea mai mare parte din an. În depresiunile uscate în timpul verii se dezvoltă asociații cu: *Gypsophila muralis*, *Gnaphalium uliginosum*, *Mentha pulegium*, *Lindernia pixidaria*, *Gratiola officinalis*, *Peplis portula*. Pentru depresiunile cu apă în cea mai mare parte a anului sînt caracteristice speciile: *Heleocaris palustris*, *Elatine alsinastrum*, *Isolepis supina*, *Alisma plantago*, *Lythrum hyssopifolis*, *Lysimachia nummularia*, la care se adaugă speciile din depresiunile uscate în timpul verii.

Cursul Dîmboviței la sud-est de București este canalizat, întreaga suprafață a luncii, cu mici excepții, fiind utilizată pentru grădinării și culturi de cereale.

Văile Colentina și Pasărea, văi «tip Mostiștea», ca și unele porțiuni din lunca Argeșului și Dîmboviței sînt acoperite în cea mai mare parte cu bălți și lacuri, în jurul cărora se dezvoltă: *Phragmites communis*, *Tipha latifolia*, *Azola caroliniana*, *Cyperus serotinus*, *Bidens cernuus*, *Polygonum hydropiper*, *Lythrum salicaria*, *Butomus umbellatus*, *Agrostis alba*, *Trifolium fragiferum*, *Gratiola officinalis* etc.

Solurile

În condițiile naturale menționate, s-au format ca soluri zonale, cernoziomul levigat și solul brun-roșcat de pădure. Cea mai mare parte din suprafața regiunii orașului București aparține zonei solului brun-roșcat de pădure. Numai pe o mică parte a teritoriului, în sectoarele sud-estic și nord-estic, se întîlnește zona cernoziomului levigat, avînd însă aci caractere de tranziție spre cea a solului brun-roșcat de pădure. Cu toate acestea învelișul de sol al regiunii orașului București nu este deloc uniform. Variațiile de microrelief, în unele cazuri, sau prezența apei freatice la adîncimi mici, în alte cazuri, au determinat modificarea acțiunii factorilor zonali (clima și vegetația)



asupra sedimentului de solificare, fapt care a dus la formarea unor soluri diferite de cele zonale. Astfel au luat naștere în micile depresiuni ale reliefului — în crovuri sau văi fără scurgere — de pe câmpurile drenate, solurile dernopseudogleice și cernoziomurile levigate de depresiune. Pe câmpurile nedrenate, sub influența straturii acvifer freatic situat la mică adâncime, s-au format cernoziomurile levigate de fîneață (freatic umede), care devin predominante în unele sectoare, iar pe văile cu apă freatică la adâncimi foarte mici, au luat naștere chiar lăcoviști.

În cuprinsul luncilor care străbat teritoriul orașului București pe depozite relativ recente, întîlnim soluri puțin evolute, specifice acestor condiții: aluviuni și soluri aluviale în diferite grade de solificare și gleizare.

Cernoziomurile levigate. Cernoziomurile levigate ocupă suprafețe relativ mici situate în partea de NE și SE a regiunii orașului București (cîmpul Hagiești și sectorul Berceni). Ele sînt reprezentate mai ales prin cernoziomuri levigate puternic și cernoziomuri levigate foarte puternic, care caracterizează extremitatea vestică a zonei cernoziomurilor levigate din cîmpul Mostiștei sau cîmpul Frumușani din interfluviul Argeș — Dîmbovița (10—11°C și 480—520 mm precipitații). Cernoziomurile levigate mediu apar numai pe pantele (ușor înclinate) de la originea văii Belciugatele.

Roca de solificare este constituită din depozite loessoide fine, care spre adâncime (la 3—4 m uneori) trec într-un sol îngropat.

Nivelul hidrostatic freatic se află, în genere, la adâncimi de 6—10 m; în cîmpul Hagiești coborîrea nivelului hidrostatic este legată de adîncirea treptată a văii Păsăruica, ce are o influență drenantă cu caracter local în cadrul influenței generale de drenaj exercitate de valea Mostiștei (la Lilieci, pe Mostiștea, nivelul hidrostatic freatic se află la 17—18 m).

Pădurile de pe aceste soluri sînt alcătuite predominant din *Quercus pedunculiflora*, alături de care apar rar și *Q. frainetto*, *Q. cerris* și *Q. robur*; pădurile au în general covor ierbos.

Profilul cernoziomurilor levigate prezintă un orizont A — asemănător cu al cernoziomurilor — de culoare închisă și bine structurat, urmat de un orizont B bine diferențiat coloristic și structural; orizontul C cu acumulare de carbonați apare la adâncimi variabile, de obicei sub 95—100 cm în regiunea orașului București. După dezvoltarea orizontului B, «gradul de spălare» a carbonaților și caracterele orizontului A, cernoziomurile levigate din împrejurimile Bucureștilor au fost împărțite în: cernoziomuri levigate moderat, cernoziomuri levigate puternic și cernoziomuri levigate foarte puternic.

În general aceste cernoziomuri levigate au un conținut moderat de humus, numai cele foarte puternic levigate pot fi și slab humifere. Sub păduri, cernoziomurile levigate prezintă de obicei o slabă pudrare cu silice pe suprafața agregatelor structurale, ceea ce denotă începutul procesului de podzolire.



Cernoziomurile levigate moderat de pe cîmpul Hagiești ocupă suprafețe foarte reduse pe relieful mai tînăr din jurul văii Belciugatele; prezintă următoarele orizonturi și suborizonturi genetice:

- A, de 35—45 cm: brun închis—brun negricios; lut mediu; structură grăunțoasă medie și mică cu tendința de a forma aglomerate (în stratul arat apar bulgări mici și material pulverulent); afinat-slab compact; trece treptat.
- A/B, de 15—20 cm: brun—închis; lut mediu; structura în aglomerate ce se desfac în agregate grăunțoase mari; compacitate slabă-medie; trece treptat.
- B₁, de 20—25 cm: brun din ce în ce mai castaniu (uneori roșcat) spre bază; lut greu; structura columnoidă sau nuciform columnoidă; prezintă rare separațiuni ferimanganice foarte mici; compacitate medie; trecere treptată.
- B₂, de 25—35 cm: brun-castaniu cu aceleași caractere ca B₁.
- C începe de la 95—125 cm: gălbui-brun; lut mediu—lut ușor; eflorescențe și concrețiuni mici și medii de carbonați.

Cernoziomurile levigate puternic se întind pe cea mai mare parte a cîmpului Hagiești, pe suprafețele bine drenate. Prezintă următoarele orizonturi și suborizonturi genetice:

- A, de 30—40 cm: brun închis—brun slab negricios; lut mediu; structura grăunțoasă mică și medie (grăunții formează agregate puțin stabile); afinat-slab compact; trecere treptată.
- A/B, de 15—20 cm: brun închis; lut mediu — lut greu; structura în aglomerate nuciforme, alcătuite din grăunți mai mari; compacitate slabă-medie; trecere treptată.
- B₁, de 25—35 cm: brun-castaniu închis; lut greu; nuciform spre prismatic cu stabilitate mică; prezintă rar separațiuni ferimanganice punctiforme; compacitate medie;
- B₂, de 25—30 cm: castaniu-brun sau brun-castaniu; lut greu; structura columnoid-prismatică friabilă; separațiuni ferimanganice punctiforme; compacitate medie sau puternică;
- B₃, de 20—25 cm: castaniu cu aceleași caractere ca B₂, dar mai puțin compact.
- C începe între 130—150 cm; loess alterat castaniu-gălbui cu multe eflorescențe și concrețiuni medii și mici, de carbonați.

Cernoziomurile moderat și puternic levigate au un conținut moderat de humus (3,2—4,5%) și de azot (0,200—0,250%), care scade treptat pe profil; raportul C:N este aproximativ 10—12. Reacția solului este apropiată de punctul neutru, iar gradul de saturație în baze este ridicat, peste 88—90%. Capacitatea de schimb este ridicată (30 m.e. la 100 g sol); printre cationi predomină net Ca⁺⁺ (75—80%). Degradarea texturală este neînsemnată, indicele de diferențiere texturală dintre orizontul A și B rar depășește valoarea 1,2 (tabelele 2 și 3).

Cernoziomurile levigate foarte puternic apar atât în nord-estul cât și în sud-estul regiunii orașului București în jurul văii Păsăruica și respectiv, pe cîmpul de la nord de Berceni.

Cernoziomurile levigate din partea de sud-est a regiunii orașului București sînt în general moderat humifere; prezintă următorul profil:



TABELUL 2

Date analitice referitoare la cteva cernoziomuri levigate și cernoziomuri levigate freatic umede din regiunea București

Adâncimea în cm	Apă higros- copică	Frațiuni granulometrice în % (diametrul particulelor în mm)								Humus în %	N total %	C: N	P ₂ O ₅ total %	CO ₃ Ca %	pH în suspensie		T me la 100 g sol	H	V %
		Nisip grosier 2-0,2	Nisip fin 0,2-0,02	Praf 0,02-0,002	Argilă <0,002	Argilă fină <0,001	Argilă fizică <0,01	Recalculate la partea silicată							apoașă	salină			
								Argilă <0,002	Argilă fizică <0,01										
P. 56. Livedea Cătrunești—cernoziom levigat puternic. Recoltat de T. GOGOȘĂ. Analizat de ELENA STOICA																			
0-18	3,1	0,1	36,9	28,5	30,4	26,3	44,0	31,7	46,0	3,4	0,201	11,7	—	—	6,8	—	30,1	3,3	89,0
18-33	3,5	—	—	—	—	—	—	—	—	3,0	0,190	10,5	—	—	6,8	—	30,7	3,0	90,2
33-50	3,9	0,0	33,3	26,9	37,3	34,9	50,9	38,2	52,3	2,2	—	—	—	—	7,2	—	30,5	2,8	90,5
50-80	3,7	0,1	34,5	28,3	36,5	33,4	50,3	36,8	50,7	1,1	—	—	—	—	7,2	—	28,6	2,7	90,5
100-130	3,4	0,1	37,7	30,9	32,4	28,4	48,9	32,0	47,4	0,6	—	—	—	—	7,7	—	25,7	2,3	91,1
130-150	2,9	0,1	36,4	26,6	27,6	25,9	39,5	30,5	43,5	0,6	—	—	—	10,9	—	—	—	—	—
P. 669, 400 m est Liliaci—cernoziom levigat foarte puternic. Recoltat de T. GOGOȘĂ. Analizat de BRATOSIN NICULINA																			
0-15	3,0	0,1	34,3	28,8	30,8	27,3	45,4	32,8	48,3	2,6	0,135	12,9	0,135	—	5,8	—	26,4	4,9	81,0
15-36	3,7	0,1	32,4	27,4	35,8	32,4	49,6	37,4	51,9	2,8	0,147	12,9	0,135	—	6,5	—	30,5	4,7	84,6
36-53	3,9	0,0	31,7	28,4	36,9	34,8	51,6	37,9	53,0	1,8	0,107	11,6	0,124	—	6,5	—	31,0	4,2	86,4
53-75	4,0	0,0	31,8	29,0	36,7	34,6	56,9	37,6	58,3	1,4	0,086	10,9	—	—	6,7	—	31,0	3,7	88,0
75-100	3,9	0,0	32,4	29,5	34,6	32,1	50,8	35,9	52,7	—	—	—	—	—	7,0	—	31,3	3,6	88,6
100-125	3,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28,7	3,4	88,2
125-145	3,5	0,1	39,1	28,0	32,7	27,4	45,8	32,8	45,9	—	—	—	—	—	7,1	—	29,0	3,0	89,7
180-200	2,8	0,1	36,2	21,8	24,7	22,7	35,8	29,9	43,3	—	—	—	—	16,1	—	—	—	—	100
P. 572 N Berceni — cernoziom levigat foarte puternic. Recoltat de ANA CONEA. Analizat de ROZETA VERMEȘ																			
0-16	3,09	0,4	32,2	29,1	34,0	30,1	47,8	35,5	49,9	3,7	0,185	13,4	0,153	—	7,6	—	32,9	3,7	88,7
22-40	3,66	0,3	31,8	26,5	37,0	32,6	49,8	38,7	52,0	3,8	0,199	13,0	0,152	—	7,6	—	33,4	3,4	90,0
50-61	4,07	0,3	31,1	26,1	39,9	36,2	52,4	41,0	53,8	1,8	0,099	12,2	—	—	7,7	—	32,9	3,6	89,2
70-90	3,89	0,3	30,9	26,1	40,0	32,7	53,1	41,1	54,7	1,6	0,091	11,7	0,114	—	7,7	—	32,0	3,3	89,7
110-130	3,72	0,2	33,0	28,4	36,5	32,7	50,2	37,1	51,1	1,1	—	—	—	—	7,8	—	30,6	3,2	89,6
140-160	3,76	0,3	35,3	28,4	34,5	30,6	48,0	35,0	48,7	—	—	—	—	0,0	—	—	—	—	—
185-205	3,09	0,2	32,0	25,0	27,2	25,0	39,3	32,3	46,6	—	—	—	—	14,6	8,2	—	23,9	0	100,0
P. 408, 1800 m SSE Pădurea Dascălu — cernoziom levigat mediu, freatic umed. Recoltat de T. GOGOȘĂ. Analizat de NICULINA BRATOSIN, ELENA BUGEAC																			
0-20	3,2	0,0	33,4	29,5	35,0	31,0	49,9	35,8	44,4	3,2	0,169	12,7	—	—	6,6	—	34,9	4,6	86,8
20-40	3,5	0,0	30,9	27,7	38,2	34,8	51,9	39,4	53,6	2,9	0,146	13,6	—	—	6,9	—	37,3	4,3	88,5
40-60	3,6	0,0	29,9	28,3	40,0	36,4	51,8	40,7	52,7	1,9	0,099	13,3	—	—	6,8	—	35,2	4,6	86,8
60-80	3,7	0,0	30,9	27,4	39,6	35,7	53,9	40,5	55,0	1,4	0,080	11,9	—	—	—	—	33,1	4,3	87,0
80-100	3,7	0,0	32,1	28,4	38,5	34,2	53,1	38,9	53,6	—	—	—	—	—	—	—	33,4	4,5	86,6
100-118	3,5	0,0	33,0	29,7	37,0	33,4	52,0	37,1	52,1	—	—	—	—	—	—	—	27,4	0,4	98,6
118-145	2,9	0,0	27,8	24,7	29,6	26,9	42,1	36,1	51,3	—	—	—	—	17,4	—	—	21,9	—	100,0
145-165	2,7	0,0	28,3	22,5	28,3	25,1	38,7	35,8	48,9	—	—	—	—	18,3	—	—	—	—	100,0
165-185	2,8	0,0	28,9	22,8	28,3	25,5	38,8	35,4	48,4	—	—	—	—	18,4	—	—	—	—	100,0
P. 548/25 4243 NE Gara Virteju — cernoziom levigat mediu, freatic umed. Recoltat de ANA CONEA. Analizat de ROZETA VERMEȘ																			
0-16	3,54	3,0	32,5	25,4	35,5	30,5	48,2	36,7	50,1	3,3	0,176	12,8	—	—	7,0	—	32,1	4,9	84,9
23-40	4,06	3,6	30,4	26,1	37,0	34,8	51,4	38,1	52,9	2,9	0,137	14,2	—	—	7,2	—	35,6	3,9	89,0
50-70	3,50	3,2	32,0	26,0	37,2	33,9	50,9	37,8	51,7	1,8	0,088	13,9	—	—	7,4	—	—	—	—
80-100	3,41	3,7	32,1	26,0	36,3	31,4	49,5	37,0	50,5	1,1	—	—	—	0,1	7,5	—	26,2	0,0	100
110-125	3,16	3,1	28,5	21,6	28,3	24,7	39,4	34,7	48,3	0,9	—	—	—	17,3	8,5	—	24,2	—	—
135-155	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28,1	8,7	—	—	—	—
165-185	3,76	4,7	26,4	17,5	23,3	21,4	33,6	32,4	46,7	—	—	—	—	27,8	—	—	—	—	—
188-205	3,09	4,8	27,9	17,0	23,4	20,8	31,9	32,0	43,6	—	—	—	—	27,2	—	—	—	—	—
P. 472/Q XXI 1300 m N aeroportul Băneasa — cernoziom levigat foarte puternic, freatic umed. Recoltat de T. GOGOȘĂ. Analizat de MARGARETA NICOLAU																			
0-20	2,7	0,3	31,0	31,2	34,4	30,7	48,5	35,5	50,0	3,5	0,185	12,7	—	—	6,1	—	—	—	—
20-40	2,7	0,2	30,3	31,4	36,5	33,0	50,8	37,1	51,6	2,5	0,133	12,7	—	—	6,0	—	—	—	—
60-80	3,0	0,1	29,8	28,6	40,3	37,0	54,5	40,8	55,2	1,1	0,076	10,1	—	—	6,2	—	—	—	—
80-105	3,2	0,1	31,1	28,3	39,2	36,0	53,8	39,7	54,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P. 44 A/4245 200 m E Gara Odăile — cernoziom levigat mediu, freatic umed. Recoltat de T. GOGOȘĂ. Analizat de NICULINA BRATOSIN																			
0-14	3,2	0,1	29,8	28,7	37,0	33,8	51,2	38,7	53,6	3,6	0,166	14,7	—	—	6,8	5,4	37,4	3,7	90,1
14-35	3,5	0,1	28,5	27,8	40,4	37,1	54,3	41,8	56,2	2,8	0,145	13,2	—	—	6,8	5,1	38,0	3,6	90,5
35-50	3,5	0,1	28,8	26,7	42,4	38,6	55,2	43,3	56,3	1,6	0,094	11,9	—	—	6,1	4,9	35,2	3,8	89,2
60-90	3,6	0,1	29,2	28,0	40,6	37,4	54,6	41,5	55,8	—	—	—	—	—	—	—	32,8	3,4	89,3
90-115	3,6	0,1	29,0	31,4	39,9	36,7	55,2	39,8	55,0	—	—	—	—	10,9	—	—	33,1	3,0	90,8
120-140	3,2	0,1	27,1	26,4	34,6	32,0	47,6	39,2	54,0	—	—	—	—	—	—	—	28,9	—	100

TABELUL 3

Analiza cationilor schimbabili la cernoziomuri levigate din regiunea oraşului Bucureşti

Adâncimea în cm	pH în suspensie apoasă	Cationi schimbabili în me la 100 g sol uscat					Suma baze- lor schim- babile S la 100 g sol	Capacitatea de schimb catio- nic T în me la 100 g sol	Cationi schimbabili în % din T					Gradul de saturaţie V %
		Ca	Mg	K	Na	H			Ca	Mg	K	Na	H	
P. 56, Livedea – Cătruneşti – cernoziom levigat puternic. Recoltat de T. GOGOĂŞĂ. Analizat de ELENA STOICA														
0– 18	6,8	22,4	3,4	0,5	0,5	3,3	26,8	30,1	74,5	11,3	1,7	1,5	11,0	89,0
18– 33	6,8	—	—	—	—	3,0	27,7	30,7	—	—	—	—	9,8	90,2
33– 50	7,2	22,8	3,5	0,6	0,8	2,8	27,7	30,5	74,7	11,5	1,8	2,5	9,5	90,5
50– 80	7,2	—	—	—	—	2,7	25,9	28,6	—	—	—	—	9,5	90,5
100–130	7,7	20,1	2,1	0,4	0,8	2,3	23,4	25,7	78,3	7,9	1,4	3,5	8,9	91,1
P. 669, 400 m est Liliaci – cernoziom levigat foarte puternic. Recoltat de T. GOGOĂŞĂ. Analizat de NICULINA BRATOSIN														
0– 15	5,8					4,9	21,5	26,4					19,0	81,0
15– 36	6,5					4,7	25,8	30,5					15,4	84,6
36– 53	6,5					4,2	26,8	31,0					13,6	86,4
53– 75	6,7					3,7	27,3	31,0					12,0	88,0
75–100	7,0					3,6	27,7	31,3					11,4	88,6
100–125	—					3,4	25,3	28,7					11,8	88,2
125–145	7,1					3,0	26,0	29,0					10,3	89,7
180–200	—					—	—	—					—	100,0
P. 572 N Berceni – cernoziom levigat foarte puternic. Recoltat de ANA CONEA. Analizat de ELENA STOICA														
0– 16	7,6	24,6	3,1	1,1	0,4	3,7	29,2	32,9	74,8	9,3	3,3	1,3	11,3	88,7
22– 40	7,6	25,6	3,2	0,7	0,4	3,4	30,0	33,4	76,7	9,7	2,2	1,2	10,2	89,9
50– 61	7,7	24,6	3,7	0,6	0,4	3,6	29,3	32,9	75,0	11,2	1,9	1,1	10,8	89,2
70– 90	7,7	23,6	4,0	0,6	0,4	3,3	28,7	32,0	74,1	12,6	2,0	1,1	10,3	89,7
110–130	7,8	22,9	3,6	0,5	0,4	3,2	27,5	30,6	74,9	11,7	1,7	1,4	10,4	89,6
185–205	8,2	20,1	2,8	0,4	0,6	—	23,9	—	84,2	11,7	1,6	2,4	—	100,0
P. 44 A/4245 200 m E Gara Odăile – cernoziom levigat mediu, freatic umed. Recoltat de T. GOGOĂŞĂ. Analizat de LIDIA BALABAN														
0– 14	6,9	26,0	7,0	0,5	0,3	3,7	33,8	37,5	69,3	18,8	1,4	0,7	9,8	90,1
14– 35	6,8	26,8	6,7	0,5	0,4	3,6	34,4	38,0	70,6	17,7	1,3	1,0	9,5	90,6
35– 50	6,1	25,5	5,2	0,4	0,3	3,8	31,4	35,2	72,5	14,8	1,0	0,9	10,8	89,3
60– 90	—	24,6	4,1	0,3	0,3	3,4	29,4	32,8	74,3	12,7	1,4	1,0	10,7	89,3
90–115	—	25,7	3,7	0,4	0,4	3,1	30,1	33,2	74,5	11,1	1,2	1,1	9,2	90,8
120–140	—	24,4	3,5	0,2	0,9	—	28,9	—	84,2	12,1	0,8	2,9	—	—
P. 408, 1800 m SSE Pădurea Dascălu – cernoziom levigat mediu, freatic umed. Recoltat de T. GOGOĂŞĂ. Analizat de VIRGINIA DUMITRIU														
0– 20	6,6	24,8	4,5	0,6	0,4	4,6	30,3	34,9	71,4	12,8	1,6	1,0	13,2	86,8
20– 40	6,9	28,0	4,1	0,5	0,4	4,3	33,0	37,3	75,2	10,9	1,4	1,0	11,5	88,5
40– 60	6,8	25,8	3,8	0,5	0,5	4,6	30,6	35,2	73,2	10,8	1,5	1,2	13,2	86,8
60– 80	—	24,5	3,3	0,5	0,5	4,3	28,8	33,1	74,0	9,9	1,7	1,4	13,0	87,0
80–100	—	24,4	3,6	0,5	0,4	4,5	28,9	33,4	73,1	10,8	1,5	1,2	13,4	86,6
100–118	—	23,9	2,4	0,5	0,2	0,4	27,0	27,4	87,4	8,9	1,7	0,7	1,4	98,6
118–145	—	21,0	—	0,4	0,5	—	21,9	21,9	96,2	—	1,6	2,2	—	100,0

- A, de 39—44 cm: de culoare brună închisă cu nuanță negricioasă; lut greu — lut mediu; structura grăunțoasă medie devine mai mare către baza orizontului; conținutul în humus depășește 3,5%; afânat; stratul arat de 14—20 cm este mai deschis la culoare și are structura distrusă.
- AB, de 15—22 cm: brun închis la culoare, deși conținutul în humus scade sub 2%; grăunțos colțurat mare și nuciform; lut greu; compact.
- B, de 75—115 cm: se subîmparte în B₁ de culoare brună cu ușoară nuanță castanie-roșcată; lut greu; structura prismatic-columnoidă foarte stabilă; foarte compact; B₂ de culoare brună-castanie-roșcată; lut greu — lut mediu; columnoid, compact; B₃ castaniu cu nuanță roșcată; lut greu — lut mediu; columnoid puțin stabil; slab compact; trecerea între suborizonturi se face treptat; în întreg orizontul se observă numeroase bobovine mici și separațiuni punctiforme ferimanganice; trece net în orizontul C.
- Orizontul C, se întâlnește la 150—180 cm, odată cu efervescenta puternică în masă; are culoarea castanie-gălbuie și textura lut mediu; CO₃Ca se aglomerează sub forma de eflorescențe vermiforme și concrețiuni mari care apar imediat sub linia efervescentei. Foarte frecvent s-au întâlnit în profil crotovine.

Cernoziomurile levigate foarte puternic din partea de nord-est a regiunii orașului București sînt slab humifere; ele prezintă următoarele orizonturi și suborizonturi genetice:

- A, de 30—35 cm: brun închis pînă la brun-cenușiu; lut mediu; structura grăunțoasă medie și mică, colțurată (stratul arat este mai deschis la culoare și are structura distrusă); trecere treptată.
- A/B, de 15—20 cm: brun închis cu slabă nuanță ruginie-castanie; lut mediu — lut greu; structura în agregate grăunțoase mari; compacitate slabă medie; trecere treptată.
- B₁, de 30—40 cm: brun-castaniu închis uneori brun-castaniu slab roșcat; lut greu; nuciform-prismatic; separațiuni ferimanganice punctiforme; prezintă compacitate medie; trecere treptată.
- B₂, de 30—40 cm: brun-castaniu — brun-roșcat (slab); lut greu; structura columnoid-prismatică; separațiuni de oxizi de fier punctiforme (mai dese ca în B₁); compacitate medie-puternică.
- B₃, de 40—45 cm: brun-castaniu-gălbui; lut greu — lut mediu: aceleași caractere ca B₂, mai poros și compacitate mai slabă.
- C începe între 145—175 cm: loess alterat; castaniu-gălbui cu acumulări de carbonați sub formă de eflorescențe, vinișoare și concrețiuni medii și mici.

Pe suprafețele acoperite cu păduri, la cernoziomurile levigate puternic și foarte puternic, elementele structurale din partea superioară a orizontului A sînt acoperite cu o pudră fină de silice, ceea ce nu se observă la solurile luate în cultură.

Cernoziomurile foarte puternic levigate sînt solurile care fac trecerea de la zona cernoziomurilor levigate la zona solurilor brun-roșcate de pădure, iar datele analitice (tabel nr. 2 și 3), ca și coloritul orizontului B indică această trecere.

Conținutul în humus în orizontul A este mai ridicat (3,7—3,8%), la cele moderat humifere, scăzînd la 1,8% în AB și este mai mic (2,5—3%) la cele slab humifere; conținutul în azot variază între 0,200 și 0,130%, iar reacția solului este slab acidă —



slab alcalină (pH = 6,5—7,6). Gradul de saturație, ceva mai coborât (80—90%), apropiere cernoziomurile foarte puternic levigate de solurile brune-roșcate de pădure; diferențierea texturală este mai mică decât la solurile de pădure, dar mai mare decât la celelalte cernoziomuri levigate (de altfel însuși materialul parental mai argilos la aceste cernoziomuri foarte puternic levigate frânează diferențierea texturală). Capacitatea totală de schimb cationic este ridicată: peste 27—33 m.e./100 g sol.

Cernoziomurile levigate freatic umede (de fineață) sînt soluri autohidromorfe, fiind formate și evolute sub influența stratului acvifer freatic situat la mică adîncime. Sînt caracteristice pentru depresiunile de obîrșie ale văilor din cîmpul Otopeni — Dimieni, pentru arealele depresionare de pe cumpenele de apă, cît și pentru micile depresiuni de la contactul dintre terasa Argeșului și cîmp. Aceste soluri, deși se situează în bună parte în zona solului brun-roșcat de pădure, au un profil care, morfologic, seamănă într-o oarecare măsură cu profilul cernoziomurilor levigate (de aci și apropierea, ca denumire, de aceste soluri). Ele au însă proprietăți chimice și fizice și mai ales un regim hidric diferit, care determină considerarea lor tip genetic de tranziție între tipurile genetice zonale și tipurile genetice intrazonale.

Un profil de cernoziom levigat (mediu sau puternic) freatic umed (de fineață) prezintă următoarea succesiune de orizonturi:

- A, de 35—42 cm: de culoare brună închisă pînă la brună-negricioasă, cu nuanță cenușie la uscare; lut mediu sau lut mediu — lut greu; se desface în grăunți colțurați, bine conturați, stabili; afinat; stratul arat mai deschis la culoare, bulgăros.
- A/B, de 15—20 cm: brun închis uneori cu pete ruginii; lut mediu — lut greu sau lut greu; structura nuciform-prismatică; slab compact; separațiuni ferimanganice punctiforme.
- B, de 55—110 cm: de culoare brună cu nuanță și pete castanii sau castanii roșcate, din ce în ce mai frecvente către bază; lut greu — argilă ușoară; structura columnoid-prismatică sau columnoidă; compact; separațiuni ferimanganice punctiforme; se poate subdiviza în 2 sau 3 suborizonturi, între care există mici deosebiri în colorit, structură și textură.
- Orizontul C: începe de la adîncimi variabile, între 90—150 cm și are o culoare gălbuie-brună sau gălbuie-albicioasă; efervescentă puternică în masă; CO_2Ca , în cantitate mare, se acumulează sub formă de vinișoare și concrețiuni; mici bobovine neconsolidate; cîteodată cochilii de melci; uneori slabă glicizare.

Profilul unui cernoziom foarte puternic levigat freatic umed, are următoarele orizonturi și suborizonturi genetice:

- A, de 30—40 cm: brun închis — brun-castaniu închis; lut mediu; structura în grăunți de mărime diferită, colțurați, și slab uniți în agregate; compacitate slabă; trecere treptată.
- A/B, de 13—17 cm: brun — brun-castaniu; lut mediu — lut greu; structură nuciformă ce se desface în grăunți; prezintă rare separațiuni ferimanganice punctiforme; compacitate medie-slabă.



B, de 90—140 cm de culoare brună-castanie cu slabă nuanță roșcată sau, spre bază, gălbuie; lut greu — argilă ușoară; structură columnoid-prismatică pînă la prismatică; separațiuni ferimanganice punctiforme sau mici bobovine; compacitate puternică ce scade spre bază.

Orizontul C se întilnește la adîncimi de peste 160 cm și are caractere asemănătoare cu cel al cernoziomurilor levigate freatic umede descrise mai sus.

Pe hartă au fost separate unități cu cernoziomuri mediu levigate de fîneață (cu orizontul C la 95—125 cm), cernoziomuri puternic levigate de fîneață (cu orizontul C la 130—150 cm) și cernoziomuri foarte puternic levigate de fîneață (cu orizontul C la peste 160 cm), ținînd deci seama de dezvoltarea orizontului B și levigarea carbonaților.

În depresiunile de obîrșie există o succesiune de soluri de acest tip, mai puțin levigate în centrul depresiunii și din ce în ce mai levigate către marginea ei; deci, cernoziomurile mediu levigate (cîteodată chiar slab levigate) ocupă centrul, iar cele puternic (uneori chiar foarte puternic levigate) marginea depresiunii. În unele cazuri se întilnesc chiar soluri brune-roșcate de pădure freatic umede, care tind să evolueze către solul zonal. Această succesiune este legată, în cazul cernoziomurilor levigate de fîneață din zona solului brun-roșcat de pădure, de nivelul stratului acvifer freatic, care se adîncește dinspre centrul (unde se află la 3—4 m) spre marginea depresiunii, unde atinge adîncimea de 5 m (considerat în perioadă de vară).

Cernoziomurile levigate de fîneață sînt soluri foarte fertile, cu însușiri fizice și chimice foarte bune (tabel 2 și 3). Au un conținut în humus mai ridicat decît solul zonal: 3,3—3,6% humus în stratul arat, un conținut mare de azot (peste 0,170%), o reacție aproape neutră; capacitate de schimb cationic ridicată (peste 30 me./100 g sol) și un grad de saturație de asemenea ridicat (de regulă peste 87—90%). Diferențierea texturală între orizonturile A și B este cu totul neînsemnată, deosebind astfel aceste soluri atît de solurile brune-roșcate de pădure, cît și de cernoziomurile levigate zonale (tabelele 2 și 3). Acumularea de humus pe profil apropie aceste soluri de cernoziomurile levigate zonale, deosebindu-le însă de solurile brune-roșcate de pădure, în zona cărora se găsesc în cîmpia Bucureștilor.

Solurile cenușii de pădure. Pe terasa de pe dreapta Dîmboviței, în avale de București s-au format soluri foarte asemănătoare cu solul cenușiu de pădure. Suprafața terasei este plană, slab fragmentată de văi.

Sedimentele pe care s-au format solurile sînt alcătuite din luturi și luturi argiloase cu frecvent material grosier (pietrișuri și nisipuri grosiere). Pînza de apă freatică se află la adîncimi de 10—15 m. Întreaga suprafață este cultivată, vegetația naturală fiind în întregime distrusă. Morfogenetic se caracterizează prin culoarea cenușie a orizontului A, în care, elementele structurale sînt intens pudrate cu silice reziduală. Procesele de eluviere au determinat o însemnată diferențiere texturală între orizonturile A și B.

Datorită texturii argiloase din orizontul B se observă o pseudogleizare uncori destul de pronunțată. În întreg profilul de sol se remarcă prezența petelor sau concrețiilor ferimanganice.

Un profil mediu are următoarele caracteristici morfologice:

- A, de 30—37 cm: cenușiu brun; lut nisipos — lut; structură grăunțos-colțurată; ușoară pudrare cu SiO_2 spre bază; afinat, bobovine mici; stratul arat — primii 20—25 cm — este mai deschis la culoare și pulverulent.
- A/B, de 10—17 cm: cenușiu-brun; lut — lut argilos; nuciform; bobovine mici; compact; pudrare cu SiO_2 .
- B, de 70—90 cm: brun-castaniu cu nuanță roșcată și pete cenușii; lut argilos; prismatic-columnoid; compact; bobovine.
- C de la 130—150 cm: castaniu-gălbui; lut; eflorescențe și concrețiuni de CO_3Ca ; efervescent în masă. În întreg profilul, dar mai ales spre baza profilului, apare pietriș și nisip grosier.

Fertilitatea naturală a acestor soluri este mijlocie.

Solurile brune-roșcate de pădure constituie tipul zonal care acoperă cea mai mare parte din suprafața regiunii orașului București. S-au format pe cîmpuri și pe terase sub păduri de Quercinee din care astăzi s-au păstrat numai suprafețe restrînse, cea mai mare parte fiind defrișate, iar solul luat în cultură. Materialul parental este alcătuit din depozite deluvial-proluviale sau din depozite fine de terasă. Apa freatică se află la adîncimi de peste 6—7 m.

Solurile brune-roșcate de pădure sînt caracteristice unui climat temperat cald (cu oarecare nuanță mediteraneană), în care iernile sînt relativ blînde și umede, verile calde și relativ uscate, temperatura medie anuală fiind destul de ridicată.

Pentru țara noastră sînt, din punct de vedere geografic, solurile caracteristice zonei de tranziție de la cernoziomul levigat la solul brun de pădure din cîmpia Romîna de vest ¹⁾, unde prezintă caractere tipice. Solurile brune-roșcate de pădure din regiunea orașului București, situată la extremitatea estică a zonei, nu sînt, din această cauză, pe întreaga suprafață, atît de reprezentative. Din punct de vedere genético-geografic solurile brune-roșcate de pădure fac tranziția de la solurile brune de pădure caracteristice Europei centrale la solurile maro mediteraneene, caracteristice Europei sudice; de aceea ele pot fi denumite și soluri brune-maronii de pădure. După I. P. GHERASIMOV aceste soluri ar fi soluri cenușii de pădure care s-au dezvoltat pe un depozit roșcat care a suferit o paleoalterare într-un climat semi-umed-cald.

Solul brun-roșcat de pădure prezintă profilul morfologic de tip ABC, cu o accentuată acumulare de argilă în orizontul B, cu un colorit în care domină o nuanță roșcată, caracteristică mai ales pentru orizontul B. Solul este spălat de carbonați pînă la o adîncime destul de mare (160—200 cm). Pentru regiunea orașului București, mai

¹⁾ În Cîmpia Romîna de est ca și în întreaga Moldovă aceeași poziție în sistematica solurilor R.P.R. o ocupă solurile cenușii de pădure, caracteristice unui climat ceva mai rece și mai continental.



ales pentru interfluviul Argeș — Dîmbovița, sînt caracteristice însă solurile brune-roșcate cu profil mai scurt, cu orizontul C la 130—150 cm.

Sub pădure, solul brun-roșcat prezintă o podzolire slabă în orizontul A, manifestată morfologic printr-o presărare cu cuarț a agregatelor structurale. La solurile luate în cultură, această podzolire nu se mai observă, cu excepția cazurilor în care pădurea a fost de curînd tăiată. Numai rareori s-au întîlnit și sub pădure soluri brune-roșcate nepodzolite. De aceea, solurile brune-roșcate de pădure au fost subîmpărțite, ținînd seama de aceste caractere în: soluri brune-roșcate de pădure și soluri brune-roșcate de pădure podzolite.

Solurile brune-roșcate de pădure, la rîndul lor au fost subîmpărțite după stadiul de evoluție, asociat cu o anumită culoare (care corespunde în general unui anumit conținut în humus) și putere a orizontului cu humus, în: soluri brune-roșcate de pădure închise, soluri brune-roșcate de pădure tipice, moderat humifere și soluri brune-roșcate de pădure tipice, slab humifere.

Solurile brune-roșcate închise de pădure au o largă dezvoltare în sudul și nordul regiunii orașului București, atît pe cîmpuri cît și pe terasa Argeșului; în nordul orașului București sînt cantonate de obicei în jurul ariilor depresionare cu apa freatică la adîncime relativ mică, în jurul depresiunilor de obîrșie ale unor văi și pe marginea cîmpurilor înalte (în interiorul cărora s-a format solul brun-roșcat de pădure tipic) situate la contactul cu văile adînc sculptate.

Prezintă următorul profil:

- A, de 36—44 cm: de culoare brun-brună închisă, cu o nuanță ușor roșcată către bază; conținutul în humus în jur de 3%; lut mediu sau lut greu; structura grăunțoasă colțurată medie devine mai mare către bază; afinat; trecere clară;
- A/B, de 15—20 cm: de culoare brună, cu ușoară nuanță roșcată sau castanie-roșcată; lut greu; nuciform și grăunțos-colțurat mare; trecere clară.
- B, de 70—95 cm: se subîmparte în B₁ de culoare brun-roșcată; uneori cu nuanță castanie; lut greu, structură columnoid-prismatică; compact sau foarte compact; B₂ castaniu-brun-roșcat cu pete mai castanii; lut greu; columnoid puțin stabil; slab compact; în întreg orizontul separațiuni punctiforme ferimanganice.
- Orizontul C de culoare castanie-gălbui, începe de obicei de la 130—150 cm o dată cu efervescența puternică în masă; textura lut mediu — lut greu; CO₂Ca se acumulează sub forma de vinișoare foarte albe (mai ales la solurile de pe terase) sau albe-gălbui, ca și sub formă de concrețiuni rare, care apar imediat sub linia efervescenței.

Solurile brune-roșcate închise de pădure prezintă unele deosebiri față de profilul tipic al solului brun-roșcat de pădure.

Astfel sînt spălate de carbonați pînă la o adîncime mai mică; procesul acesta este încă în curs, după cum arată existența concrețiunilor (parte din ele prezentînd o alterare înaintată) imediat sub linia efervescenței. De asemenea, orizontul lor B este mai puțin dezvoltat și mai puțin argilizat. Însăși nuanța mai slab roșcată a orizontului A și a suborizontului A/B arată că aceste soluri nu prezintă profilul tipic de

sol brun-roșcat. Solurile brune-roșcate închise de pădure fac de fapt, în sud-estul regiunii orașului București, tranziția zonală spre cernoziomurile levigate; în nord-vest, dimpotrivă, aceste soluri fac tranziția oarecum intrazonală, spre cernoziomurile levigate de fineață, ce apar aci în ariile largi depresionare.

La contactul dintre suprafețele depresionare slab drenate și câmp, se întâlnesc de obicei soluri brune-roșcate închise freatic umede, în care se resimte, cel puțin la bază, influența stratului acvifer freatic aflat la adâncime mică; profilul acestui sol, este în general, mai scurt și prezintă un colorit mai închis.

Solurile brune-roșcate de pădure tipice, moderat humifere ocupă suprafețe întinse pe câmpurile de la nord de Dîmbovița, mai ales pe părțile bine drenate ale acestora în apropierea văilor adânci care fragmentează interfluviul. Prezintă următorul profil morfologic:

- A, de 30—40 cm: brun cu slabă nuanță roșcată; lut sau lut greu; structura grăunțoasă colțurată; conținut în humus 2,1—2,6%.
- A/B, de 10—18 cm: de culoare brun-castaniu cu nuanță roșcată; lut greu; structura nuciform-prismatică.
- B, de 90—130 cm: divizat în B₁ brun-roșcat; cu textura lut greu; structura prismatică; concrețiuni mici ferimanganice. B₂ cu nuanță mai roșcată; lut greu; structura prismatică; bobovine mici;
- C, încep de la 140—170 cm adâncime; gălbui slab roșcat; lut mediu — lut greu; eferescență puternică în masă; concrețiuni de CaCO₃ la 160—170 cm (cu diametrul de peste 7 cm).

Solurile brune-roșcate de pădure tipice, slab humifere, s-au întâlnit numai pe terasa Dîmboviței. Se pare că reprezintă faza incipientă de podzolire a solului brun-roșcat de pădure. Prezintă următorul profil:

- A, de 34—43 cm: de culoare brun deschisă cu nuanță castanie; lut mediu sau lut ușor; structura grăunțoasă colțuroasă medie; afinat.
- A/B, de 14—18 cm; brun deschis — brun castaniu; lut mediu; nuciform; trece clar.
- B, de 80—200 cm: se subîmparte în B₁ de culoare castanie-brună slab roșcată; structura columnoid-prismatică stabilă; compact; separațiuni punctiforme ferimanganice; B₂ castaniu ușor roșcat; castaniu către bază; columnoid puțin stabil; trecere netă.
- C, începe între 150—230 cm: eferescență puternică în masă; gălbui; nisip lutos — lut ușor; acumulări de CO₃Ca sub forma de vinișoare; uneori orizontul C apare în depozit nisipos și este sărac în carbonați.

Întregul profil are o culoare deschisă, chiar orizontul B fiind în general slab-roșcat.

Solurile brune-roșcate de pădure aflate sub vegetație arborescentă prezintă aproape întotdeauna o slabă podzolire în partea superioară a orizontului A; imediat sub litieră coloritul orizontului A este mult mai închis, iar structura este grăunțoasă mică. După luarea în cultură, însă, agregatele structurale se distrug, conținutul de humus scade iar podzolirea nu mai este vizibilă.

Solurile brune-roșcate de pădure cultivate din regiunea orașului București se caracterizează (tabelele 4 și 5) printr-un conținut de humus relativ redus ce variază



TABELUL 4

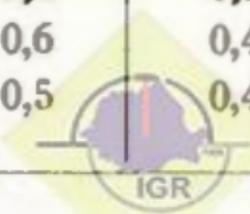
Date analitice referitoare la câteva soluri brune-roșcate de pădure din regiunea orașului București

Orizontul și adâncimea în cm	Apă higroscopică	Frațiuni granulometrice în % (diametrul particulelor în mm)								Humus în %	N total %	C: N	P ₂ O ₅ total %	CO ₂ Ca %	pH în suspensie		T H	V %		
		Nisip grosier 2-0,02	Nisip fin 0,02-0,02	Praf 0,02-0,002	Argilă <0,002	Argilă fină <0,001	Argilă fizică <0,01	Recalculată la partea silicată							apoasă	salină			m.c. la 100 g sol	
								Argilă <0,002	Argilă fizică <0,01											
P. 178 Pădurea Afumați — sol brun roșcat închis de pădure. Recoltat de T. GOGOȘĂ. Analizat de D. TODOR																				
0-10	2,57	0,2	35,3	29,3	29,5	25,2	43,6	31,3	46,2	5,1	0,272	12,6	0,132			5,8				
10-25	2,56	0,1	34,3	29,1	33,4	29,2	47,6	34,5	49,1	2,7	0,150	12,2	0,114			5,4				
25-40	3,05	0,0	33,2	28,3	37,1	33,1	56,4	37,6	57,2	1,7	0,098	12,0	—			5,2				
40-60	3,23	0,0	31,7	27,9	38,5	35,2	53,1	39,3	54,1	1,3	0,074	12,1	—			4,9				
80-100	3,21	0,0	32,8	30,5	36,5	33,4	52,0	36,5	52,1											
120-145	3,04	0,0	36,1	28,7	33,9	30,5	48,0	34,4	48,6											
160-180	2,44	0,0	32,2	24,8	28,2	25,4	40,6	33,1	47,5							7,4				
P. 484, Pădurea Băneasa — sol brun-roșcat închis de pădure. Recoltat de T. GOGOȘĂ																				
0-20	3,5	0,2	30,8	28,6	36,4	32,6	50,6	33,9	52,7	4,4	0,238	12,4	—			6,9	—	31,6	—	91,1
20-35	4,0	0,2	31,2	29,1	38,0	34,2	52,5	34,7	53,3	2,3	0,142	11,1	—			6,8	—	29,8	—	87,6
35-55	4,2	0,1	30,6	29,9	38,4	34,2	50,0	34,5	50,5	1,7	0,099	11,6	—			6,6	—	27,3	—	87,6
55-80	4,4	0,1	29,4	31,7	37,7	35,1	50,0	35,5	50,6	1,1	0,072	10,6	—			6,8	—	28,9	—	88,7
80-100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			6,3	—	26,9	—	88,1
100-120	4,4	0,1	29,1	33,6	36,2	34,1	46,6	84,4	47,1	—	—	—	—			6,3	—	30,4	—	90,0
120-143	4,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			6,9	—	29,6	—	90,8
P. 620 NE Gara Vîrteju — sol brun roșcat închis de pădure, sub culturi. Recoltat de ANA CONEA. Analizat de NICULINA BRATOSIN																				
0-12	3,04	1,6	35,5	28,1	31,8	28,5	45,3	32,8	46,8	2,9	0,139	14,4	0,120			6,8		28,6	4,6	83,8
20-38	4,04	1,5	31,0	26,0	39,0	35,6	51,0	40,0	52,3	2,8	0,150	12,8	0,096			7,0		33,1	3,9	88,3
45-55	4,22	1,6	32,0	24,9	39,5	36,4	51,2	40,3	52,3	1,8	0,097	12,9	—			7,2		31,8	3,7	88,4
65-85	4,09	1,4	31,6	29,4	37,4	34,8	52,9	37,5	53,0	1,3						7,3		—	—	—
100-117	4,00	1,4	33,3	28,2	36,1	32,1	50,0	36,5	50,5	0,9						7,3		30,0	3,1	89,7
123-138	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			7,4				
150-170	3,33	1,5	30,3	24,2	30,4	26,9	42,4	35,2	49,1							11,2				
180-200	3,10	1,5	29,3	25,0	28,0	25,1	40,7	33,5	48,6							14,0				
P. 621/44 4243 SE Bragadiru — sol brun roșcat închis de pădure, sub culturi. Recoltat de ANA CONEA. Analizat de VIRGINIA DUMITRIU																				
0-20	2,51	3,2	40,0	25,1	28,8	25,0	40,5	29,7	41,7	2,6	0,131	13,6				7,7	6,5	25,7	2,5	90,5
20-38	2,93	3,0	35,5	27,2	32,3	30,3	46,8	33,0	47,8	2,2	0,114	13,4				7,4	6,2	27,6	3,1	88,7
40-54	3,43	3,1	33,7	24,4	37,3	34,0	49,1	37,9	49,9	1,6	0,088	12,5				7,4				—
58-78	3,56	2,7	34,0	25,2	36,7	33,9	49,5	32,2	50,2	1,2						7,4		28,8	3,3	88,4
85-105	3,28	3,5	36,4	27,0	33,2	30,4	47,2	33,2	47,2	0,8						7,4		26,0	3,1	88,3
150-170	3,07	6,4	33,2	20,3	24,1	22,6	34,1	28,7	40,5							8,2				
180-200	2,31	5,7	34,7	17,8	21,6	19,7	30,3	27,0	37,2							20,5				
P. 106 Moara Domnească — sol brun roșcat de pădure, tipic sub culturi. Recoltat de C. OANCEA. Analizat de ROZETA VERMEȘ, ELENA BUGEAC, MARGARETA DOBRESCU, C. SCHRAMEK																				
0-17	2,48	0,2	35,6	30,7	29,8	26,3	43,8	31,0	45,5	2,5	0,141	12,29				6,7		24,0	3,5	85,3
17-35	2,77	0,2	36,0	29,4	32,4	29,4	46,9	33,0	47,8	2,4	0,124	12,88				6,6		25,6	3,1	88,1
35-50	3,08	0,1	32,8	29,5	36,8	33,9	50,8	37,1	52,2	1,7	0,097	11,79				7,0		29,4	4,4	85,1
50-68	2,72	0,1	31,7	28,4	38,0	34,7	52,1	38,7	53,0	1,4	0,084	10,96				7,5		30,1	4,2	86,0
68-86	2,84	0,1	30,7	27,2	39,0	35,7	52,3	40,2	53,8	1,2	0,076	10,69				7,5				
86-105	3,69	0,1	31,7	29,3	38,7	35,4	53,0	38,8	53,1											
125-145	3,50	0,1	34,5	28,6	35,8	32,6	49,3	36,2	49,8											
180-200	2,80	0,1	32,2	23,7	27,6	25,7	38,9	33,0	46,7							16,1				
200-220	—	—	—	—	—	—	—	—	—							21,7				
220-240	2,69	0,1	33,6	24,1	26,5	25,4	36,7	31,4	43,5							14,0				
P. 141 NNE Dudești — sol brun roșcat de pădure, tipic sub culturi. Recoltat de C. OANCEA. Analizat de MARGARETA NICOLAU, ELENA BUGEAC, MARGARETA DOBRESCU, C. SCHRAMEK																				
0-14	2,38	5,2	36,2	28,1	26,8	24,6	40,9	27,8	42,4	2,4	0,131	12,50	0,100			7,4	6,1	23,3	3,1	86,8
14-27	2,51	5,1	34,6	27,7	29,4	27,3	43,3	30,4	44,6	2,3	0,125	12,35	0,100			7,1	6,1	24,5	3,3	86,7
27-41	2,97	4,2	33,1	27,7	33,5	31,1	47,8	34,0	48,6	2,0	0,106	12,58				6,9	5,9	25,5	3,3	86,9
41-57	3,34	4,1	31,0	26,9	36,7	34,9	50,4	37,1	51,1	1,3	0,089	10,42				7,0	5,8	28,2	3,8	86,4
57-75	3,50	3,5	30,8	25,9	39,6	36,3	53,5	39,6	53,7	1,1	0,067	10,81				7,1	5,5	29,5	4,2	85,8
75-92	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	0,060	8,46						30,3	4,7	84,4
95-115	3,49	3,8	33,7	28,5	34,1	31,1	48,9	34,1	48,9	0,6	0,044	9,23						31,1	4,0	87,1
135-155	3,22	6,0	35,2	26,7	28,1	27,7	50,0	29,3	52,1									29,2	2,9	90,1
160-180	—	—	—	—	—	—	—	—	—											
180-200	2,22	6,6	34,9	21,3	22,0	19,8	30,6	25,9	36,0							17,0				
220-240	1,57	19,9	44,8	9,6	20,3	14,7	23,4	24,7	24,7							15,5				

TABELUL 5

Analiza cationilor schimbabili la un sol brun-roșcat închis de pădure, sub culturi
 Profil 620 NE Gara Virteju. Recoltat de ANA CONEA. Analizat de NICULINA BRATOSIN

Orizontul și adâncimea în cm	pH în suspensie apoasă	Cationi schimbabili în me la 100 g sol uscat					Suma baze- lor schim- babile S la 100 g sol	Capacitatea de schimb cationic T în me la 100 g sol	Cationi schimbabili în % din T					Gradul de saturație V %
		Ca	Mg	K	Na	H			Ca	Mg	K	Na	H	
0— 12	6,8	19,9	3,3	0,5	0,6	4,6	24,0	28,6	69,5	11,5	1,6	1,2	16,2	83,8
20— 38	7,0	25,0	3,3	0,6	0,3	3,9	29,2	33,1	75,6	10,1	1,7	1,0	11,7	88,3
45— 55	7,2	23,7	3,5	0,6	0,4	3,7	28,1	31,8	74,7	10,9	1,8	1,1	11,6	88,4
100—117	7,3	23,0	3,0	0,5	0,4	3,1	26,9	30,0	76,8	9,9	1,7	1,3	10,3	89,7



în general între 2 și 3%, un conținut mijlociu de N total (0,116—0,141%), un raport C:N de 12—14,5, o reacție în jurul punctului neutru $\text{pH} = 6,7\text{—}7,4$ și un grad de saturație ridicat 83—90%. Capacitatea totală de schimb cationic este mijlocie, 23—30 me la 100 g sol; printre cationii schimbabili predomină net Ca^{++} . Solurile brune-roșcate de pădure aflate sub vegetația naturală sînt mai bogate în humus (4,5—9%) și azot (0,230—0,350%) în primii centimetri, sînt mai acide ($\text{pH}:6,0\text{—}6,8$) și prezintă de obicei valori mai mari ale gradului de saturație la proba de suprafață și ceva mai mici la proba următoare, după care valorile cresc spre adîncime.

Analiza granulometrică arată o creștere ușoară pînă la accentuată a conținutului de argilă în orizontul B (iluvial) în comparație cu orizontul A (eluvial), ceea ce denotă o argilizare și o migrare a argilei pe profil, o dată cu curentul de apă descendent. Compoziția chimică a argilei coloidală rămîne aceeași pe profil (raportul $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ constant) după cum dovedesc analizele chimice (N. CERNESCU, M. POPOVĂȚ); acest lucru dovedește că ultramicronul de argilă coloidală migrează pe verticală ca atare («lesivare», «ilimerizare»), fără a suferi o descompunere. Culoarea roșie a solului brun-roșcat de pădure nu se datorește, după N. CERNESCU, acumulării de sesquioxizi în orizontul B, ci pigmentării substratului mineral cu oxizi ferici slab hidratați rezultați prin deshidratarea hidroxidului de fier (în perioadele secetoase) ce ia naștere prin precipitarea în masa solului a compușilor fierului ce se liberează continuu din rețeaua silicaților în procesul de alterare; se formează astfel în sol goethit ($\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot\text{H}_2\text{O}$) sau chiar hematit (Fe_2O_3) care explică pigmentarea intensă a solului în brun-roșcat.

Procesul pedogenetic specific solurilor brun-roșcate de pădure se caracterizează prin:

Formarea de humus practic saturat cu calciu, de tipul mull;

Neoformare intensă de argilă, pe seama substratului mineral;

Migrarea moderată a argilei coloidale pe verticală, acumulîndu-se în orizontul B;

Saturarea ridicată cu baze a complexului coloidal;

Mobilizarea slabă a fierului din rețeaua silicaților însoțită de depunerea și deshidratarea parțială a hidroxidului de fier, care are loc pe întregul profil.

Solurile brune-roșcate de pădure podzolite. Ocupă în general suprafețele împădurite din arealul solului brun-roșcat; apar de asemenea în partea sud-vestică a regiunii și sub culturi.

Se caracterizează din punct de vedere morfogenetic prin diferențierea texturală tot mai accentuată între orizontul eluvial și cel iluvial, prin deschiderea culorii orizontului A, ca urmare a acumulării reziduale de SiO_2 , însoțită de formarea suborizontului A_{1a_2} , și spălarea tot mai adîncă a carbonaților.

În general solurile brune-roșcate de pădure podzolite întîlnite pe cîmpul plan din regiunea orașului București sînt slab podzolite; în formele depresionare ale



reliefului pot apare soluri brune-roșcate de pădure cu podzolire mult mai accentuată, datorită umezirii mai intense a solului.

Solurile brune-roșcate de pădure podzolite prezintă, în general, următorul profil:

A₀, de 2—3 cm: literă în curs de descompunere.

A₀, de 5—10 cm: brun cenușiu sau brun închis; lut ușor; structură mic grăunțoasă; pudrare cu SiO₂.

Aa₂, de 20—35 cm: mai dezvoltat și mai diferențiat cu cât podzolirea este mai înaintată; brun deschis cenușiu până la cenușiu; lut ușor: bobovine mici și mijlocii.

Aa₃/B, de 10—25 cm: neuniform colorat, textura devine mai fină, nuciform; bobovine.

B, de peste 100 cm grosime (poate fi divizat în suborizonturi): brun-roșcat cu mici pete cenușii, mai frecvente cu cât podzolirea și pseudogleizarea este mai intensă; lut greu — argilă ușoară; prismatic; foarte compact.

C, începe de la adâncimi diferite, de obicei sub 150—190 cm: gălbui; cu eflorescențe albe de CO₃Ca.

Solurile brune-roșcate de pădure podzolite (tabel nr. 6 și 7) au un conținut ridicat de humus în A₁ (7—8%) care scade însă repede în restul orizontului A până sub 1—2%. Reacția este mai acidă, pH coborînd de la 6,5—6,8 în A₁, la 5,4—6,0 în A₁ a₂; la fel variază și gradul de saturație care coboară de la 80% în A₁, la 60% în A₁ a₂, de unde apoi crește treptat spre baza profilului. Diferențierea texturală dintre orizonturile A și B este mai intensă decât la solurile brune-roșcate de pădure nepodzolite.

Procesul pedogenetic caracteristic solului brun-roșcat de pădure podzolit este asemănător cu cel al solului brun-roșcat, deosebindu-se prin intensificarea unor fenomene (argilizarea, migrarea argilei coloidale, mobilizarea Fe și depunerea oxizilor fierici) și prin accentuarea acidifierii humusului și complexului argilos, însoțite de o sărăcire în baze, care duce la coborîrea gradului de saturație până la 50—60%.

Lăcoviștile cernoziomice levigate ocupă mici suprafețe la nord de București; s-au format în depresiunile închise și de dimensiuni relativ mici, situate în ariile depresionare de pe cumpenele de ape, în care nivelul hidrostatic freatic se menține la adâncimea de 80—150 cm. Primăvara, câteodată apa bălțește la suprafață. De cernoziomul levigat freatic umed, lăcoviștea cernoziomică se deosebește printr-o structură mic bulgăroasă și o slabă nuanță cenușie, în orizontul A; prezintă separări mici (pulverulente) de oxizi de fier și mici bobovine, în orizontul A/B; orizontul B este argilos, mai compact, umectat sau chiar slab îmbibat cu apă (în anii cu precipitații abundente) și prezintă mînjire de humus pe grosime mare, precum și gleizare manifestată prin pete cenușii; orizontul cu carbonați începe adeseori de la adâncimi mai mici de 100 cm. Fertilitatea acestor soluri este ridicată, cu excepția anilor ploioși.

Solurile din depresiuni. În depresiunile de pe interfluvii (crovuri, rovine, padine) se întîlnesc cernoziomuri levigate de depresiune și soluri derno-pseudogleice podzolite.



TABELUL 6

Date analitice referitoare la cteva soluri brune-roșcate de pădure podzolite din regiunea orașului București

Orizontul și adâncimea în cm	Apă higroscopică	Frațiuni granulometrice în % (diametrul particulelor în mm)								Humus în %	N total %	C: N	P ₂ O ₅ total %	CO ₂ Ca %	pH în suspensie		T me la 100 g sol	H	V %
		Nisip grosier 2-0,2	Nisip fin 0,2-0,02	Praf 0,02-0,002	Argilă < 0,002	Argilă fină < 0,001	Argilă fizică < 0,01	Recalculată la partea silică							apoasă	salină			
								Argilă < 0,002	Argilă fizică < 0,01										
P. 9/ 177 XXII Q Pădurea Andronache — sol brun-roșcat de pădure podzolit. Recoltat de T. GOGOȘĂ. Analizat de MARGARETA NICOLAU																			
0- 10	3,26	0,3	35,1	29,4	27,0	22,6	41,1	29,4	44,8	6,7	0,334	13,6	0,145	—	5,6	34,5	5,8	83,1	
10- 33	2,89	0,3	34,9	30,7	30,3	25,8	45,1	31,5	46,9	2,3	0,129	12,3	0,134	—	—	—	—	—	
33- 50	4,38	0,1	30,0	26,9	40,4	36,4	53,0	41,4	54,5	1,4	0,087	10,9	0,114	—	4,9	29,4	7,2	75,6	
50- 80	4,38	0,1	30,0	26,6	41,3	36,5	54,1	42,1	55,2	1,1	0,078	9,5	—	—	—	—	—	—	
80-100	4,44	0,2	31,0	27,7	39,1	34,9	52,7	39,9	53,7	—	—	—	—	—	5,1	32,3	5,7	82,3	
110-120	4,08	0,2	34,3	28,7	37,7	35,5	51,5	37,3	51,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
120-140	4,09	0,3	34,9	29,2	36,5	32,6	50,3	36,2	49,9	—	—	—	0,1	—	—	30,0	3,6	88,0	
140-160	3,94	0,3	35,1	27,5	37,1	33,1	49,7	37,1	49,7	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	
160-180	2,84	0,2	31,1	23,6	25,6	24,8	37,0	31,8	45,9	—	—	—	19,0	—	—	21,6	—	100	
P. 405, Pădurea Vulpache, sol brun-roșcat de pădure podzolit recoltat de T. GOGOȘĂ Analizat de ELENA STOICA, HARETA MAC.																			
0- 10	4,3	0,1	34,9	28,8	28,6	25,0	42,8	31,0	46,4	6,4	0,370	12,1	—	—	6,6	—	33,5	—	87,3
10- 25	3,7	0,1	38,6	23,6	32,8	27,5	46,5	34,5	48,8	3,3	0,121	12,5	—	—	5,5	—	23,1	—	66,4
25- 35	4,2	0,1	36,1	26,1	33,7	31,1	49,7	35,1	51,8	2,3	0,132	12,0	—	—	5,9	—	25,0	—	76,0
35- 50	4,4	0,1	35,2	22,6	38,8	33,9	51,8	40,1	53,6	2,0	0,111	12,1	—	—	5,9	—	26,9	—	76,1
50- 70	4,8	0,1	34,3	22,8	40,1	35,7	53,1	41,2	54,6	1,4	0,094	10,5	—	—	5,8	—	—	—	—
70- 90	5,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,7	—	28,8	—	80,7
90-110	5,0	0,0	34,8	24,3	39,2	34,2	52,2	39,8	53,1	—	—	—	—	—	5,9	—	—	—	—
130-155	4,7	0,0	32,6	30,8	36,7	31,9	49,2	36,6	49,1	—	—	—	—	—	6,5	—	27,4	—	88,1
155-180	3,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11,9	7,9	—	—	—	100,0
180-200	3,6	0,1	21,6	34,3	27,6	24,2	39,5	33,1	47,4	—	—	—	—	16,9	8,0	—	21,4	—	100,0

TABELUL 7

Analiza cationilor schimbabili la un sol brun-roșcat de pădure podzolit

Pădurea Andronache, profil 9/177 XXII Q. Recoltat de T. GOGOȘA. Analizat de MARGARETA NICOLAU

Orizontul și adâncimea în cm	pH în sus- pensi- e apoasă	Cationi schimbabili în me la 100 g sol uscat					Suma bazelor schimba- bile S la 100 g sol	Capacitatea de schimb cationic T în me la 100 g sol	Cationi schimbabili în % din T					Gradul de satu- rație V %
		Ca	Mg	K	Na	H			Ca	Mg	K	Na	H	
0— 10	5,60	24,1	3,7	0,5	0,5	5,8	28,7	34,5	69,9	10,6	1,3	1,4	16,8	83,2
35— 50	4,91	18,1	3,3	0,5	0,4	7,2	22,3	29,4	61,6	11,2	1,7	1,2	24,3	75,7
80—100	5,15	22,5	3,2	0,4	0,4	5,7	26,6	32,3	69,6	10,0	1,4	1,3	17,7	82,4
120—140	—	22,6	2,8	0,5	0,5	3,6	26,4	30,0	75,5	9,3	1,5	1,7	12,0	88,0
160—180	—	18,4	2,0	0,5	0,7	—	21,7	—	85,0	9,4	2,4	3,2	—	100,0



Institutul Geologic al României

Cernoziomurile levigate de depresiune, pseudogleizate slab se întâlnesc într-o serie de covuri din zona cernoziomului levigat; ocupă o suprafață totală redusă. Se deosebesc de cernoziomurile levigate zonale prin coloritul brun-cenușiu al orizontului A (datorită pseudogleizării și eventual podzolirii slabe) care apare mai evident spre partea mai joasă a depresiunii și prin spălarea carbonaților la adâncimi foarte mari; uneori carbonații nici nu se mai întâlnesc în profil. Sînt mai sărace în humus și mai acide.

Solurile dernopseudogleice podzolate. Aceste soluri sînt caracteristice pentru depresiunile (covurile) și văile fără scurgere bună din cuprinsul unităților cu sol brun-roșcat de pădure (inclusiv sol brun-roșcat de pădure podzolit); în terenurile cultivate se observă cu multă ușurință datorită culorii lor cenușii sau vegetației lor deosebite. Numărul relativ mare de depresiuni și răspîndirea lor neuniformă determină o împetritare a învelișului de sol pe cîmpurile drenate sau pe terase. Forma depresiunilor este de multe ori aproape circulară sau ovoidală avînd un diametru de 200—500 m. Adîncimea (denivelarea) acestor depresiuni variază între 1—3 m.

În urma topirii zăpezilor sau în urma ploilor de primăvară, aceste depresiuni colectează mai multă apă și adeseori fundurile depresiunilor rămîn acoperite cu apă o perioadă de 2—3 luni pe an, condiționînd în aceste soluri un regim hidric deosebit care favorizează dezvoltarea proceselor de pseudogleizare și podzolire. Sînt acoperite, dacă nu sînt prea adînci, cu păduri de stejar, carpen, cer sau plop (cu excepția celor din terenurile agricole). Cele mai adînci depresiuni, datorită excesului de umiditate aproape permanent, au vegetație hidrofilă, care apare uneori și în centrul depresiunilor mai puțin adînci; în aceste condiții se întâlnesc soluri stagnogleice. Roca-mamă este aceeași cu roca pe care s-a format și solul brun-roșcat de pădure; pînza de apă freatică se află la adîncimi de peste 10 m. Morfologia solurilor din depresiunile situate în interiorul unității de sol brun-roșcat de pădure, prezintă o largă variație datorită stadiului de evoluție diferit ca urmare a condițiilor inegale din cuprinsul unei depresiuni sau de la o depresiune la alta. În părțile periferice ale depresiunii, podzolirea și pseudogleizarea sînt slab exprimate, aceste două procese accentuîndu-se spre partea mai joasă a depresiunii.

Solurile dernopseudogleice podzolate, se caracterizează adeseori și prin apariția culorii negricioase-vineții cu pete ruginii în partea superioară a orizontului B, pe o grosime de 20—30 cm; acest lucru poate fi interpretat fie ca un caracter relict păstrat dintr-un vechi sol negru de fîneață sau de semi-mlaștină, format într-o fază anterioară de evoluție cînd interfluviul nu era încă fragmentat, fie ca un caracter actual legat de procesele intense de reducere ce au loc în sol la acest nivel.

O secțiune printr-o depresiune (fig. 1) ne arată următoarele: orizontul A al solului brun-roșcat de pădure devine din ce în ce mai cenușiu pe măsura coborîrii către fundul depresiunii, astfel încît la un moment dat se poate deosebi un suborizont A_2 ; orizontul B se dezvoltă din ce în ce mai mult în același sens și își pierde



coloritul roșcat devenind brun cu nuanțe mai închise sau mai deschise. Trecerea se face destul de treptat, în funcție de schimbarea microrcliefului; alteori, când panta este foarte scurtă, se trece brusc la solul depresiunii, puternic podzolit.

Redăm succesiunea solurilor într-o depresiune de la marginea sud-estică a orașului București.

La marginea depresiunii întâlnim soluri dernopseudogleice slab-mediu podzolate cu următorul profil morfologic:

- A₁, 0—32 cm: cenușiu; lut nisipos — lut; agregatele structurale sînt aplatizate (foioase) în primii centimetri, apoi mic grăunțoase și se sfărîmă ușor, devenind făinoase.
 A₁A₂, 32—55 cm: brun-cenușiu cu pete albicioase; lut; fără structură definită; agregatele se sfărîmă ușor; foarte multe pete mici portocalii de oxizi ferici; bobovine frecvente.
 B₁, 55—108 cm: brun-cenușiu închis, formează o bandă de culoare închisă între orizonturile superior și inferior, care apar mai deschise la culoare; lut greu — argilă; se desface în prisme; foarte compact; foarte multe bobovine și pete ferimanganice.
 B₂, 108—200 cm: castaniu cu mici pete portocalii; prismatic; bobovine; nisip grosier și pietricele
 C, 200—250 cm: castaniu, nestructurat; efervescența apare local în pete unde se întîlnesc și acumulări de CO₂Ca sub formă de vinișoare.

În partea cea mai joasă a depresiunilor mai mari (care se află uneori în centrul depresiunii, alteori la una din marginile ei) întâlnim soluri dernopseudogleice puternic podzolate (podzoluri de depresiune) cu următorul profil:

- A₁, 0—26 cm: cenușiu-castaniu cu pete albicioase; lut făinos; bobovine mici; trece net.
 A₂g, 26—44 cm: cenușiu albicios, cu rare pete castanii și cu frecvente pete portocalii; lut făinos; trece net.
 B'g, 44—110 cm: brun-cenușiu închis cu pete ruginii; pudrat cu silice la partea superioară (A₂/B); lut greu-argilă; prismatic; foarte compact.
 B₃+B₃, 110—300 cm: castaniu, gleizarea se pierde treptat; lut greu; prismatic; compact; fără efervescență.

Datele analitice (tabelele 8 și 9) referitoare la un sol dernopseudogleic puternic podzolit (podzol de depresiune) arată un conținut mic de humus (2,7%) și azot total (0,100—0,150%), reacție slab acidă la suprafață, devenind mai acidă în orizontul B, și un grad de saturație de 74—77%; printre cationii schimbabili predomină Ca⁺⁺, urmat de H⁺ și Mg⁺⁺ în partea superioară a profilului sau numai de Mg⁺⁺ în cea inferioară.

Solurile aluviale. Luncile se caracterizează prin prezența solurilor aluviale în diferite stadii de evoluție și gleizare. Vom menționa pe cele mai răspîndite.

Solurile aluviale stratificate reprezintă cele mai tinere soluri din luncă. La aceste soluri, procesul de solificare este în permanență întrerupt de revărsările periodice ale râului, în cazul de față Argeșul și Sabarul. Solurile aluviale stratificate se întîlnesc de aceea, numai în apropierea cursului râului. Nivelul freatic acvifer se află obișnuit la adîncimi mici, cu excepția grindului lateral, drenat de râu.



TABELUL 8

Date analitice referitoare la un sol dernopseudogleic podzolit (* podzol de depresiune »).

Profil 619/4333 SE Popești-Leordeni. Recoltat de ANA CONEA. Analizat de GEORGETA ATANASIU, MARIA CONSTANTINESCU, C. SCHRAMEK

Orizontul și adâncimea în cm	Apă higro- scopică	Frațiuni granulometrice în % (diametrul particulelor în mm)								Humus în %	N total %	C: N	pH în suspensie apoasă	T	H	%
		Nisip grosier 2-0,2	Nisip fin 0,2-0,02	Praf 0,02-0,002	Argilă <0,002	Argilă fină <0,001	Argilă fizică <0,01	la partea silicată Recalculată						me la 100 g sol	V	
								Argilă <0,002	Argilă fizică							
0-12	1,7	1,6	34,4	35,8	25,4	20,5	42,8	26,2	44,0	2,7	0,159	11,5	5,9	21,2	4,8	77,4
22-35	2,8	1,6	36,2	34,6	25,9	21,7	43,9	26,4	44,6	1,6	0,098	10,8	6,0	18,6	4,2	77,7
35-47	2,1	2,0	34,1	33,0	30,2	26,5	47,3	30,4	47,6	1,0	0,084	8,3	5,9	20,0	5,2	74,2
60-75	3,9	1,0	25,6	26,1	46,1	44,6	60,4	46,7	61,0	1,1	0,068	10,8	5,4	32,7	8,4	74,4
90-110	3,9	0,7	27,0	24,3	47,9	41,8	58,4	48,0	58,4	0,9	—	—	5,3	33,7	6,2	81,6
135-155	3,6	0,7	30,9	27,6	40,3	35,5	53,4	40,5	53,6	0,4	—	—	5,7	33,1	3,5	89,2
170-190	3,3	1,3	33,5	27,7	37,6	33,6	52,0	37,6	52,0	—	—	—	6,7	30,3	3,0	89,9

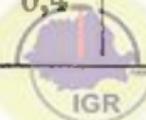


TABELUL 9

*Analiza cationilor schimbabili la un sol dernopseudogleic podzolit (*podzol de depresiune *) (Profil 619/4313 SE Popești Leordeni)*

Recoltat de ANA CONEA. Analizat de GEORGETA ATANASIU, MARIA CONSTANTINESCU, C. SCHRAMEK

Orizontul și adâncimea în cm	pH în sus- pensi apoasă	Cationi schimbabili în me la 100 g sol uscat					Suma bazelor schimba- bile S la 100 g sol	Capacitatea de schimb cationic T în me la 100 g sol	Cationi schimbabili în % din T					Gradul de satura- ție V %
		Ca	Mg	K	Na	H			Ca	Mg	K	Na	H	
0— 12	5,9	12,3	3,1	0,5	0,4	4,8	16,4	21,2	58,4	14,7	2,3	1,9	22,7	77,4
22— 35	6,0	10,7	3,1	0,3	0,3	4,2	14,4	18,6	57,7	16,7	1,5	1,8	22,2	77,7
37— 47	5,9	10,9	3,4	0,3	0,3	5,2	14,8	20,0	54,7	16,8	1,4	1,4	25,8	74,2
60— 75	5,4	16,7	6,3	0,6	0,7	8,4	24,3	32,7	51,2	19,2	1,8	2,2	25,7	74,4
90—110	5,3	18,8	7,3	0,6	0,9	6,2	27,5	33,7	55,7	21,7	1,4	2,7	18,4	81,6
135—155	5,7	20,5	7,8	0,4	0,6	3,5	29,2	32,8	62,6	23,8	1,2	1,7	10,8	89,2
170—190	6,7	18,6	7,3	0,4	0,7	3,0	27,0	30,0	62,0	24,4	1,2	2,4	10,1	89,9



TABELUL 10

Date analitice referitoare la cteva soluri de luncă din regiunea oraşului Bucureşti

Orizontul și adâncimea în cm	Apă higroscopică	Frațiuni granulometrice în % (diametrul particulelor în mm)								Humus în %	N total %	C: N	P ₂ O ₅ total %	CO ₂ Ca %	pH în suspensie		T	H	V %
		Nisip grosier	Nisip fin 0,2—0,02	Praf 0,02—0,002	Argilă <0,002	Argilă fină <0,001	Argilă fizică <0,01	Recalculată la partea silicată							apoașă	salină	me la 100 g sol		
								Argilă <0,002	Argilă fizică <0,01										
P. 1/762 sol aluvial mediu evoluat pe aluviuni necarbonatice. Recoltat C. TUTUNEA. Analizat MARIA CONSTANTINESCU, C. SCHRAMEK																			
0—16	3,2	1,0	31,7	27,8	36,3	30,9	53,8	37,5	55,6	2,9	0,172	11,5			5,8		33,8	4,2	87,7
20—33	3,4	0,9	30,2	27,3	38,3	33,0	54,9	39,6	56,9	2,8	0,155	12,0			5,9		35,5	4,4	87,5
33—46	3,7	0,3	28,2	30,3	39,5	34,1	57,0	40,2	57,9	1,8	0,104	11,4			6,0		35,2	3,4	90,5
50—70	5,0	0,3	16,0	32,4	50,0	42,6	71,7	50,7	72,7	1,4					6,5		50,5	2,6	94,8
80—100	6,0	0,2	5,4	29,5	61,1	52,7	84,7	63,6	88,2	1,2			0,0		6,8		54,3	1,1	97,9
120—150	5,6	0,0	4,5	35,7	57,5	47,8	84,7	58,9	86,7				0,7		7,9				
215—235	6,0	2,5	6,8	27,5	60,4	50,1	82,0	62,2	84,4				0,5		7,6				
280—300	6,1	0,1	1,6	25,6	67,7	56,7	90,2	71,3	95,0				4,2		7,8				
P. 23/78 sol aluvial mediu evoluat pe aluviuni necarbonatice. Recoltat C. TUTUNEA. Analizat MARIA CONSTANTINESCU, C. SCHRAMEK																			
0—15	4,2	7,0	23,0	23,7	47,4	38,8	60,5	47,4	63,4	3,6	0,207	11,9			6,6		41,6	4,5	89,3
20—33	4,0	8,1	21,9	23,0	46,9	39,1	60,1	46,9	62,2	3,3	0,176	11,5			6,9		40,0	3,3	91,7
35—50	4,6	5,4	21,4	24,4	48,8	41,4	63,5	48,8	65,1	1,8	0,107	11,2			7,4		35,7	1,4	96,1
65—80	4,5	5,1	21,8	25,7	47,4	42,2	66,8	47,4	67,6	1,2			0,4		7,9				100,0
85—100	3,0	5,5	24,5	24,7	45,5	39,1	62,3	45,5	63,0	0,8			0,4		7,7				
120—140	2,5	9,1	39,9	9,8	41,3	26,7	42,2	41,3	42,3				0,7						
140—165		8,6	43,8	22,3	25,3	21,0	35,4	25,3	38,5				7,3						
P. 24/791 — sol aluvial cernoziomic pe aluviuni necarbonatice																			
Recoltat C. TUTUNEA Analizat FLORICA POPESCU																			
0—15	3,3	19,0	25,9	18,2	33,9	30,9	45,3	35,1	46,9	3,4	0,198	11,5			6,7		36,6	2,6	92,8
20—35	3,5	17,4	24,4	18,6	36,0	32,5	47,0	37,3	48,8	3,0	0,174	11,8			7,1		38,0	2,1	94,5
46—60	3,7	12,9	24,3	19,4	40,6	35,3	54,1	41,8	55,6	2,0	0,114	11,8			7,5		33,0	1,1	96,8
90—105	3,9	8,7	24,2	24,9	41,6	35,9	63,4	41,9	63,8	0,6			0,2		7,8				
160—175	2,7	4,3	38,7	24,4	30,1	27,2	39,6	30,9	40,6				1,1		8,0				



TABELUL 11

Analiza cationilor schimbabili la cteva soluri de luncă din regiunea oraşului Bucureşti

Orizontul şi adâncimea în cm	pH în suspen- sie apoasă	Cationi schimbabili în me la 100 g sol uscat					Suma bazelor schimba- bile S la 100 g sol	Capacitatea de schimb cationic T în me la 100 g sol	Cationi schimbabili în % din T					Gradul de saturaţie V %
		Ca	Mg	K	Na	H			Ca	Mg	K	Na	H	
P. 1/762 sud Jilava — sol aluvial mediu evoluat pe aluviuni necarbonatice. Recoltat de C. TUTUNEA. Analizat de RODICA SAFTA														
0— 16	5,8	22,4	5,2	0,8	1,2	4,2	29,6	33,8	66,3	15,5	2,4	3,5	12,3	87,7
20— 33	5,9	23,5	5,9	0,7	1,0	4,4	31,1	35,6	66,2	14,6	1,9	2,8	12,5	87,5
33— 46	6,0	23,7	6,9	0,5	0,8	3,4	31,8	35,2	67,3	19,5	1,5	2,2	9,5	90,5
80—100		33,6	11,7	0,7	1,9	2,6	47,9	50,5	66,4	23,2	1,3	3,8	5,2	94,8
180—200		35,1	13,4	0,8	3,8	1,1	53,2	54,3	64,7	24,7	1,5	7,1	2,1	97,9
P. 23/7 NE Cornetul — sol aluvial mediu evoluat pe aluviuni necarbonatice. Recoltat de C. TUTUNEA. Analizat de FLORICA POPESCU, MARIA CONSTANTINESCU														
0— 15	6,6	30,3	5,3	0,6	0,7	4,5	37,2	41,6	72,7	13,4	1,4	1,8	10,7	89,3
20— 33	6,9	29,7	5,9	0,6	0,6	3,3	36,7	40,0	74,1	14,7	1,5	1,5	8,3	91,7
65— 80	7,9	25,8	7,4	0,5	0,7	1,4	34,4	35,7	72,2	20,6	1,4	1,8	3,9	96,1
140—165		16,7	6,8	0,5	1,0		25,0		66,7	27,2	2,1	4,0		100,0
P. 24 SV Bragadiru — sol aluvial cernoziomic pe aluviuni necarbonatice. Recoltat de C. TUTUNEA. Analizat FLORICA POPESCU, MARGARETA DOBRESU														
0— 15	6,7	26,4	6,1	0,6	0,9	2,6	33,9	36,6	72,2	16,7	1,6	2,4	7,2	92,8
20— 35	7,1	28,5	6,0	0,6	0,8	2,1	35,9	38,0	75,0	15,1	1,7	2,1	5,6	94,5
68— 80		22,8	7,6	0,8	0,8	1,1	32,0	33,0	69,0	23,0	2,4	2,4	3,2	96,8
115—135		14,9	5,9	0,6	0,8	0,7	22,2	22,9	65,0	25,9	2,8	3,4	3,0	97,1



În general, solurile aluviale stratificate prezintă la suprafață un orizont scurt în care se constată un început de acumulare a humusului, de culoare castanie deschisă, fără structură. În adâncime se constată o succesiune de strate care au suferit o solificare mai slabă sau mai accentuată. În profil apar, așa dar, o serie de benzi mai închise sau mai deschise, cu textură variată, după natura materialului depus.

Solurile aluviale stratificate din lunca Sabarului sînt gleizate în cea mai mare parte, stratele inferioare (mult timp din an îmbibate cu apă) avînd o culoare cenușie cu pete ruginii. Este interesant de remarcat faptul că, spre deosebire de aluviunile carbonatice ale Sabarului, aluviunile Argeșului și Dîmboviței sînt sărace în CO_3Ca și bogate în particule de mică.

În lunca Argeșului și Sabarului ca și în lunca Dîmboviței sînt însă dominante solurile aluviale evoluat și anume se deosebesc:

Solurile aluviale slab evoluat care prezintă următorul profil:

20–35 cm orizontul de acumulare a humusului, brun deschis sau brun, textura variată de la nisip lutos la lut greu, fără structură sau cu tendință de structurare în grăunți; urmează apoi un suborizont de tranziție de 20–30 cm, castaniu deschis, fără structură, cu textură variată, sub care se întîlnesc aluviuni. În cazul unui material parental sărac în CO_3Ca , întregul profil nu face efervescență, iar în cazul unei aluviuni carbonatice, solul face efervescență puternică de la suprafață.

Foarte frecvent aceste soluri sînt și gleizate, ca urmare a influenței stratului acvifer freatic la mică adâncime.

Solurile aluviale mediu evoluat se formează în porțiunile de luncă în care revărsările se produc la intervale lungi de timp, iar cantitățile de aluviuni depuse în timpul acestor revărsări sînt mai mici. În acest caz, procesul de solificare nu este întrerupt atît de des, iar în profilul de sol încep să se precizeze din ce în ce mai bine orizonturile.

În luncile din regiunea orașului București nu s-au întîlnit decît soluri aluviale mediu evoluat gleizate, cu textură fină. Aceste soluri prezintă următorul profil:

Orizontul de acumulare a humusului de 30–35 cm brun sau brun închis, grăunțos colțurat stabil, afînat; urmează o tranziție de 20–30 cm brună cu pete castanii, cu tendința de structurare în grăunți colțurați, după care se trece la aluviuni gleizate stratificate.

Asemenea soluri s-au format pe aluviunile sărace în CO_3Ca ale Argeșului și Dîmboviței; de aceea nu au un orizont de acumulare a carbonaților. Totuși, uneori pe la adâncimea de 80–100 cm sau mai jos, aluviunile fac efervescență, local, într-o bandă mai lată sau mai îngustă; această acumulare de carbonați este secundară, carbonații provenind în cea mai mare parte din apa freatică (în general bogată în bicarbonat de calciu).

Solurile aluviale au în general un conținut moderat de humus (3–3,5%) ori de N total (0,170–0,200%); reacția lor este slab acidă dacă solul este necarbonatic sau slab alcalin dacă conține CO_3Ca (vezi tabelele 10 și 11).



Lăcoviștile aluviale carbonatice se întâlnesc în lunca Sabarului, din fața comunei Bragadiru. Sînt soluri care s-au format și evoluează sub influența puternică a apei freatice situată la mică adîncime. O parte din an aceste soluri sînt îmbibate cu apă pînă la suprafață.

Prezintă următorul profil:

- A, de 33–35 cm: de culoare brun închisă; lut greu-argilă cu multe elemente micacee și cu pietriș frecvent în profil; structură grăunțoasă colțuroasă medie stabilă.
- A/G, de 30–35 cm: brun închis cu pete cenușii și ruginii; lut greu cu pietriș; structura grăunțoasă colțurată mare sau nuciformă, separațiuni punctiforme ferimanganice și rar bobovine; compact.
- CG, de 65–70 cm: castaniu-gălbui, puternic gleizat (la 80–100 cm un orizont G₀, gălbui-ruginiu cu nuanță vineție); mult pietriș și multe bobovine.

Apa freatică în profil, toamna, la 180 cm. Eferescența se întâlnește la adîncimea de 50–55 cm sau mai jos.

Solurile aluviale semimlăștinoase, care ocupă suprafețe mai mari în lunca Dîmboviței, provin din drenarea mlaștinilor existente înainte de regularizarea și canalizarea cursului râului. Prezintă un orizont superior de 20–30 cm cenușiu-brun (uneori cenușiu-brun închis) cu pete mari ruginii, de la care se trece apoi într-un orizont de glei. În prezent nivelul apelor freatice se menține în medie la adîncimea de 1 m, uneori urcînd însă și pînă la suprafața solului. Sînt soluri cu textură fină.

Alte soluri. În afara solurilor descrise pînă aci, pe harta solurilor au fost separate, de asemenea, soluri brune-roșcate de pantă avînd în general un profil mai scurt și soluri brune-roșcate de pantă erodate, întîlnite pe pantele dintre cîmpuri și terase sau lunci sau dintre terase și luncă; au o răspîndire cu totul, limitată.

De-a lungul văilor care fragmentează interfluviul a fost reprezentat cartografic un complex de diferite cernoziomuri levigate de fîneață și lăcoviști, adeseori coluvionate.

Aspecte de geografia solurilor. Teritoriul regiunii orașului București este redus ca întindere, astfel încît nu pot fi scoase bine în evidență unele legi generale în repartiția solurilor cum ar fi aceea a zonalității solurilor. Totuși această lege se concretizează pe harta solurilor prin înlocuirea succesivă, începînd de la est spre vest, a cernoziomurilor levigate, prin soluri brune-roșcate închise, iar a acestora prin soluri brune-roșcate tipice. Aceste schimbări se produc paralel cu schimbarea condițiilor bioclimatice. Prezența arealului cu cernoziomuri levigate de fîneață în nordul regiunii orașului București, determinată de condițiile locale arătate anterior (apa freatică la mică adîncime), ca și prezența solurilor derno-pseudogleice în depresiuni ilustrează de asemenea o altă lege generală a geografiei solurilor, legea intrazonalității solurilor.



Ne vom opri în cele ce urmează numai la două aspecte locale de geografia solurilor ce pot fi semnalate în acest cadru restrîns.

Primul aspect, care atrage ușor atenția cercetătorilor împrejurimilor Bucureștilor este prezența solurilor dernopseudogleice podzolite risipite (ca niște pete cenușii)

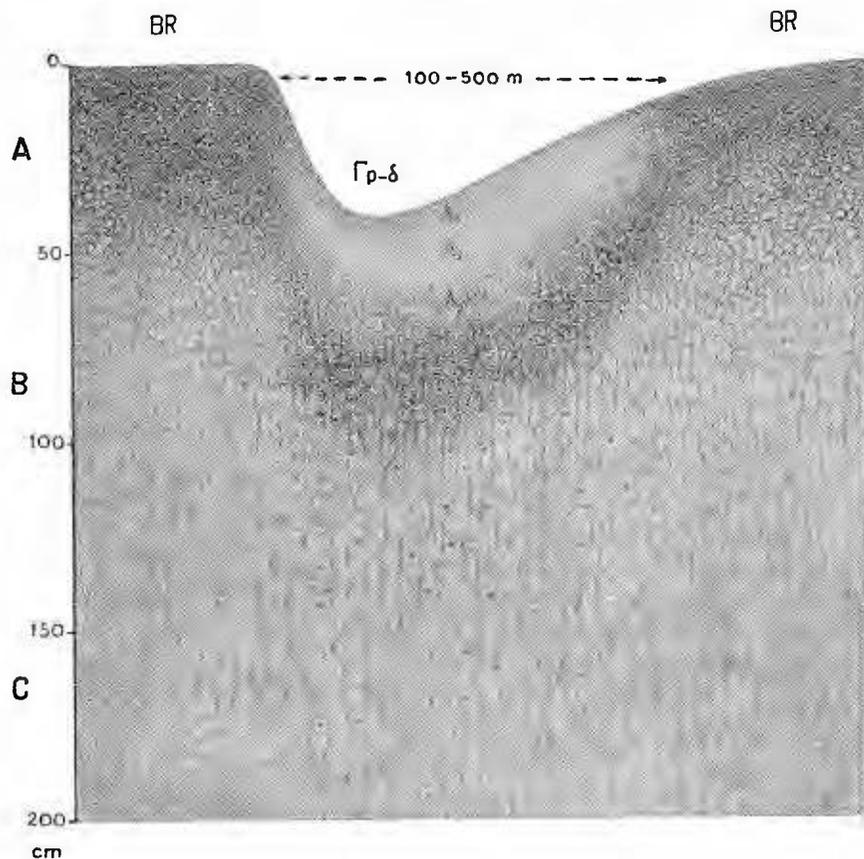


Fig. 1. — Secțiune pedologică schematică printr-un cov din cîmpul drenat (în zona solului brun-roșcat de pădure)

Pe relieful plan s-a format solul brun-roșcat de pădure (BR) cu orizonturile caracteristice A, B, C, iar în depresiuni (cu diametru variabil între 100—500 m sau chiar mai mult) soluri dernopseudogleice podzolite de depresiune ($\Gamma p-\delta$), cu orizonturile caracteristice A_1 , A_2 , A_3 , B, B.

pe cîmpurile drenate și pe terase (cu apa freatică la peste 6 m). Ele constituie un exemplu de influență a microreliefului în geneza solului, ca urmare a modificării regimului hidric (în primul rînd), prin redistribuirea umezelii la suprafața solului; această influență discutată anterior, este redată grafic în formă schematică în schița alăturată (fig. 1). Remarcăm totuși, că și influența microreliefului în geneza solului

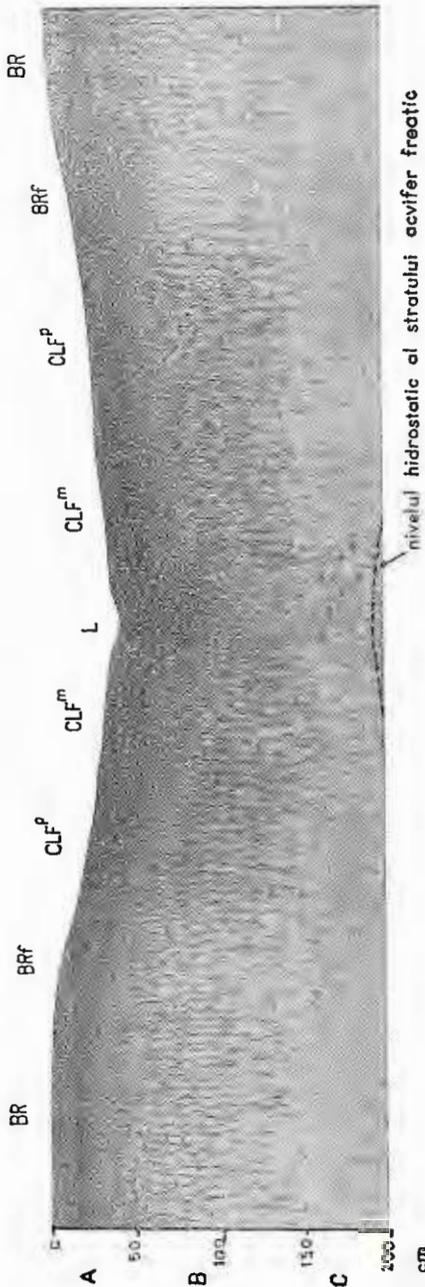


Fig. 2. — Secțiune pedologică schematică printr-o arie depresionară slab drenată la NE de București (în zona solului brun-roșcat de pădure). De la margine către centrul ariei depresionare (cu diametru de câțiva km), paralel cu creșterea influenței apei freatice în formarea și evoluția solurilor, se succed: sol brun-roșcat de pădure (BR), sol brun-roșcat freatic umed (BRf), cernoziom puternic levigat de fineață (CLFP), cernoziom mediu levigat de fineață (CLF^m), cernoziom slab levigat de fineață (L) și cernoziom cernoziomic (L).

fiind supusă, într-o anumită măsură, legii zonalității se manifestă în mod deosebit în diferitele zone de soluri. Astfel în aceleași condiții de microrelief în zona solului brun-roșcat de pădure iau naștere soluri dernopseudogleice podzolite, în timp ce în zona cernoziomului levigat iau naștere cernoziomuri levigate de depresiune, pseudogleizate.

Al doilea aspect local de geografie solurilor asupra căruia ne oprim este caracteristic pentru cîmpul nedrenat Otopeni—Dimieni sau porțiunile nedrenate ale terasei Argeșului cu apa freatică la mai puțin de 5—6 m. Aci formele de micro și mai ales de mezorelief, asemănătoare celor din cazul precedent, au cu totul altă influență în geneza solului, datorită influenței puternice în procesul pedogenetic a stratului acvifer freatic; sub influența acestuia procesele eluviale slăbesc în intensitate, în schimb se intensifică acumularea de humus. Consecința este formarea în aceste condiții a cernoziomurilor levigate de fineață (freatic umede) sau chiar a lăcoviștilor, deși condițiile climatice corespund solului brun-roșcat de pădure. Această situație este prezentată schematic în fig. 2.

În general, strînsa legătură dintre sol și celelalte elemente componente ale peisagiului geo-

grafic se poate observa ușor pe teritoriul regiunii orașului București în cele 2 secțiuni alăturate (pl. III). Prima dintre secțiuni, cea de la est de oraș, care străbate părțile

mai drenate ale interfluviului, arată distribuția diferitelor soluri brune-roșcate de pădure în diferitele condiții de relief, rocă, apă freatică și vegetație; se semnalează în această secțiune prezența solurilor dernopseudogleice, precum și apariția cernoziomului levigat de fineață la contactul dintre terasa Argeșului și câmp, adică acolo unde apa freatică se află la adâncime mică. A doua secțiune scoate în evidență în primul rând legătura dintre complexul de soluri specific câmpului Otopeni, slab drenat, și condițiile fizico-geografice.

Scurtă caracterizare agroproductivă

Cernoziomurile levigate, solurile cenușii de pădure și solurile brune-roșcate de pădure sînt folosite cu succes pentru culturi de cereale (porumb, grîu, orz, ovăz etc.) și diferite plante industriale (tutun, sfeclă, floarea soarelui etc.). Reușesc de asemenea plantațiile de pomi fructiferi și viță de vie. Fertilitatea acestor soluri este relativ bună și poate fi mărită prin aplicarea unei agrotehnici raționale (desmiriștit timpuriu, arături adînci de toamnă, executarea la timp a lucrărilor de întreținere a culturilor, combaterea buruienilor etc.) și aplicarea îngrășămintelor organice și a celor minerale, în primul rînd a celor azotoase. Irigarea experimentată la Stațiunea Moara Domnească a dat rezultate foarte bune.

Cernoziomurile levigate de fineață sînt solurile cele mai indicate pentru culturi agricole în asolamente furajere. Fertilitatea acestor soluri este mai ridicată decît cea a solurilor brune-roșcate de pădure, fiind mai bogate în humus și elemente nutritive și fiind aprovizionate cu apă din stratul acvifer. Respectarea măsurilor agrotehnice și aplicarea îngrășămintelor aduce sporuri însemnate de recoltă.

Solurile brune-roșcate de pădure podzolite sînt folosite în mod asemănător, însă au o fertilitate mai redusă. De aceea aplicarea măsurilor menționate în cazul solurilor brune-roșcate de pădure, dau sporuri mai însemnate de recoltă.

Solurile dernopseudogleice podzolite au o fertilitate scăzută datorită regimului hidric nefavorabil dezvoltării plantelor și sărăciei în elementele nutritive. Răspîndirea lor în insule mici, pe întreaga suprafață a câmpurilor sau teraselor pune probleme speciale de ameliorare, fiecare depresiune trebuind să fie tratată separat; acest lucru îngreunează, de asemenea, mecanizarea lucrărilor agricole pe solurile brune-roșcate de pădure și uniformizarea culturilor pe diferitele tarlale. Se recomandă drenarea depresiunilor mai adînci, fie prin puțuri absorbante, fie prin drenuri în cazul văilor fără scurgere bună. Trebuie introduse asolamente furajere și aplicate îngrășăminte organice și minerale.

Solurile aluviale sînt, în general, soluri fertile folosite pe scară largă în legumicultură. Cele mai fertile sînt solurile de pe grinduri, cu textura mai ușoară; lucrîndu-se cu ușurință sînt cele mai indicate pentru extinderea legumiculturii irigate. Solurile situate pe suprafețele mai coborîte, de obicei cu textură fină și cu apa foarte aproape



de suprafață, oferă condiții mai puțin prielnice dezvoltării plantelor agricole; acestea sînt indicate pentru asolamente furajere sau fînețe.

Irigarea culturilor poate fi extinsă cu multă ușurință în lunci și pe terase și în primul rînd în lunca Argeș—Sabar și pe terasele Argeșului, folosindu-se apa foarte bună pentru irigații a Argeșului; aceste suprafețe ar putea deveni astfel o importantă bază legumicolă pentru aprovizionarea Capitalei. Amenajarea văii Colentina și a văii Pasărea ar permite mărirea rezervelor de apă acumulată în lacurile înșiruite de-a lungul acestor văi, care ar putea fi folosite pentru extinderea suprafețelor irigate pe cîmpurile din apropierea lor.

De altfel lucrările de transformare a Capitalei patriei noastre și a zonei din imediata apropiere sînt în plină desfășurare. Începutul s-a făcut prin construirea canalelor de desecare a luncii Dîmboviței și a unor terenuri cu exces de umiditate, ca cel din apropierea comunei Otopeni, de pildă. Colaborarea care există între țărani și muncitorii de la oraș, antrenați în muncă patriotică, reprezintă garanția realizării și aplicării celor mai potrivite măsuri care să asigure sporirea continuă a producției agricole socialiste.

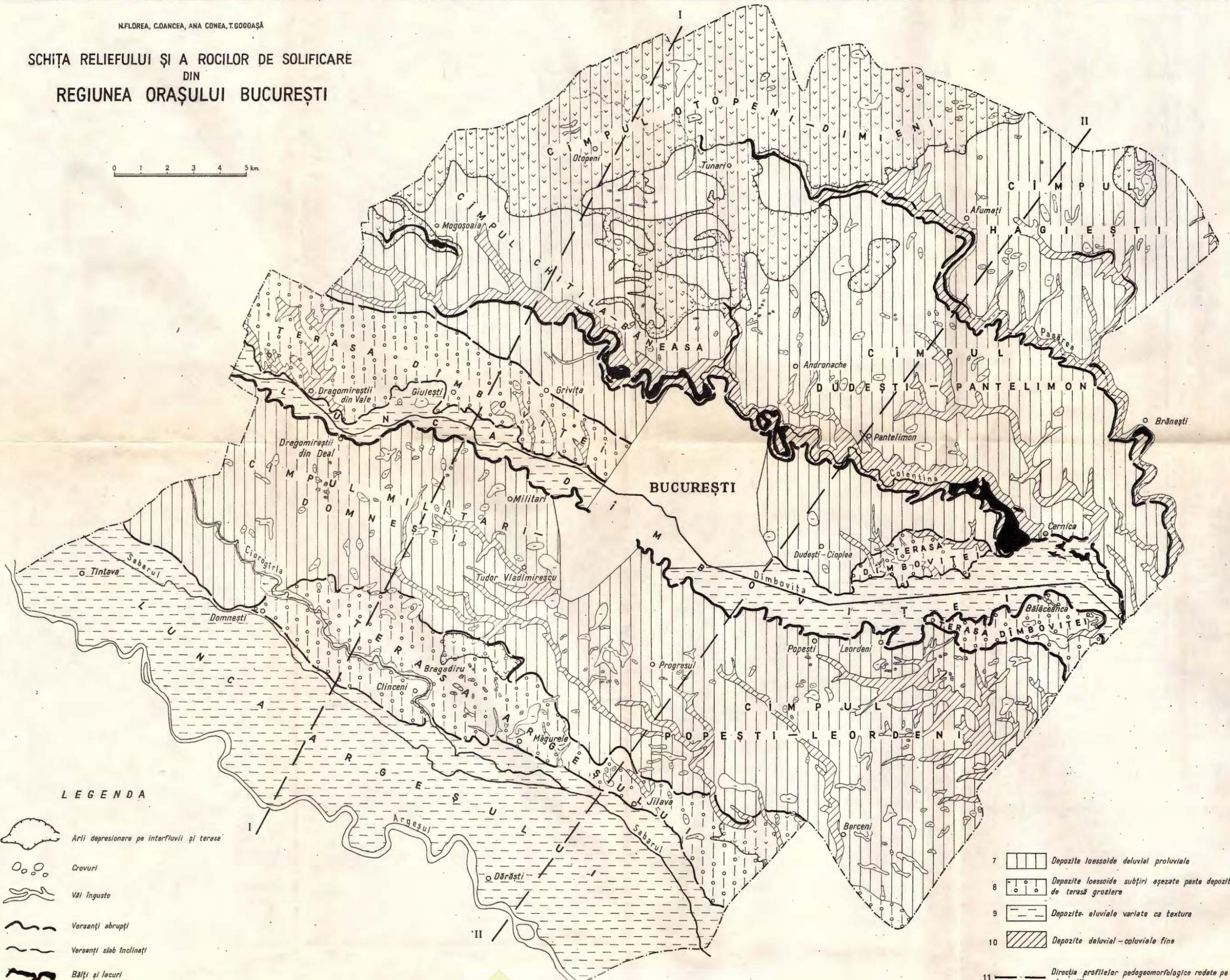
BIBLIOGRAFIE

1. CERNESCU N. Facteurs de climat et zones de sols en Roumanie. *Inst. Geol. Rom., Com. Geol. St. tehn. econ. seria C, nr. 2*, București, 1934.
2. CERNESCU N. Contribuțiuni la cunoașterea chimismului genetic al solurilor zonale cu orizont de acumulare a argilei, I. Solul brun roșcat de pădure. *Bul. Fac. de Agronomie nr. 2/1945*, Buc. 1946; II. Podzolul de depresiune. *Bul. Fac. de Agronomie, nr. 3/1945*. București 1946.
3. DRAGU I. Cercetări geobotanice în raionul Brănești. *D. S. Comit. Geol. vol. XLII (1954—1955)*, București, 1959.
4. ENCULESCU P. Zonele de vegetație lemnoasă din România. *Mem. Inst. Geol. Rom. vol. I*, București, 1924.
5. FLOREA N. Adîncimea critică a apei freatice în Cîmpia Brăilei. Noțiunea de adîncime subcritică. *Comunicările Academiei R.P.R. Tom. VI. nr. 11—12*, 1954.
6. GOGOȘĂ T., CUCUTĂ AL. Cercetări pedologice în partea estică a cîmpiei Vlășia (raionul Snagov). *D. S. Com. Geol., vol. XLII (1954—1955)*, București 1959.
7. IONESCU-SISEȘTI GH., STAIU IR. *Agrotehnica, vol. I și II*. București 1958.
8. KACINSKI N. A. Die mechanische Bodenanalyse und die Klasifikation der Böden nach ihrer mechanischen Zusammensetzung. *Rapports au VI-e Congrès international de la science du sol. I. Comm. Moscova 1956*.
9. LITEANU E. Geologia zonei orașului București. *St. Tehn. econ. Com. Geol., seria E, nr. 1*, 1952.
10. LITEANU E. Geologia pînutului de cîmpie din bazinul inferior al Argeșului și teraselor Dunării; Procese morfogenetice holocene în bazinul inferior al Argeșului. *Com. Geol., St. tehn. econ. seria E, nr. 2*, 1953.
11. OANCEA C. Cercetări pedologice între Dîmbovița-Mostiștea. *D. S. Com. Geol., vol. XLII (1954—1955)*, București 1959.



SCHIȚA RELIEFULUI ȘI A ROCILOR DE SOLIFICARE
DIN
REGIUNEA ORAȘULUI BUCUREȘTI

0 1 2 3 4 5 km.



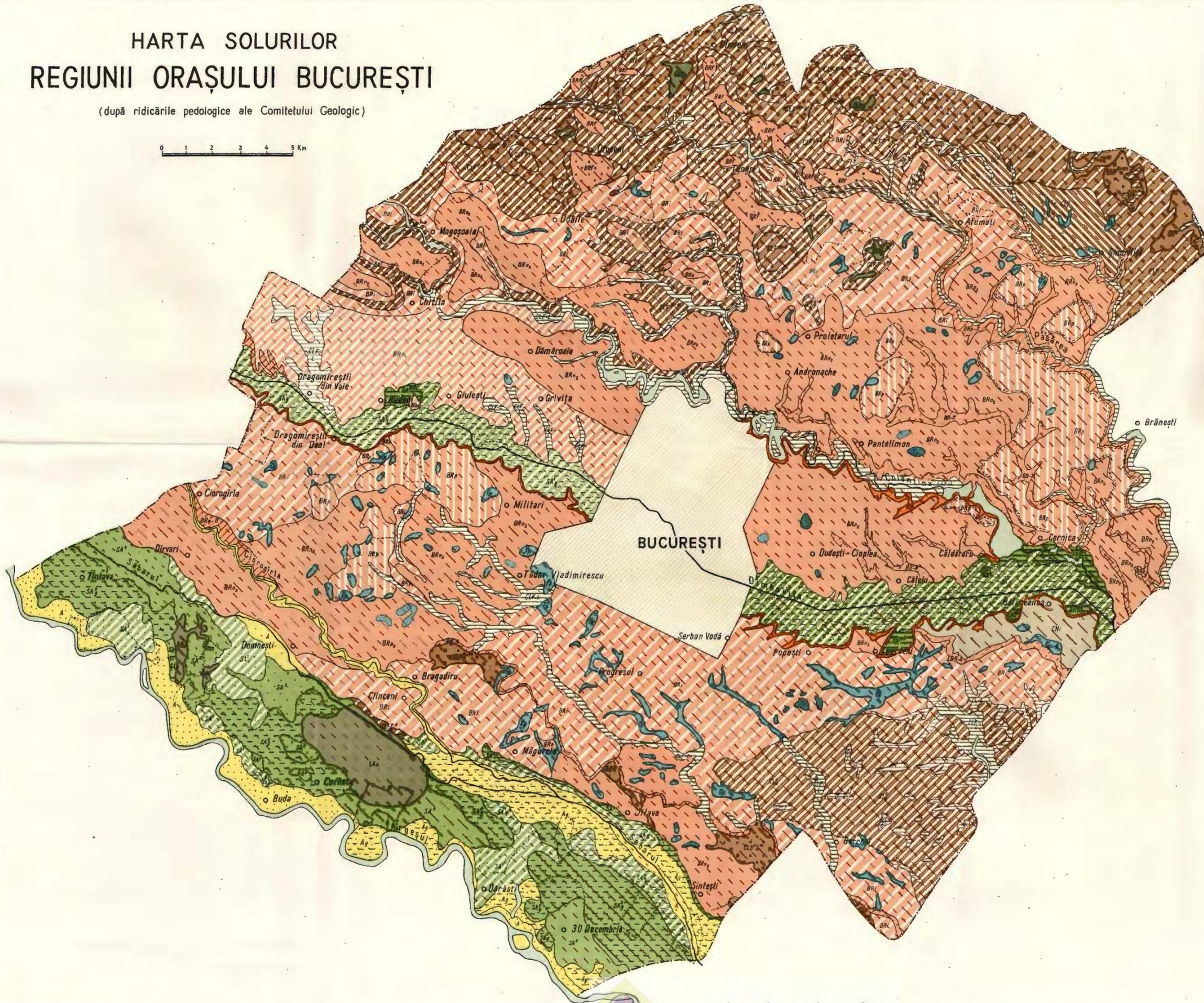
LEGENDA

- 1 Arii depresionare pe interfluvii și terase
- 2 Cravuri
- 3 Văi înguste
- 4 Versanți abrupti
- 5 Versanți slab înclinați
- 6 Bălți și lacuri

- 7 Depozite loessoide deluvial proluviale
- 8 Depozite loessoide subțiri așezate peste depozite de terasă groasă
- 9 Depozite aluviale variate ca textură
- 10 Depozite deluvial-coluviale fine
- 11 Direcția profilelor pedogeomorfologice redată pe planșă III

HARTA SOLURILOR REGIUNII ORAȘULUI BUCUREȘTI

(după ridicările pedologice ale Comitetului Geologic)



LEGENDA

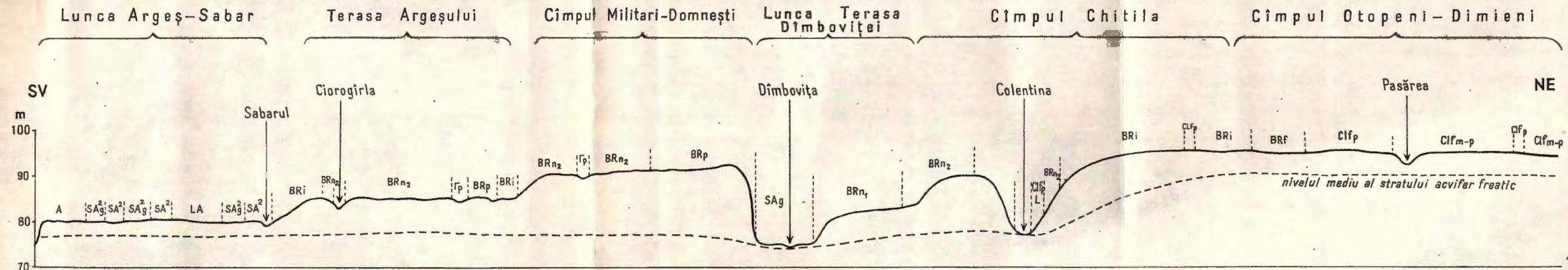
- 1 CL^m Cernoziomuri levigate moderat
 - 2 Cernoziomuri levigate puternic
 - 3 Cernoziomuri levigate foarte puternic, moderat humifere
 - 4 Cernoziomuri levigate foarte puternic, slab humifere
 - 5 Cernoziomuri levigate de depresiune
 - 6 Cernoziomuri levigate moderat și slab, freatic-umede
 - 7 Cernoziomuri levigate moderat și puternic, freatic-umede
 - 8 Cernoziomuri levigate puternic și foarte puternic, freatic-umede
 - 9 CNI Soluri cenușii închise de pădure și cernoziomuri levigate podzolite
 - 10 BR¹ Soluri brune-roșcate închise de pădure
 - 11 BR² Soluri brune-roșcate de pădure (tipice), moderat humifere
 - 12 BR³ Soluri brune-roșcate de pădure (tipice), slab humifere
 - 13 BR⁴ Soluri brune-roșcate de pantă
 - 14 BR⁵ Soluri brune-roșcate de pantă, erodate
 - 15 BR⁶ Soluri brune-roșcate de pădure podzolite
 - 16 BR⁷ Soluri brune-roșcate de pădure freatic-umede
 - 17 S Soluri pseudogleice podzolite și soluri podzolite pseudogleizate
 - 18 CLF¹ Lăcoviști cernoziomice levigate
 - 19 CLF² Cernoziomuri levigate freatic-umede și lăcoviști
 - 20 A Soluri aluviale stratificate
 - 21 A_g Soluri aluviale stratificate gleizate
 - 22 SA¹ Soluri aluviale slab evaluate
 - 23 SA² Soluri aluviale slab evaluate, gleizate
 - 24 SA³ Soluri aluviale mediu evaluate
 - 25 SA⁴ Soluri aluviale mediu evaluate gleizate
 - 26 SA⁵ Soluri aluviale semimălținoase
 - 27 Lăcoviști aluviale carbonatice
 - 28 RS Regosoluri
- Textura**
- 29 Nisip-nisip lutos
 - 30 Nisip lutos
 - 31 Nisip lutos-lut ușor
 - 32 Lut ușor
 - 33 Lut mediu
 - 34 Lut mediu-lut greu
 - 35 Lut greu
 - 36 Lut greu-argilă
 - 37 Bălți și lacuri
 - 38 Ape curgătoare
 - 39 Soluri sub vegetație naturală
 - 40 Limita unităților pedogenetice
 - 41 Limita unităților de textura

SECȚIUNI PEDOGEOGRAFICE SCHEMATICE PRIN TERITORIUL REGIUNII ORAȘULUI BUCUREȘTI

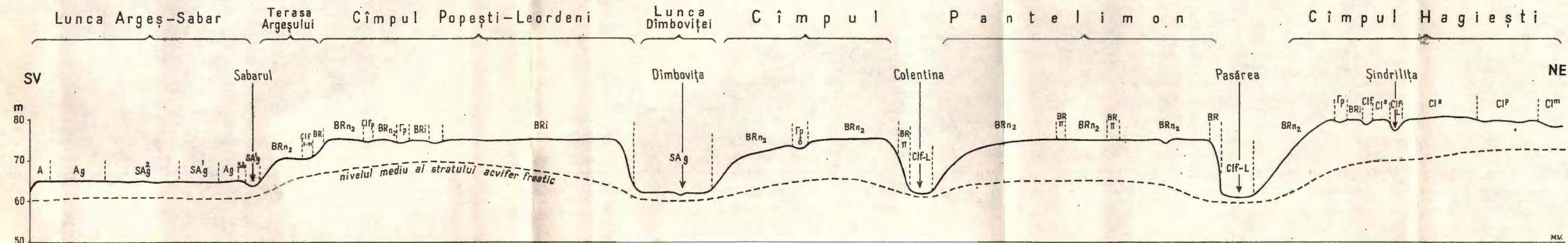
N. FLOREA, C. OANCEA, ANA CONEA, T. GOGOASĂ : Solurile Regiunii Orașului București

Pl. III

I. SECȚIUNEA ADUNAȚI-COPĂCENI — NE. AFUMAȚI



II. SECȚIUNEA MIHĂILEȘTI — E. OTOPENI



Scara lungimilor 1:100.000

Notă. Pentru explicația semnelor și simbolurilor a se vedea legendele planșelor I și II

COMITETUL GEOLOGIC Studii tehnice și economice, seria C, Pedologie, Nr.12



Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol.

12. PETCUȚ M. Pădurile de la limita dintre Vlășia—Mostiștea și Bărăgan. ICEF, *Referate și Comunicări*, Seria II, nr. 14, 1937.
13. ПОПОВЪТ М. Degradation des sols de steppe. Application à l'étude agrogéologique des environs de Perișorul (Distr. Dolj), București 1937.
14. PROTOPOESCU-PACHE EM. Cercetări agrogeologice în Cîmpia Romîna dintre valea Mostiștei și riul Olt. *D. S. Inst. Geol. Rom. I* (1940), vol. I, București.
15. RĂDULESCU-CONEA ANA, TUTUNEA C. Cercetări pedologice în sectorul sudic al interfluviului Argeș — Dîmbovița. *D. S. Com. Geol.*, vol. XLII, (1954—1955), București 1959.
16. ROMAN N. Cercetări geobotanice în raioanele Sinaia și Brănești. *D. S. Com. Geol.*, vol. XLII (1954—1955), București, 1959.
17. SPIRESCU M., CHIȚU C., BĂLĂCEANU V., MUCENIC IULIA. Raport asupra cercetărilor pedologice la vest de București în raioanele Crevedia și Mihăilești, 1954 (manuscris).
18. SERBĂNESCU I. Cercetări asupra vegetației în regiunea București. *D. S. Com. Geol.*, vol. XLII (1954—1955), București, 1959.
19. VÎLSAN G. Temelia Bucureștilor. *An. Geogr. și Antropogeogr.*, București 1911.
20. VÎLSAN G. Cîmpia Romîna. *Bul. Soc. Geogr. Rom. XXXVII*, București 1915.
21. * * * Lucrările conferinței de pedologie. Traseul Sinaia — Focșani — București — Constanța, litogr., București, 1958.
22. * * * Monografia geografică a R.P.R. vol. I, 1960.

ПОЧВЫ ОБЛАСТИ ГОРОДА БУХАРЕСТ
Н. ФЛОРЯ, К. ОАНЧА, АНА КОНЯ, Т. ГОГОШЭ
(Краткое содержание)

Город Бухарест расположен, приблизительно, в центре Румынской Низменности (Румынская Равнина Нижнего Дуная) в геоморфологической подъединице называемой Равниной Власии или Равниной Бухареста; эта подъединица представляет переходный характер от западной части более древней, более дренированной, к восточной части, более молодой и с более слабым дренажем. Она составлена из участков расположенных между реками Аржеш—Дымбовица и между Дымбовица — Мостиштя, а также из террас и пойм первых двух рек. Материнский материал почв представлен лёссовидными отложениями с тонкозернистым механическим составом (на полях—с грубообломочными частицами 0,1—1%), происхождения, возможно, делювиального — пролювиального и из аллювиальных отложений (в поймах). Подпочвенная вода (зеркало грунтовых вод) расположена на незначительной глубине (часто 2—4 м.) в поймах и в северной части территории города (называемой—поле Отопень-Димиень, на геоморфологическом эскизе, чертеж 1). В остальной части равнины превосходит, в общем, глубину в 5 м. Обычно подпочвенные воды — слабо минерализованны, в их химическом составе четко преобладают бикарбонаты кальция и магния; поэтому



они могут быть полезно использованы для ирригации. Только в поймах и долинах растет местами содержание солей, тип минерализации варьируя между бикарбонатным — бикарбонатно-хлоридным, бикарбонатно-сульфатным, иногда даже сульфатно-хлоридно-бикарбонатным.

Климат переходной от лесостепного к лесному; средняя годовая температура: 10,8—10,9 °. Среднее годовое количество осадков: 584 мм, неравномерно распределенных в течение года, без установления более длительных периодов засухливости.

На растительности, наблюдается также переходной характер: в лесах установлено наличие характерных разновидностей — лесостепи СВ и ЮВ порода *Quercus pedunculiflora* а для лесной зоны З, *Q. frainetto* и *Q. cerris*. В лесах расположенных на местах с подпочвенной водой малой глубины *Q. robur*.

Зональные почвы Равнины Бухарест — выщелоченные черноземы и бурые красноватые (коричневатые) лесные почвы. (черт. 2.).

Выщелоченные черноземы — почвы юго-восточной и северо-восточной частей территории вокруг города, представляют содержание гумуса и азота умеренного — до слабого, слабо-кислотную реакцию до слабо-щелочной, приподнятую степень насыщенности, малая механическая дифференция между горизонтами А и В, приподнятая обменная катионная емкость (для аналитических данных см. таблицы 2, 3).

Горизонт накопления CO_3Ca выявляется на разнообразных глубинах: 100—200 см. Выщелоченные черноземы были подразделены на: средние — выщелоченные с карбонатами на 100—120 см., сильно выщелоченными, с карбонатами на 125—150 см. и очень сильно выщелоченными, составляя переход к лесным буро-красноватым почвам, с карбонатами на более 160 см.

Лесные буро-красноватые (буро-коричневатые) почвы составляют зональный генетический тип, которые перекрывают наибольшую часть поверхности Бухарестской равнины. Они характерны умеренному климату, но с некоторым средиземноморским оттенком (зимы умеренно холодные и влажные, лета — теплые и относительно сухие). Эти почвы составляют переход от бурых лесных почв Центральной Европы к коричневым средиземноморским почвам. Они представляют морфологический профиль типа АВС с усиленным накоплением глины в горизонте В — окраски с коричневатым оттенком, очень характерны для горизонта В.

Почва вымыта от солей до глубины в 160 см. Лесные буро — красноватые почвы представляют под лесом слабое оподзоливание в горизонте А (для аналитических данных см. таблицы 4, 5, 6, 7).

Лесные буро-красноватые почвы были подразделены следующим образом:



лесные буро - красноватые темные почвы
лесные буро - красноватые типичные, средне-гумусные
лесные буро - красноватые типичные, слабогумусные
Лесные буро - красноватые оподзоленные почвы.

Педогенетический процесс специфический лесным буро - красноватым почвам характеризуется: образованием гумуса (лесной) — типа мулл; интенсивное новообразование глины за счет минерального субстрата; умеренная миграция коллоидальных глин, накапливающихся в горизонте В, приподнятая насыщенность в основании коллоидального комплекса; слабая мобилизованность железа из сети силикатов, сопровождаемая отложением и частичной дегидратацией гидроокислов железа, происходящей по всему профилю.

Как следствие влияния подпочвенной воды, находящейся на незначительной глубине в расширенных поверхностях, в особенности на севере Бухарестской Равнины были выявлены луговые выщелоченные (подпочвенно влажные) черноземы. Они составляют переход от автоморфных зональных почв к гидроморфным почвам. Это — очень плодородные почвы с более приподнятым содержанием гумуса, нежели в автоморфных выщелоченных черноземах, большим содержанием азота, нейтральной реакции, с приподнятой степенью насыщенности и катионной обменной емкостью, с незначительной дифференциацией механического состава (см. аналитические данные на таблицах 2,3).

Местами, были выявлены и лесные буро - красноватые, подпочвенно - влажные почвы.

Гидроморфные почвы представлены черноземными луговыми почвами. Они содержат подпочвенную (грунтовую) воду, находящуюся на глубинах менее 2 м. Профиль их представляет оглеение проявленное под видом серых пятен, в особенности в горизонте В. Гумус проникает глубоко на профиле под видом пятен и языков.

В депрессиях выявлены очень глубоко выщелоченные и псевдооглеенные черноземы и псевдооглеенные подзолистые почвы ассоциированные с лесными оподзоленными псевдооглееными в зоне лесной буро-красноватой почвы. Морфология профиля последних почв представляет большую вариацию, благодаря различной эволюционной стадии, определенной разнообразными условиями в рамках собственно депрессии или от одной до другой депрессии.

На рис. 1 представлено постепенное изменение почвы от «плакоры» к центру депрессии, где почва представляет совсем отличный профиль, охарактеризованный наличием подзолистого субгоризонта (A_2) с большим развитием горизонта В, который теряет свою красноватую окраску (см.

аналитические данные на таб. 8,9). В пойме выявлены аллювиальные почвы различных стадий эволюции.

Авторы подчеркивают тесную связь существующую между почвой и остальными компонентами географического пейзажа (рельеф, материнская порода, грунтовая вода и растительность и иллюстрируют ее на рис. 2 ...).

В заключении приводятся соображения практического порядка, принимая во внимание то обстоятельство, что почвы Бухарестской Равнины имеют приподнятую естественную плодородность, но ее плодородие может быть увеличено применением удобрения и современной агротехники.

ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ И РИСУНКОВ

Рис. 1. — Педологический схематический разрез депрессии, дренированного поля (в зоне буро-красноватой лесной почвы).

На равнинном рельефе образовалась буро-красноватая лесная почва (BR) с характерными горизонтами A, B, Ск, а в депрессиях (с разнообразным диаметром между 100—500 м. или даже более) дерново-псевдо-оглеенные оподзоленные (депрессии) почвы (Гр — δ) с характерными горизонтами A₁, A₂, A₂ B, B.

Рис. 2. — Педологический схематический разрез ареалов депрессии, слабодренируемой на СВ от Бухареста (в зоне буро-красноватых лесных почв) от окраины к центру ареала депрессии (с диаметром в несколько км.), параллельно росту влияния грунтовых вод в образовании и эволюции почв следует: лесная буро-красноватая почва (BR), буро-красноватая грунтовлажная (BRf), сильно выщелоченный луговой чернозем (C1F^P), средне выщелоченный луговой чернозем (C1F^m) и черноземная лаковиште (L).

Чертеж 1. Эскиз рельефа и почвообразующих пород области города Бухарест. Масштаб 1:100.000.

1. Ареал депрессии в междуречии и террасах; 2. Депрессии; 3. Узкие долины; 4. Обрывистые склоны; 5. Склоны со слабым уклоном; 6. Болота и озера; 7. Лессовидные делювиально-пролювиальные отложения 8. Лёссовидные тонкие отложения залегающие над грубообломочными террасовыми отложениями; 9. Аллювиальные отложения различные по механическому составу; 10. Тонкозернистые делювиал-колювиальные отложения; 11. Направление педогеоморфологических профилей изображенных на III-м чертеже.

Чертеж II. Карта почв района города Бухарест. Масштаб 1:100 000.

Легенда

Почвы

1. Средне-выщелоченные черноземы. 2. Сильно-выщелоченные черноземы. 3. Очень сильно-выщелоченные средне-гумусные черноземы. 4. Очень сильно-выщелоченные слабо-гумусные черноземы. 5. Выщелоченные черноземы в депрессиях. 6. Луговые слабо и средне выщелоченные черноземы. 7. Луговые средне и сильно выщелоченные черноземы. 8. Луговые сильно и очень сильно выщелоченные чер-



ноземы. 9. Серые лесные почвы и оподзоленные выщелоченные черноземы. 10. Лесные темные буро-красноватые почвы. 11. Буро-красноватые (коричневатые) средне-гумусные почвы. 12. Буро-красноватые (коричневатые) слабо гумусные почвы. 13. Буро-красноватые (коричневатые) почвы склонов. 14. Буро-красноватые (коричневатые) лесные эродированные почвы. 15. Буро-красноватые (коричневатые) оподзоленные почвы. 16. Буро-красноватые (коричневатые) грунтово-влажные почвы. 17. Псевдоглеевые оподзоленные почвы и лесные оподзоленные псевдоглеевые почвы. 18. Черноземные выщелоченные луговые почвы (лэковишь). 19. Лэковишь и луговые-выщелоченные черноземы. 20. Аллювиальные слоистые почвы. 21. Аллювиальные слоисто-глееватые почвы. 22. Аллювиальные слабо-эволюированные глееватые почвы. 24. Аллювиальные средне-эволюированные почвы. 25. Аллювиальные средне-эволюированные глееватые почвы. 26. Аллювиальные-полуболотные почвы. 27. Аллювиальные карбонатные лэковише,

Механический состав.

28. Песок-супесь; 29. Супесь; 30. Супесь-легкий суглинок; 31. Легкий суглинок; 32. Легкий суглинок-тяжелый суглинок; 33. Тяжелый суглинок; 34. Тяжелый суглинок-глина; 35. Болота и озера; 36. Почвы под естественной растительностью.

Расстановка анализированных профилей (представленных на таблице).

Чертеж III. Педогеографические схематические разрезы территории города Бухареста: I. разрез — Адунаць-Копэчень-Пантелимон; II. разрез — Брагадиру-Отопень. (Для объяснения знаков и символов см. легенду чертежей I и II.).

SOLS DE LA RÉGION DE LA VILLE DE BUCUREŞTI (BUCAREST)

PAR

N. FLOREA, C. OANCEA, ANA CONEA, T. GOGOASĂ

(Résumé)

La ville de Bucureşti est située approximativement dans le centre de la Plaine Roumaine du Bas Danube, dans la subunité géomorphologique dénommée la Plaine de Vlăşia ou la Plaine de Bucureşti. Cette subunité accuse des caractères de transition entre la partie W, plus ancienne et plus drainée de la Plaine Roumaine et la partie E, plus récente, à drainage réduit. Elle comprend des secteurs des plaines interfluviales d'Argeş-Dîmboviţa et de Dîmboviţa-Mostiştea ainsi que les terrasses et les plaines alluviales de l'Argeş et de la Dîmboviţa. Le matériau originel des sols est représenté par des dépôts loessoïdes à texture fine (dans les plaines interfluviales les dépôts n'ont que 0,1—1% particules grossières) probablement d'origine déludiale — proluviale et des dépôts alluviaux (dans les plaines alluviales). Dans les plaines alluviales ainsi que dans la partie septentrionale de la ville, (dénommée plaine d'Otopeni-Dimieni — esquisse géomorphologique, Pl. I —) le niveau de la nappe phréatique se trouve à une petite profondeur (2—4 m fréquemment). Dans le reste de la plaine, il se rencontre en général, à une profondeur au-dessous de 5 m. Ordinairement, les eaux



phréatiques sont faiblement minéralisées, avec la dominance nette des bicarbonates de calcium et de magnésium; ce fait explique leur utilisation avec succès dans l'irrigation. Ce n'est que dans les plaines alluviales et les vallées que la teneur en-sels s'accroît, par endroits, la minéralisation allant du type bicarbonatque vers le type bicarbonato-chlorurique et bicarbonato-sulfatique, voire même sulfato-chloruro-bicarbonatque.

Le climat présente des caractères de transition depuis la zone d'avant-steppe vers la zone forestière; température moyenne annuelle: 10,8—10,9°; quantité moyenne annuelle des précipitations: 584 mm inégalement répartie au cours de l'année mais sans enregistrer des périodes de sécheresse de trop longue durée. La végétation reflète également des caractères de transition: dans les forêts d'avant-steppe situées dans les parties NE et SE de la région, on rencontre *Quercus pedunculiflora*; dans la zone forestière, apparaissent *Quercus frainetto* et *Quercus cerris*. Dans les forêts situées sur des territoires ayant la nappe phréatique à une petite profondeur domine *Quercus robur*.

Les sols zonaux de la Plaine de București sont: le chernozem lévigé et le sol sylvestre brun-roux (Pl. II).

Les chernozems lévigés occupent les parties SE et NE du territoire des environs de la ville. Ils accusent une teneur modérée jusqu'à faible en humus et en azote, une réaction faiblement acide jusqu'à faiblement alcaline, un degré de saturation en bases, une légère différenciation texturale entre les horizons A et B, une capacité d'échange des cations élevée (pour les données analytiques voir tableaux no. 2,3) L'horizon d'accumulation du CO₃Ca apparaît à une profondeur variable: 100—200 cm. Les chernozems lévigés ont été subdivisés en: modérément lévigés avec des carbonates à 100—125 cm de profondeur: très lévigés avec des carbonates à 125—150 cm et très fortement lévigés (transition vers les sols sylvestres brun-roux), avec des carbonates à plus de 160 cm de profondeur.

Les sols sylvestres brun-roux constituent le type génétique zonal qui revêt la plus grande partie de la plaine de București. Ils sont caractérisés par un climat tempéré d'une certaine nuance méditerranéenne (hivers relativement doux et humides, étés chauds et relativement arides). Ces sols font la transition des sols sylvestres bruns de l'Europe centrale vers les sols marrons méditerranéens. Ils présentent un profil morphologique de type ABC, avec une accumulation accentuée d'argile dans l'horizon B, et un coloris de nuance rougeâtre spécifique surtout pour l'horizon B. Les sels sont lessivés jusqu'à plus de 160 cm de profondeur. Sous la forêt, les sols sylvestres brun-roux sont faiblement podzolisés dans l'horizon A (pour les données analytiques voir tableaux no. 4,5,6,7).

Les sols sylvestres brun-roux ont été subdivisés en:

Sols sylvestres brun-roux foncé.

Sols sylvestres brun-roux, typiques, modérément humifères.



Sols sylvestres brun-roux, typiques, faiblement humifères.

Sols sylvestres brun-roux, podzolisés.

Le processus pédogénétique, spécifique pour les sols sylvestres brun-roux, est caractérisé par: la formation d'humus (forestier) de type « mull »; la néo-formation intense d'argile aux dépens du substratum minéral; la migration modérée de l'argile colloïdale qui s'accumule dans l'horizon B; la saturation en bases du complexe colloïdal élevée; la mobilisation réduite du fer dans le réseau des silicates, accompagnée par le dépôt et la deshydratation partielle d'hydroxydes de fer tout le long du profil.

Par suite de l'influence de l'eau phréatique située à petite profondeur sur de vastes étendues — surtout dans la partie Nord de la Plaine de București — apparaissent des chernozems lévigés à nappe, phréatique. Ils font la transition des sols automorphes zonaux aux sols hydromorphes. Ce sont des sols très fertiles, avec une teneur en humus plus élevée que dans les chernozems lévigés automorphes; une teneur élevée en azote; une réaction neutre; un degré de saturation en bases et une capacité d'échange des cations élevés; une différenciation texturale insignifiante (voir données analytiques dans les tableaux no. 2, 3).

Localement, apparaissent des sols sylvestres brun-roux à nappe phréatique.

Les sols hydromorphes sont représentés par des sols chernozémiques à nappe phréatique. L'eau phréatique est située à une profondeur au-dessus de 2 m. Leur profil présente une gleyification manifestée par des taches grises, surtout dans l'horizon B. L'humus pénètre profondément dans le profil sous forme de taches et de langues.

Dans les dépressions apparaissent des chernozems très profondément lévigés et à pseudogley — zone du chernozem lévigé —, ainsi que des sols à pseudogley associés aux sols sylvestres podzolisés à pseudogley — zone du sol sylvestre brun-roux. La morphologie du profil de ces derniers accuse une grande variation, due au stade d'évolution différent, déterminé par les diverses conditions de la dépression. La Fig. 1 illustre la modification graduelle du sol des « placore » vers le centre de la dépression, où le sol présente un profil complètement différent, caractérisé par l'apparition d'un subhorizon podzolique (A_2) et par le développement prononcé de l'horizon B qui perd aussi sa couleur rougeâtre (voir données analytiques sur les tableaux no. 8, 9).

Dans la plaine alluviale se rencontre des sols alluviaux à divers stades d'évolution.

Les auteurs soulignent l'étroite corrélation entre le sol et les autres composants du paysage (relief, roche, eau phréatique et végétation) (Fig. 2).

En conclusion on fait des considérations d'ordre pratique, tenant compte du fait que les sols de la plaine de București ont une fertilité naturelle élevée, qui est encore augmentée par l'application des engrais et des procédés agrotechniques modernes.



EXPLICATION DES PLANCHES ET DES FIGURES

FIGURES

Fig. 1. — Section pédologique schématique au travers d'un « crov » (petite dépression en loess) dans la plaine drainée (zone du sol sylvestre brun-roux)

Sur le relief plan s'est formé le sol sylvestre brun-roux (BR) avec les horizons caractéristiques A, B, C et dans les dépressions (à diamètre variant entre 100 et 500 m ou plus) se sont formés des sols à pseudogley, podzolisés de dépression (p — δ) avec les horizons caractéristiques A₁, A₂, A₂B, B

Fig. 2. — Section pédologique schématique au travers d'une large dépression faiblement drainée, au NE de Bucarest (dans la zone du sol sylvestre brun-roux)

Depuis le bord vers le centre de la dépression (ayant un diamètre de quelques km), parallèlement à l'influence croissante de l'eau phréatique sur la formation et l'évolution des sols, viennent se succéder le sol sylvestre brun-roux (BR), le sol brun-roux, à nappe phréatique (BRf), le chernozem à nappe phréatique très lévigé (CLFP), le chernozem à nappe phréatique modérément lévigé (CLF^m) et le sol humique à gley « lăcoviște » (L).

PLANCHES

Planche I.

Esquisse du relief et des roches de solification de la région de la ville de București. Échelle: 1: 100.000

1, Dépressions dans les plaines interfluviales et les terrasses; 2, « Crov » (petite dépression en loess); 3, Vallées étroites; 4, Versants abrupts; 5, Versants faiblement inclinés; 6, Mares et lacs; 7, Dépôts loessoides déluviaux-proluviaux; 8, Dépôts loessoides minces, reposant sur des dépôts de terrasse grossiers; 9, Dépôts alluviaux à texture variée; 10, Dépôts déluviaux — colluviaux fins; 11, Direction des profils pédogéomorphologiques, représentés sur la planche III.

Planche II.

Carte des sols de la région de la ville de București. Échelle: 1: 100.000.

Sols

1, Chernozems modérément lévigés; 2, chernozems très lévigés; 3, chernozems très lévigés, modérément humifères; 4, chernozems très fortement lévigés, faiblement humifères; 5, chernozems lévigés de dépression; 6, chernozems moyennement et faiblement lévigés, à nappe phréatiques-; 7, chernozems modérément et très lévigés, à nappe phréatique; 8, chernozems très et très fortement lévigés à nappe phréatique; 9, Sols sylvestres gris et chernozems très lévigés podzolisés; 10, Sols sylvestres brun-roux foncé; 11, Sols sylvestres brun-roux, typiques, modérément humifères; 12, Sols sylvestres brun-roux, typiques, faiblement humifères; 13, sols sylvestres brun-roux de pente; 14, Sols sylvestres brun-roux de pente, érodés; 15, Sols sylvestres brun-roux podzolisés; 16, Sols sylvestres brun-roux à nappe phréatique; 17, Sols à pseudogley, podzolisés et sols sylvestres podzolisés à pseudogley; 18, sols humiques à gley, lévigés; 19, sols humiques à gley, lévigés et chernozems lévigés à nappe phréatique; 20, sols alluviaux stratifiés; 21, sols alluviaux stratifiés à gley; 22, sols alluviaux faiblement évolués; 23, sols alluviaux faiblement évolués à gley; 24, sols alluviaux moyennement évolués; 25, sols alluviaux moyennement évolués, à gley; 26, sols alluviaux semi-marcageux; 27, sols humiques à gley, alluviaux;

Texture

28, Sable — sable limoneux; 29, sable limoneux; 30, sable limoneux — limon léger; 31, limon léger; 32, limon léger — limon lourd; 33, limon lourd; 34, limon lourd — argile; 35, mares et lacs; 36, sols à végétation naturelle; emplacement des profils analysés.

Planche III

Sections pédogéographiques schématiques au travers le territoire de la région de la ville de București:



I. Section Adunații—Copăceni—Pantelimon

II. Section Bragadiru—Otopeni (Pour l'explication des signes et des symboles voir la légende des planches I et II).

SOILS OF BUCUREȘTI (BUCHAREST) DISTRICT

BY

N. FLOREA, C. OANCEA, A. CONEA, T. GOGOȘĂ

(Abstract)

The București township lies approx. in the center of the Rumanian Plain, within the geomorphological subdivision called Vlășia Plain or București Plain. The latter shows transitional characters from the more ancient and more drained western part of the Rumanian Plain to the more recent and poorly drained eastern part.

It includes parts of Argeș—Dîmbovitza and Dîmbovitza—Mostiștea interfluvial areas as well as of the floodplains and terraces of these rivers. The parent material consists of fine-textured loesslike deposits (on plains—only 0,1—1% coarse particles) probably of deluvial-proluvial origin and of alluvial deposits (floodplains). The ground-water table occurs at 2—4 m in floodplains and the northern part of the territory (Otopeni—Dimieni plain in the geomorphological sketch, pl. 1). In the rest of the plain, it exceeds generally 5 m depth. Usually, the ground waters are poorly mineralized; in their chemical composition, calcium and magnesium bicarbonates are dominant and therefore they are successfully used for irrigation. Only in floodplains and valleys the salt content increases, the mineralization ranging from the bicarbonatic type to chloride-bicarbonatic and sulfate-bicarbonatic sometimes even chloride-sulfate bicarbonatic type.

The climatic data show a transition from the forest-steppe to the forest; mean annual temperature: 10,8 to 10,9^o; mean annual precipitations: 584 mm. unequally distributed during the year, but without too long droughty periods.

The vegetation shows also transitional characters. *Quercus pedunculiflora* is the characteristic species of the forest steppe of the NE and SE areas of the town; for the western forest zone, *Quercus frainetto* and *Quercus cerris* are dominant. In forests, situated on areas with ground-water at low depth *Quercus robur* occurs.

The zonal soils of the Bucharest plain are: Leached Chernozems and Reddish Brown Forest soil (Pl. II).

The Leached Chernozems occur in the SE and NE zones of the București surroundings. They show moderately to low humus and nitrogen content, slightly acid to slightly alkaline reaction, high degree of base saturation, low to moderately textural differentiation between A and B horizons, high total cation exchange capacity (for



analytical data s. tab. no. 2, 3) The CO_3Ca accumulation horizon occurs between 100 and 200 cm depth. The Leached Chernozems have been divided into: Moderately Leached with carbonates at 100—125 cm; Strongly Leached with carbonates at 125—150 cm and Very Strongly Leached, transitional to Reddish Brown Forest soils with carbonates at over 160 cm depth.

The Reddish Brown Forest soils represent a zonal genetic type, which covers the greatest part of the București plain. They are characteristic for a temperate climate, but with some Mediterranean influences (relatively mild and humid Winters, hot and relatively droughty Summers). They represent the transition from the Brown Forest soils of Central Europe to the Mediterranean Reddish soils. They show an ABC morphological profile with a pronounced clay accumulation within the B horizon and a reddish colour characteristic mainly for the latter. Salts are leached down to 160 cm depth. Under forest, the Reddish Brown Forest soils show a slight podzolisation in the A horizon (s. analytical data in tab. 4, 5, 6, 7)

The Reddish Brown Forest soils are grouped as follows:

Dark Reddish Brown Forest soils;

Moderately Humic Typical, Reddish Brown Forest soils;

Low Humic Typical, Reddish Brown Forest soils;

Podzolised Reddish Brown Forest soils.

The pedogenetical process of Reddish Brown Forest soils is characterized by mull formation (forest humus); intense clay neo-formation on account of the mineral substratum; moderate migration of the colloidal clay which accumulates in the B horizon; high base saturation of the colloidal complex; light mobilization of iron within the silicates lattice accompanied by the deposition and the partial dehydration of iron hydroxides all along the profile.

As a result of the influence of the ground water on large areas, mainly in the North of București plain, Leached Meadow Chernozems occur. They represent the transition from zonal, automorphic soils to hydromorphic ones. They are very fertile soils, higher in humus content than the automorphic Leached Chernozems, higher in nitrogen content, neutral reaction, high degree of base saturation and high cation exchange capacity, low textural differentiation (s. analytical data in Tab. 2, 3)

Locally, Reddish Brown Forest soils with ground water, are also developed (ground water table = 3 to 5 m).

Hydromorphic soils are represented by Chernozemlike Meadow soils. The ground water table occurs at a depth of less than 2 m. Their profile shows a gleyization indicated by gray mottles mainly in the B horizon. Humus penetrates in spots and tongues into the profile.

In depressions, within the Leached Chernozem zone, Very Strongly Leached Chernozems, with surface water gley occur, while in the Reddish Brown Forest soil zone, Claypan soils and Podzolised Forest soils with surface water gley, develop.



The latter show a various morphology of the profile, resulting from the various conditions both of the depression itself and from one depression to another. Fig. 1 shows the gradual modification of soils from the level plain toward the center of the depression where soil has a completely different profile, characterized by the occurrence of an albic horizon (A_2) and the large development of the argillic B horizon which loses its reddish colour too (s. analytical data in Tab. 8, 9).

In floodplains, alluvial soils of different development degree occur.

The present authors stress the close relationship between soils and other elements of the landscape (relief, rock, ground water and vegetation) and illustrate it in Fig. 2

The conclusion includes practical considerations based on the fact that the București Plain soils have a high natural fertility which can be increased both by fertilizers and modern agrotechnics.

EXPLANATION OF CHARTS AND FIGURES

Fig. 1. — Scheme of a pedological profile of a microdepression in the drained plain (zone of Reddish Brown Forest soil).

On the level relief, the Reddish Brown Forest soil (BR) has been developed with A, B, and C horizons, while in depressions (with 100 to 500 m in diameter) Claypan soils ($\Gamma\text{p}-\delta$) have been formed with the characteristic A_1 , A_2 , $A_2\text{B}$ and B horizons.

Fig. 2. — Schematic pedological section through an imperfectly drained depression area NE of București (zone of Reddish Brown Forest Soil).

From the border toward the center of the area (some km in diameter) parallel to the increasing influence of the ground water table on the formation and development of soils, following types succeed: Reddish Brown Forest soil (BR); Reddish Brown Forest soils with ground water (BRf); Strongly Leached Meadow Chernozem (CLFP); Moderately Leached Meadow Chernozem (CLF^m) and Humic-gley soil (L)

Chart I. — Sketch of the relief and the parent material in the București district.

Scale: 1:100.000

1, Depressed areas on interfluvial areas and terraces; 2, Microdepressions; 3, Narrow valleys; 4, Abrupt slopes; 5, Gentle slopes; 6, Marshes and lakes; 7, Deluvial-proluvial loesslike deposits; 8, Thin loessial deposits overlying coarse terrace deposits; 9, Alluvial deposits with various texture; 10, Fine textured deluvial-colluvial deposits; 11, Direction of pedogeomorphologic profiles plotted on chart III

Chart II. — Soil map of the București district. Scale: 1: 100.000

Soils: 1, Leached Chernozems; 2, Strongly Leached Chernozems; 3, Moderately Humic, Strongly Leached Chernozems; 4, Low Humic, Strongly Leached Chernozems; 5, Very Strongly Leached Chernozems (in the depressions); 6, Moderately and Slightly Leached Meadow Chernozems; 7, Moderately and Strongly Leached Meadow Chernozems; 8, Strongly and Very Strongly Leached Meadow Chernozems; 9, Dark Gray Forest Soils and Podzolised Leached Chernozems; 10, Dark Reddish Brown Forest soils; 11, Moderately Humic, Typical Reddish Brown Forest Soils; 12, Low Humic, Typical Reddish Brown Forest Soils; 13, Reddish Brown slope soils; 14, Eroded, Reddish Brown slope soils; 15, Podzolised Reddish Brown Forest Soils; 16, Reddish Brown Forest Soils with Ground



water; 17, Claypan soils and Podzolized Forest soils with Surface Water-Gley; 18, Meadow Chernozem-like soils; 19, Humic-gley soils, Chernozem-like and Leached Meadow Chernozems; 20, Stratified alluvial soils; 21, Gleyed, Stratified Alluvial soils; 22, Slightly Developed Alluvial soils; 23, Gleyed, Slightly Developed Alluvial soils; 24, Moderately Developed Alluvial soils; 25, Gleyed, Moderately Developed Alluvial soils; 26, Half-bog Alluvial soils; 27, Calcareous, Humic-gley Alluvial soils.

Texture; 28, Sand — loamy sand; 29, Loamy sand; 30, Loamy sand — sandy loam; 31, Sandy loam; 32, Sandy loam — heavy loam; 33, Heavy loam; 34, Heavy loam — clay; 35, Marshes and lakes; 36, Soils under native vegetation.

Emplacement of analyzed soils profiles

Chart. III. Schematic pedogeographical sections through București district

I. Adunații—Copăceni—Pantelimon section

II. Bragadiru—Otopeni section

(For the explanation of signs and symbols see legend of charts I and II)



CONSIDERAȚIUNI GENERALE PRIVITOARE LA ÎNVELIȘUL DE SOL AL RAIONULUI OAȘ

DE

H. ASVADUROV, M. OPRIȘ, MARCELA NEACȘU, C. CHIȚU, P. VASILESCU

CONDIȚII NATURALE

Raionul Oaș are o suprafață de 1002 km² și ocupă aproape a zecea parte din suprafața totală a regiunii Maramureș. Situat la graniță cu U.R.S.S., el se învecinează cu raioanele Satu Mare, Sighet și teritoriul orașului Baia Mare.

În zona de scufundare a cristalinului Carpaților orientali, peste un fundament de fliș paleogen, au avut loc erupții vulcanice și depuneri sedimentare neogene. În urma mișcărilor succesive de transgresiune și regresii marine s-au depus depozite tortoniene, sarmațiene (marine) și pliocene (lacustre). Concomitent, cu intensități variate și slăbind în intensitate, au avut loc erupții vulcanice; materialele lor s-au intercalat printre depozitele sedimentare, sau au acoperit aceste depozite, începând cu Sarmațianul (4) și terminând cu Pliocenul¹⁾. De asemenea eruptivul a suferit mișcări de ridicare în bloc, iar pe alocuri corpuri vulcanice, dezvelite de cuvertura lor sedimentară, au fost supuse eroziunii geologice. În Cuaternar, la contactul dintre sedimentar și eruptiv au loc depuneri piemontane; platformele sedimentare sînt fragmentate, iar vechile podișuri vulcanice, unele modelate probabil încă în Pontian sau în Pliocenul superior, continuă să suporte transformări erosivo-acumulative. Tot în cuaternar se formează terasele piemontane, se conturează cîmpia actuală a Someșului și apar cîmpiile înguste aluvio-proluviale subcolinare împreună cu luncile actuale.

În prezent, în cuprinsul raionului Oaș altitudinile variază de la 130—200 m în regiunea de șesuri, pînă la 400—1200 m în regiunea munților, astfel încît spațiile accidentate ocupă aproape 50% din întreg teritoriul (Pl. I).

¹⁾ SAGATOVICI A. Raport geologic asupra geologiei comunei Vama. Arh. Comit. geologic, București 1958.



Cîmpia Someșului, o cîmpie de divagare a unui Someș vechi, este ușor vălurită și are un drenaj natural relativ bun. Rocile de solificare sînt alcătuite din luturi și nisipuri în sectoarele limitrofe vechii lunci (Turulung, Livada), sau din luturi grele și argile, pe alternanțe mai nisipoase, în rest (Adrian, Drăgușeni). Apa freatică, slab mineralizată, la 2—5 m prezintă oscilații ale nivelului hidrostatic mai ales în cîmpiile Turulung și Drăgușeni. În funcție de alcătuirea granulometrică a rocilor și adîncimea apei freactice întîlnim soluri diferențiate sau nediferențiate textural, adesea cu substrat umezit freatic.

Luncile actuale, frecvent inundate, au apa freatică la 2—3 m, iar sectoarele cu sedimente mai fine, sînt favorabile dezvoltării solurilor dermoamficleice. Pe sedimente mai grosiere, pe luturi cu bolovănișuri, se dezvoltă soluri silvestre brune (de luncă) frecvent pseudogleizate și uneori scheletice.

Terasele locale joase, de 5—12 m (Oașul Nou, Gherța, Călinești), sînt alcătuite din luturi grele, argile și bolovănișuri, au apa freatică sub 5 m, iar solurile sînt în general foarte puternic podzolite. Doar pe sedimente argiloase grele, mai tinere (ex. Bixad-Trip), așternute peste bolovănișuri, s-au dezvoltat soluri dermoamficleice.

Terasele piemontane (Negrești—Certeze—Bixad), precum și evantaiile de împrăștiate veche subcolinară (Cîmpia Văgașului), cu sedimente argiloase, uneori cu luturi și bolovănișuri în substrat, sărace în componente bazice, au fost favorabile dezvoltării solurilor podzolice intens debazificate.

Dealurile Oașului, cu altitudini între 250—400 m, sînt reprezentate printr-un relief colinar de podișuri neogene (sedimentare și eruptive), fragmentate și cu caracter piemontan. Platformele sedimentare pliocene și sarmațiene, alcătuite mai ales din argile, gresii și nisipuri sînt acoperite frecvent cu sedimente deluvio-proluviale argilo-prăfoase cuaternare. Pe platourile neerodate ale platformei evoluează solurile podzolice (Racșa—Vama—Certeze). Pe pante, în sectoare cu iviri de roci care conțin CO_3Ca , ca argile și nisipuri marnoase (Prilog, Trip, Vama) se găsesc soluri silvestre brune podzolite, frecvent erodate și soluri silvestre brune saturate în baze (bazinetul Nedeii).

Platformele structurale vulcanice, care se întîlnesc izolat, sau fac trecerea spre sectorul montan sînt alcătuite mai ales din aglomerate andezitice, uneori riolitice (dealul Ciap) frecvent acoperite cu sedimente piemontane deluvio-proluviale din luturi și bolovănișuri. Întreg relieful este fragmentat, iar pantele sînt puternic erodate. Pe suprafețe « martori » ale vechilor podișuri, s-au dezvoltat soluri podzolice în locuri relativ plane și soluri silvestre brune podzolite în sectoare mai înclinate. În sectoare mai erodate, sau piemontane, solurile silvestre brune podzolite conțin material andezitic; pe alocuri ies la zi roci dure din aglomerate și tufuri andezitice. În regiuni mai înalte și mai accidentate, solurile, prin poziția lor geografică și aspectul lor morfologic, se pot considera ca soluri montane brune podzolite, adesea cu un orizont iluvial roșcat (Racșa, Negrești, Certeze).



Munții Oașului sînt în general munți de înălțime joasă (domină vf. Viscului 917 m), cărora se asociază și munții insulari reprezentați prin corpuri vulcanice izolate acoperite parțial de o cuvertură sedimentară. Ca munți de înălțime mijlocie sînt considerați munții, care prin crestele de 700—1200 m, dominate de Vf. Pietroasa (1202 m) și vf. Rotunzilor (1241 m), formează partea de nord-vest a masivului Gutîi și se ridică, pe alocuri cu denivelări evidente, față de districtul cu înălțimi joase, ce înconjoară depresiunea Oașului.

Rocile eruptive, caracterizate prin cel puțin 3 faze principale de erupții (3) sînt alcătuite, în ordinea vechimii lor, mai ales din riolite și andezite de Seini (lîngă Orașul Nou și Racșa), porfire dioritice (creasta Ursoi, la N de Lechința) și porfire granodioritice (N Tîrșolt). O răspîndire largă au însă andezitele piroxenice bazaltoide, care se întind de la Tarna pînă la crestele Racșa—Negrești—Certeze (3). În cadrul zonei montane, în afară de variațiile locale legate de diversele aspecte mineralogice și manifestările de alterație hidrotermală, se poate constata și o influență bioclimatică, legată de diferențele de altitudine, care se reflectă în procesele de pedogeneză. Solurile districtului cu înălțimi joase (450—700 m) sînt în general soluri mezobazice, fără formare de humus brut acid, iar solurile districtului cu înălțimi mijlocii (700—1300 m) prezintă soluri oligobazice cu moder și humus brut.

În general, condițiile climatice¹⁾, variază în cazul raionului Oaș, mai ales în funcție de unitățile mari de relief. Astfel, pentru întreaga regiune, precipitațiile medii anuale cresc cu altitudinea, aproximativ de la 650 mm în regiunea de cîmpie, la peste 1000 mm în sectoarele montane (ex. Turulung 692 mm, Orașul Nou 765 mm și Certeze 940 mm). Temperaturile medii anuale sînt cuprinse între 8°—9°C în regiunile joase și scad cu altitudinea la 6°—8°C.

După datele localnicilor, primele brume se constată în septembrie, iar ultimele pot apare chiar în mai. De asemenea primele înghețuri slabe se constată uneori la sfîrșitul lui septembrie, iar ultimele se mențin adesea pînă aproape în mai. De asemenea, am putut constata, că perioadele de vegetație (aprilie—septembrie), variază uneori și în funcție de un anumit specific al condițiilor microclimatice (pomii fructiferi înfloresc sub «Piatra Bixadului» cu două săptămîni mai tîrziu ca în comuna Bixad).

Valorile indicelui de ariditate (DE MARTONNE) sînt cuprinse între 36—38 în regiunea de cîmpie, depășesc valoarea 45 în dealuri și ajunge la 70 m în regiunea de munte.

Raionul Oaș se încadrează după sistemul Köppen în provinciile climatice: Cfbx prin cîmpiile din vest, Dfbk prin regiunile de dealuri (mai ales piemonturi premon-tane) și Dfk' prin zona înaltă a munților Gutîi (2).

În funcție de relief, climă și sol prezentarea vegetației naturale²⁾ se face în cadrul unităților mari de relief amintite mai sus.

¹⁾ După datele climatologice din vol. II Clima R.P.R. a Inst. Meteorologic, Buc. 1961.

²⁾ Cu concursul tov. I. ȘERBĂNESCU și N. ROMAN, de la Comitetul geologic.



În lunci și terase de luncă, se întâlnesc indivizi izolați de *Quercus robur* și zăvoaie cu *Populus*, *Salix* și *Alnus*, iar pe solurile dernoamfgleice în fînețe, sînt frecvente speciile de: *Poa pratensis*, *Trifolium repens*, *Agrostis alba*, *Festuca rubra*, *Juncus macer*, *Alopecurus pratensis*, *Carrum carvi*, *Bromus commutatus*, *Bromus arvensis*, *Trifolium pratense*, *Stellaria graminea* și *Potentilla reptans*. Vechile cursuri ale Someșului prezintă, pe soluri gleice, asociații de *Carex vulpina*.

În cîmpia Someșului vechi, pe soluri silvestre brune frecvent podzolite, dar slab diferențiate textural, pe sedimente lutoase cu nisipuri, pădurile și pășunile lipsesc. Doar în unele depresiuni, pe soluri dernoamfgleice podzolite avem asociații de *Agrostis alba* cu *Deschampsia caespitosa*, *Juncus effusus*, în care apar frecvent *Molinia coerulea* și diferite specii de *Carex*. În cîmpia de divagare a Someșului și în cîmpiile subcolinare (Văgaș, Gherța) cu soluri dernopodzolice pseudogleizate s-au păstrat local păduri încheiate de *Quercus robur*. Aceste păduri au un subarboret din: *Acer tataricum*, *Ligustrum vulgare*, *Rhamnus frangula* și *Viburnum opulus*. De menționat (ex. la est de Adrian) prezența elementelor de *Fraxinus excelsior* și *Populus tremula*. Vegetația ierboasă este alcătuită din asociații de *Carex brizoides*, *Agrostis canina* și *Agrostis tenuis* cu *Festuca rubra*. Asociații importante formează de asemenea și *Calamagrostis pseudophragmites*. Pe locuri mai înmlăștinite, în pășuni, pe soluri podzolice amfgleice, întîlnim asociații de *Agrostis canina*, *Juncus effusus* și *Juncus conglomeratus*; în pîlcuri rare se remarcă și *Nardus stricta*. Terasetele joase, cu soluri dernoamfgleice podzolite sînt mai despădurite și au fînețe cu asociații asemănătoare, în care apar frecvente specii de *Carex pallescens*, *Carex pilosa*, *Potentilla erecta* și *Lythrum salicaria*.

Terasetele piemontane cu soluri dernopodzolice mai intens pseudogleizate au caracteristic pentru pășuni asociația de *Nardus stricta* cu frecvente specii de *Juncus effusus* și *Juncus macer*. În sectoare relativ mai drenate predomină asociații de *Agrostis canina* cu *Nardus stricta* și *Agrostis tenuis* cu *Festuca rubra*, avînd în fînețe specii ca *Deschampsia caespitosa*, *Anthoxanthum odoratum*, *Carex brizoides*, *Potentilla erecta*. În pășuni, se remarcă de asemenea frecvente mușuroaie acoperite de *Polytrichum* sp.

În regiunea colinară se întîlnesc păduri de *Quercus petraea* pe alocuri cu pîlcuri de *Carpinus betulus*, sau *Betula verrucosa*. Păduri de *Quercus cerris* cu *Quercus petraea* se află pe versanți orientați către cîmpia Someșului (ex. vest de Orașul Nou). Pe platforme și piemonturi fragmentate, pe soluri sărace în baze, se întîlnesc asociații de *Agrostis tenuis* cu *Festuca rubra* și *Agrostis canina* cu plante ca *Polygala vulgaris*, *Luzula campestris*, *Veronica serpyllifolia*, *Hieracium pilosella*. În fînețe cu soluri pseudogleizate se întîlnește *Nardus stricta*, iar în pășunile de lîngă păduri rîrite *Pteridium aquilinum*. Pe soluri, cu textură fină, mai saturate în baze se întîlnesc în culturi sau fînețe, mai frecvent, specii de *Trifolium pratense*, *Erigeron annuus*,



Ranunculus acer, *Lychnis flos-cuculi*, *Alopecurus pratensis*, *Equisetum arvense*, *Juncus macer*, *Carex divulsa*, *Cerastium caespitosum*.

În sectorul montan, mai ales de la altitudini de 500 m pe creste, sau 300 m pe versanți sau în văi mai umbrite predomină *Fagus silvatica*. Uneori, în locuri mai plane fagul se asociază cu mesteacănul. Vegetația ierboasă a acestor păduri este slab reprezentată, totuși, în locuri relativ mai însorite întâlnim: *Luzula nemorosa*, *Asperula odorata*, *Salvia glutinosa*, *Dryopteris filix mas*, *Carex silvatica*, *Sanicula europaea*. Pe alocuri, în pășuni, într-un complex de asociați, întâlnim plante mai comune: *Euphrasia stricta*, *Sieglingia decumbens*, *Thymus montanus*, *Pimpinella saxifraga*, *Trifolium repens*, *Potentilla erecta*, *Centaurea panonica*, *Ranunculus bulbosus* și *Plantago lanceolata*. *Calluna vulgaris* se întâlnește mai rar, în locuri mai uscate (pădurea Viile Racșei). În pajiștile răslețe ale pădurilor de fag, la 800 m altitudine se găsesc *Nardus stricta*, *Festuca rubra*, *Deschampsia flexuosa*, *Avenastrum planiculme*, *Anthennaria dioica* și frecvent *Vaccinium myrtillus* și *Vaccinium vitis-idaea*. Pe soluri montane acide scheletice, pe vîrfuri relativ despădurite sînt de semnalat *Juniperus communis* și *Vaccinium myrtillus* (Vf. Viski 917 m).

SOLURILE

În legenda hărții de soluri a raionului Oaș, solurile au fost grupate în soluri de lunci, terase joase și cîmpii, cu drenaj natural imperfect (ca soluri hidromorfe); soluri de terase, cîmpii și dealuri, cu drenaj natural bun (ca soluri automorfe) și soluri de munte (ca soluri scheletice).

Solurile autohidromorfe sînt soluri amficleice și soluri freatic umede, cu apa freatică al cărui nivel hidrostatic oscilează între 1,5—3,5 m. Sînt soluri asemănătoare tipului zonal, însă gleizate la baza profilului, situate în sectorul cîmpiilor joase slab drenate și în lunci frecvent inundabile. Local se întâlnesc și soluri gleice, influențate în întregime de apa freatică aflată aproape de suprafața solului în microdepresiunile luncilor și cîmpiilor joase.

Solurile automorfe, sînt soluri, care în evoluția lor nu sînt influențate de apa freatică, dar care în condițiile climatice ale regiunii Maramureș, datorită apei stagnante în profilul de sol sînt totuși gleizate exogenetic (pseudogleizate). Sînt soluri ce aparțin seriei genetice a podzolirii secundare, care se manifestă puternic mai ales pe locuri plane. În regiunea de dealuri, podzolirea se manifestă morfologic mai slab; de asemenea apar soluri erodate sau soluri cu material scheletic.

Solurile montane sînt solurile munților și măgurilor vulcanice. Sînt în general soluri scheletice, cu profile care prezintă grosimi variate, chiar în cadrul unor suprafețe restrînse. Solurile munților insulari, împreună cu solurile scheletice ale unor podișuri piemontane (Huta, Racșa, Zeleznic), avînd soluri asemănătoare soluțiilor montane învecinate, au fost considerate ca aparținînd acestora.



În regiunile de șes ale raionului Oaș, solurile prezintă o migrare a argilei spre adâncime și deci o diferențiere texturală între un orizont eluvial îmbogățit cu silice și un orizont iluvial de acumulare a argilei. Orizontul eluvial capătă o reacție acidă, iar stagnarea apei în profilul solului, datorită diferențierii texturale amintite, favorizează migrarea oxizilor de fier și mangan. De aceea noi am împărțit solurile cu procese de podzolire morfologică evidentă, în două grupe mari: soluri podzolice (soluri cu suborizont podzolic A_2 clar exprimat) și soluri podzolute, mai puțin pseudogleizate, care au orizontul eluvial pudrat mai mult sau mai puțin intens cu silice. De asemenea solurile podzolice se pot separa și după gradul lor de debazificare. Cele mai debazificate sînt solurile suprafețelor plane evolute pe sedimente aluvio-proluviale sărace în componente bazice. După intensitatea proceselor de gleizare, datorită apei stagnante, am putut deosebi soluri cu sau fără procese de gleizare exogenetică (pseudogleizare).

De asemenea, ca și în cazul depresiunii Baia—Mare (1) vom folosi designarea « brun-gălbui » pentru solurile Oașului, care fiind evolute în condiții apropiate faciesului bioclimatic atlantic, prezintă un colorit gălbui chiar în orizontul eluvial.

Trebuie să menționăm că solurile silvestre brune gălbui podzolute, mai ales din regiunea colinară, necesită un studiu special pentru a preciza mai bine poziția lor genetică. În cadrul unităților cu acest sol au fost grupate solurile podzolute (deci fără un suborizont podzolic — A_2), frecvent slab pseudogleizate. Pe alocuri aceste soluri au evoluat din soluri podzolice, care au fost erodate și apoi modificate bio- și agroantropogen. Aceste soluri prezintă o debazificare înaintată și pot fi chiar soluri nesaturate în baze (pe o grosime mică) fără ca morfologia lor să arate aceasta. Sînt soluri evolute pe roci în general sărace în baze și lipsite de CO_3Ca . În condițiile climatice de aici, doar pe roci cu texturi fine, care conțin CO_3Ca pot evolua soluri nepodzolute sau slab podzolute saturate în baze (soluri dernocalcice).

În legătură cu solurile autohidromorfe menționăm că am considerat, în cazul nostru, ca soluri freatic umede, solurile care aveau la baza profilului argilos, aproximativ sub 1,7 m sau în substrat la 2—3 m, orizonturi gleizate. Solurile scheletice (cu bolovănișuri) cu stratul acvifer la 1—3 m, prin faptul că prezentau oscilații ale nivelului hidrostatic, iar gleizarea afecta roca de substrat au fost considerate de asemenea ca soluri freatic umede. Cu sprijinul datelor analitice am deosebit solurile podzolice amfigleice, de solurile dernoamfigleice podzolute, prin faptul că solurile podzolice prezintă un suborizont podzolic A_2 clar exprimat și o debazificare înaintată. Solurile dernoamfigleice podzolute sînt slab podzolute, intens pseudogleizate chiar de la suprafață și slab diferențiate textural.

În cele ce urmează, prezentăm pe scurt solurile mai frecvent întîlnite, cu repartiția și suprafețele lor aproximative ¹⁾.

¹⁾ Suprafețele au fost calculate prin planimetrarea unităților cartografice.



Harta solurilor (Planșa II), împreună cu profilul schematic (Planșa III) pot servi unei orientări generale, cu privire la solurile și repartiția lor.

Menționăm că criteriile de separare a solurilor după gradul de saturație în baze și indicii de diferențiere texturală genetică (între orizontul A și B) sînt cele după tabelele anexe din lucrarea « Lista sistematică generală a solurilor R.P.R. »¹⁾.

Solul dernosilvestru brun de luncă (cu soluri aluviale și aluviuni) reprezintă unitatea cu soluri de luncă formate pe alternanțe texturale alcătuite din luturi, argile și bolovănișuri; au la suprafață o textură lutoasă (mai ales lut greu). Pe alocuri se întîlnesc soluri aluviale. Aluviunile apar lîngă firele de apă în sectoarele lor de inundare periodică. Solurile sînt saturate în baze și prezintă diferențieri texturale ale depozitelor de alternanță pe care s-au format. Sînt soluri pseudogleizate, freatic umede. Fiind mai slab gleizate, se deosebesc, ca aspect morfologic și ca folosință de solurile dernoamfigleice, cu care uneori se asociază. Aceste soluri sînt răspîndite frecvent în luncile Văilor Talna, Tur, Rîu și ocupă o suprafață de 2000 ha, sau 0,2% din suprafața întregului raion.

Soluri dernoamfigleice, sînt soluri de luncă, cu profile argiloase chiar de la suprafață. Sînt nediferențiate textural, sau cu alternanțe texturale mai mult sau mai puțin argiloase, în care orizonturile pseudogleizate interferă cu cele gleizate. Solurile sînt puternic saturate în baze, slab carbonatate freatic în profunzime și conțin săruri solubile (sulfati, cloruri) în cantități reduse, mai ales în adîncime.

Pe hartă sînt indicate unitățile cartografice, în care predomină solurile dernoamfigleice cenușii sau brune. Solurile amfigleice cenușii sînt în general mai pseudogleizate și se folosesc ca fînețe. Solurile amfigleice brune sînt mai puțin argiloase la suprafață (argile ușoare, medii), mai oxidate, care prin drenare pot fi cultivate.

În depresiunea Oașului, predomină soluri dernoamfigleice brune, uneori asociate cu soluri dernosilvestre brune amfigleice de luncă. În general, în lunci, aceste soluri sînt supuse colmatării prin revărsarea apelor dar sînt lipsite de o aluvionare vizibilă.

În vechi brațe, ca cel al Someșului vechi, solurile dernoamfigleice cenușii, împreună cu solurile gleice (și bălțile) ocupă 650 ha; solurile dernoamfigleice din microdepresiunile cîmpiei Someșului 270 ha; cele supuse inundărilor 680 ha; solurile dernoamfigleice brune, uneori asociate cu cele cenușii ocupă în regiuni de luncă 5500 ha. Deci, solurile dernoamfigleice ocupă în total o întindere de peste 7000 ha, adică aproximativ 7% din suprafața raionului.

Solul dernoamfigleic, local slab turbificat, reprezintă unitatea cu soluri argiloase puternic pseudogleizate, cu orizonturi gleice aproape de suprafață (la 1—2 m); sînt nesaturate în baze, cu început de turbificare. Pe alocuri se asociază cu soluri gleice slab turbificate, cu manifestare slabă a podzolirii. Sînt uneori soluri, care și pre-

¹⁾ Lucrarea a fost prezentată de Prof. N. CERNESCU și N. FLOREA la Conferința de Pedologie, la Timișoara în 1961.

zintă o solonețizare freatică; într-adevăr este interesant de menționat prezența unor soluri amfigleice cu caracter de soloneț solodizat (local, în aria depresionară de lângă Viile Orașul Nou).

Suprafața ocupată de aceste soluri este de circa 200 ha (0,2%).

Solul dernoamfigleic podzolit, reprezintă unitatea cu soluri formate pe sedimente argiloase aluviale, cu textura argiloasă chiar de la suprafață (argile ușoare sau luturi grele). Prezintă uneori la baza profilelor alternanțe lutoase cu intercalații mai nisipoase. Nivelul hidrostatic al apei freactice oscilează în cursul anului între 1,5 și 3 m. Sînt soluri frecvent slab diferențiate textural (sub 1,5), moderat saturate sau moderat nesaturate în baze ($V = 35-75\%$). Se întîlnesc în cîmpiile subcolinare de confluență a Someșului cu Turul, pe terase proluviale (Călinești), etc. Sînt folosite ca fînețe sau pentru culturi agricole.

Suprafața acestor unități este de aproximativ 3200 ha, adică 3,2%.

Solul dernopodzolic amfigleic, este format pe sedimente aluviale și proluviale argilo-lutoase; la suprafață textura este luto-prăfoasă medie sau grea. Pseudogleizarea și gleizarea interferă; apa freatică este la 2—3 m, iar carbonatarea freatică foarte slabă se întîlnește adesea. Sînt soluri nesaturate în baze (V sub 50%) cu diferențierea texturală slabă pînă la puternică. Se găsesc mai ales sub fînețe, uneori cu pîlcuri de păduri vechi și ocupă o suprafață de 1100 ha, adică 1,1% în valea Lechincioarei, Dimoșag, șesul Șugatagul Turțului.

Solul silvestru brun (gălbui) scheletic, frecvent podzolit, pseudogleizat, freatic umed, reprezintă o singură unitate mai largă, în vechea luncă a văii Talna (Negrești) bogată în bolovănișuri aluviale. Sînt soluri moderat saturate în baze care se cultivă greu, din cauza conținutului în material scheletic. Textura la suprafață este lut greu (rar lut mediu) cu bolovănișuri. În fîntîni apa se găsește între 1 și 3 m. Sînt soluri ale căror profile variate se repetă în cadrul unor suprafețe mici, încît pe alocuri găsim soluri podzolite sau nepodzolite, freatic umede sau semigleice.

Sînt soluri folosite adesea ca pajiști și ocupă circa 800 ha, adică 0,8%.

Solul silvestru brun-gălbui, frecvent podzolit, freatic umed, este format pe luturi și nisipuri, cu textura nisipo-lutoasă sau luto-nisipoasă la suprafață. Solul moderat nesaturat în baze, nediferențiat sau cu diferențiere texturală slabă, prezintă uneori o pudrare ușoară cu silice a agregatelor structurale, la tranziția între orizontul A și B. Solurile avînd apa freatică la 3—4 m prezintă orizonturi gleizate. Se întîlnesc în cîmpia Someșului, în care domină meandrele adîncite ale vechiului curs (ex. cîmpia Turulung) și ocupă aproximativ 2200 ha, adică 2,2%.

Solul silvestru brun gălbui, frecvent podzolit și pseudogleizat, freatic umed, s-a format pe luturi cu nisipuri aluviale, cu apa la 2—4 m. Solul este moderat nesaturat în baze cu o diferențiere texturală slabă (rar moderată). Se întîlnește în Cîmpia Someșului (Livada), lunca înaltă a Turului, Cîmpia Turț și Turulung. Suprafețele ocupate cu acest sol sînt folosite ca terenuri agricole și ocupă circa 2000 ha, adică 2%.



Solul dernopodzolic, pseudogleizat, freatic umed, este format pe alternanțe aluviale argilo-lutoase, cu intercalații nisipoase (uneori prundișuri) la baza profilului. Textura la suprafață este lut mediu prăfos. Sînt soluri podzolice, moderat și mai ales puternic diferențiate textural, moderat nesaturate, care spre baza profilului prezintă de obicei un glei de oxidare (apa freatică între 2 și 4 m). Solurile din Cîmpia Someșului au la baza profilului o gleizare și o carbonatare freatică; în sectoare cu drenaj freatic imperfect se remarcă în profunzime o solonețizare slabă. În Depresiunea Oășului sînt soluri ale unor lunci vechi, formate pe depozite aluvio-proluviale argilo-lutoase, așternute peste o cuvertură aproape continuă de luturi cu bolovănișuri; sînt puternic nesaturate în baze.

Suprafața ocupată de aceste soluri este de 3500 ha, adică 3,5%.

Solul silvestru brun (gălbui), pe depozite nisipoase se găsește în cîmpia Someșului, pe grinduri nisipoase. Uneori mai ales pe prispele aluviale de lîngă albia râului, solurile conțin prundișuri în substrat. Soluri cu substrat litologic freatic umed se întîlnesc în sectoarele cu apa freatică la 1,5—2,5 m. În general solurile prezintă la suprafață textura nisip-lutoasă; sînt moderat saturate în baze ($V = 50\text{—}60\%$) și cu diferențierea texturală legată mai mult de alternanțele rocilor-mame. Aceste soluri au fost folosite mai ales pentru culturi de seară.

Solul silvestru brun-gălbui, local podzolit, este format pe sedimente deluviale luto-prăfoase, uneori tufacee sau grezoase, adesea cu material scheletic în profil. Podzolirea morfologică nu se observă decît uneori; pseudogleizarea se manifestă foarte slab, iar orizontul iluvial este bogat în sesquioxizi de fier. Pe creste și pante înguste solurile sînt erodate. În general, la suprafață, textura solurilor este lut greu prăfos; sînt nediferențiate sau slab diferențiate textural și moderat nesaturate în baze ($V = 40\text{—}65\%$). Se găsește în regiunea piemontană Bixad — Aliceni, Cămirzana, Gherța.

Suprafața ocupată reprezintă aproximativ 2850 ha, adică 2,85%.

Solul silvestru brun-gălbui, local podzolit pseudogleizat, este unitatea cu soluri nediferențiate, sau slab diferențiate textural, care nu prezintă o podzolire morfologică evidentă. O grupă de soluri sînt formate în sectoare erodate, pe sedimente de alternanță argiloase și nisipoase, sau argilo-marnoase (Prilog, Vama). Aceste soluri au la suprafață o textură argiloasă și sînt saturate puternic în baze; în sectoare erodate pot apare soluri pseudorendzinice (« La Nedeie » — Trip).

Altă grupă de soluri, formate în zona piemontană sau de glacisuri, pe sedimente deluvio-proluviale argiloase și alternanțe lutoase, adesea cu bolovănișuri (sau blocuri) andezitice sînt soluri cu textura lut greu prăfos mai sărace în baze ($V = 40\text{—}65\%$).

Suprafața ocupată cu aceste soluri, sub păduri de fag, pășuni și fînețe, este de 1050 ha, adică cca 1%.

Solul silvestru brun-gălbui podzolit este slab diferențiat textural, moderat saturat sau moderat nesaturat în baze ($V = 40\text{—}65\%$). Textura la suprafață este lut nisipos

sau lut mediu prăfos; orizontul iluvial nu prezintă pete de pseudoglei. În cîmpia Livada solurile s-au format pe sedimente lutoase mai nisipoase, iar în regiunea piemontană pe sedimente argilo-lutoase, adesea cu fragmente de gresii sau andezite (Gherța Mică, Moșișeni-Bixad). Soluri mai erodate se găsesc la Cămîrzana.

Suprafața cu solurile amintite, inclusiv cele cu material scheletic, ocupă o întindere de 3300 ha, adică 3,3%.

Solul silvestru brun-gălbui podzolit, pseudogleizat, nu prezintă orizont podzolic A_2 este slab sau mediu diferențiat textural și în general moderat saturat în baze. În cîmpia de divagare a Someșului Vechi solurile sînt formate pe luturi cu nisipuri și sînt mai puțin diferențiate textural (Livada). În regiunea colinară aceste soluri se asociază uneori cu solurile nepseudogleizate, sau erodate (Călinești, Comlăușa). În sectoarele aluviale, sau aluvio-proluviale, pe sedimente mai grele, solurile sînt puternic pseudogleizate chiar de la suprafață (Turț, lunca Hodoșului).

Aceste soluri sînt folosite mai ales pentru culturi agricole și mai rar pentru pășuni sau fînețe, iar suprafața ocupată este de circa 16.200 ha, adică circa 16%.

Solul dernopodzolic, pseudogleizat este format pe argile și luturi grele aluviale, uneori pe un substrat de bolovănișuri și pe aglomerate andezitice, riolitice sau materialele lor deluvio-proluviale. Textura la suprafață este lut mediu prăfos. Solul este moderat și puternic nesaturat în baze (V sub 50%), cu diferențierea texturală între orizontul argilos iluvial și orizontul podzolic eluvial peste 1,5. Unitățile cu acest sol ocupă cîmpiile aluvio-proluviale subcolinare (cîmpia Văgașului, cîmpia Turului), terasele piemontane (Certeze — Bixad — Negrești — Lechincioara) și suprafețele relativ plane ale platformelor structurale sedimentare. În cadrul acestor unități se observă în regiunile cu drenaj slab, fenomene cu înmlăștinare accentuată (Văgașul, valea Seacă, terasa Bixad — Certeze). În general, pe locuri cu drenaj mai slab, predomină solurile cu diferențiere texturală puternică și foarte puternică (excepție fac solurile podzolice pseudogleice de microdepresiuni, mai puțin diferențiate textural). Pe suprafețele platformelor structurale, în general fragmentate, diferențierea este slabă; în pante solurile sînt erodate, iar pseudogleizarea se manifestă izolat.

Sectoarele cu soluri drenate sînt folosite sub culturi, iar cele înmlăștinate se află sub pășuni cu păduri și fînețe. Suprafața unităților cu acest sol este de 16.500 ha, adică circa 16,5% din suprafața întregului raion.

Sol silvestru montan tînăr (mezobazic), alături de lito-soluri, prezintă profile scheletice scurte și medii. Sînt soluri moderat saturate în baze. Lito-solurile (soluri ranker), nu prezintă un orizont iluvial, fiind reduse la un simplu orizont A, mai mult sau mai puțin scheletic. Aceste soluri se întîlnesc pe creste înguste, versanți puternic înclinați sau abrupturi, sub păduri de stejar și fag. Pe alocuri solurile din regiuni despădurite au fost lăsate mai ales pentru locuri de pășune (Huta, Vama Tarna, Batarci).

Suprafața ocupată este de 11.000 ha, adică 11%.



Solul silvestru montan, brun-gălbui, frecvent podzolit (mezobazic), prezintă profile scurte și medii, slab sau mediu scheletice, cu textura la suprafață lut greu argilo-prăfos, moderat saturate în baze. Profilele au frecvent o slabă diferențiere texturală. Adesea se întâlnesc soluri pudrate cu silice în orizontul eluvial, nesaturate în baze și evident diferențiate textural.

Aceste soluri se întâlnesc în zona joasă a pădurilor de fag și stejar și ocupă 15 500 ha, adică circa 15,5%.

Solul silvestru montan brun (mezobazic și oligobazic) prezintă profile cu profunzime variată, mai ales medie, slab-mediu scheletic, intens humifere (dar cu grosime mică), moderat nesaturat în baze, în general nediferențiate textural. Se întâlnesc în sectoare mai înalte sau umbrite (mai ales obârșii, de văi adăpostite), în zona montană inferioară, pe la 350—600 m altitudine, sub păduri dese de fag. Folosite uneori ca locuri de pajiște se acoperă cu asociații de *Nardus stricta*.

Ocupă o suprafață de 3 500 ha, adică 3,5%.

Litosolul și solul montan acid tînăr (oligobazic), reprezintă un complex cu soluri humifere debazificate scheletice, cu profile scurte (mai rar medii), alături de lito-soluri cu moder și roci la zi. Se găsesc, dincolo de altitudinea de 700 m, pe relief de creste și coboară uneori mai jos, în văile mai umbrite.

Ocupă o suprafață de 4 000 ha, adică 4%.

Solul montan brun acid (oligobazic), reprezintă unitățile de sol cu profile de profunzime medie, slab-mediu scheletice, cu moder și uneori humus brut. Sînt soluri acide (pH sub 5) a căror debazificare se menține pe întreg profilul lor și prezintă un conținut al humusului ridicat. Se găsesc în locuri ferite de eroziune sub păduri de fag, la altitudini mai mari de 700 m și coboară în văi și pante umbrite la 500 m. Sînt răspîndite mai ales în regiuni montane dominate de vîrful Rotunzilor (1.241 m).

Ocupă o suprafață de 3 500 ha, adică 3,5%.

CONSIDERAȚIUNI PRACTICE

Cunoașterea solurilor, în interdependență cu complexul de factori naturali, ne dă posibilitatea să facem cîteva observații pedoameliorative.

Harta solurilor și harta geomorfologică este utilă pentru cunoașterea geografică și eventual o raionare pedoameliorativă a Oașului. Prezentarea sumară a recomandărilor practice este făcută pe unități fizico-geografice mari.

Luncile și cîmpiile raionului Oaș. Sectorul luncilor (11.000 ha, 11%) cuprinde lunci frecvent inundabile și lunci rar inundabile. Mai importante sînt luncile Tarnei, Turțului și luncile de confluență ale Turului și Talnei.

Relieful acestor lunci este în general plan, rar ușor ondulat. Textura lutoasă, dar mai ales argiloasă a sedimentelor și prezența apei freatice la 2—3,5 m adîncime, determină un drenaj intern defectuos.



Solurile de luncă reflectă influența principală a regimului hidric. În luncile frecvent inundabile domină solurile dermoamfigleice aluviale și solurile dernosilvestre pseudogleizate și freatic umede. În luncile rar inundabile alături de solurile dermoamfigleice frecvent podzolite, se întâlnesc soluri brune-gălbui pseudogleizate frecvent podzolite freatic umede.

Textura dominantă a solurilor este argiloasă și mai rar lut-argiloasă. Conținutul în humus este ridicat 4—6%, solurile fiind de asemeni bine înzestrate cu azot și fosfor. Valoarea pH variază între 5,25—5,80, iar gradul de saturație în baze este de cca 75% la solurile dermoamfigleice și mai scăzut — cca 60% la solurile dernosilvestre brune (uneori scheletice).

Problema principală pentru sectoarele de luncă este asigurarea unui drenaj bun și apărarea terenurilor de inundații. În acest sens se recomandă amenajarea văilor, care străbat luncile (adâncirea lor și îndiguirea) și executarea unei rețele de canale pentru scurgerea apelor în exces.

În luncile rar inundabile, unde culturile agricole pot fi extinse, alături de lucrările hidroameliorative arătate mai sus, se poate îmbunătăți drenajul prin executarea arăturilor adânci în spinări și trasarea de șanțuri, cu plugul, pentru scurgerea apelor.

Cîmpia de divagare a Someșului vechi. Acest sector (de circa 10 000 ha, 10%) ocupă cea mai mare parte a teritoriilor comunelor Turulung, Livada și Adrian.

Relieful este reprezentat de cîmpiile limitrofe ale văii Someșului vechi. Solurile cele mai răspândite în această cîmpie sînt în locuri mai plane, solurile silvestre brune-gălbui frecvent podzolite, local pseudogleizate cu apa freatică la 3—5 m adîncime (Livada), iar în sectoare ușor vălurite solurile silvestre brune-gălbui frecvent podzolite local pseudogleizate, freatic umede — cu apa freatică la 2—3,5 m adîncime (cîmpia Turulung — Livada). O extindere puțin mai mică au solurile dernopodzolice și dernopodzolice freatic umede, uneori cu carbonatare reziduală și freatică (cîmpia Drăgușeni). În sfîrșit, local, apar pe grinduri soluri brune-gălbui nisipoase (uneori cu pietriș în profil), iar pe suprafețele depresionare apar soluri dermoamfigleice local slab turbificate.

Textura dominantă a solurilor din această cîmpie este lut ușor; pe grinduri, solurile sînt nisipo-lutoase, iar în depresiuni luto-argiloase.

Cea mai mare parte a solurilor sînt arate și au structura distrusă.

Conținutul în humus la solurile luate în cultură este scăzut, în general sub 2%, ridicîndu-se însă în solurile înțelenite, pînă la 6%. Valoarea pH este cuprinsă între 5—5,70, iar gradul de saturație în baze al solurilor silvestre brune-gălbui, uneori podzolite este de cca 40—50%, scăzînd la solurile dernopodzolice, fără carbonatare reziduală sau freatică, la 30%. Se constată un conținut relativ scăzut de azot total și fosfor. Rezultă din cele de mai sus, că fertilitatea solurilor este mijlocie. O serie de măsuri agrotehnice și agrochimice pot însă ridica mult productivitatea solurilor din acest raion.



Pe suprafețele plane, ocupate, în general de soluri pseudogleizate, supuse în unele perioade stagnării apelor, se recomandă executarea arăturilor în spinări.

Grosimea stratului arat, redusă în prezent la cca 10—12 cm este necesar să fie adâncită treptat, împreună cu lucrări de administrare de îngrășăminte organice și minerale.

Față de aciditatea pronunțată a solurilor, și debazificarea lor înaintată se impune aplicarea îngrășămintelor minerale cu reacție fiziologică bazică și a amendamentelor calcaroase (în special pe solurile dernopodzolice).

În raport cu textura solurilor (mijlocie-ușoară) și drenajul intern relativ bun, solurile acestei cîmpii pot fi folosite cu rezultate bune pentru plante prășitoare (cartofi, sfeclă, porumb). Refacerea structurii solurilor, îmbogățirea lor în azot poate fi făcută cu ajutorul trifoiului și lupinului. Dintre cereale se recomandă grîul și orzul.

În legătură cu depresiunile și vechea vale a Someșului se pune problema înlăturării excesului de apă stagnantă. Acest lucru poate fi făcut relativ ușor, prin amenajarea micilor văi, care străbat suprafețele respective.

Terasele și cîmpiile piemontane (16.000 ha, 16%). Sînt încadrate în această subunitate terase aluviale (apa freatică la 4—6 m), terase aluvio-proluviale (apa freatică la 2—3 m) și terase deluvio-proluviale (apa freatică la adîncime mai mare de 5 m).

Cele mai răspîndite soluri sînt solurile dernopodzolice pseudogleizate. Ele ocupă suprafețe întinse pe teritoriile comunelor Negrești, Bixad, Certeze, Remetea Oășului și suprafețe mai reduse la Comlăușa — Bocicău, Livada. Mai puțin extinse decît solurile dernopodzolice, sînt solurile dernopodzolice amfigleice, dernoamfigleice podzolite și solurile silvestre brune gălbui podzolite, pseudogleizate.

Textura dominantă a solurilor este lut mediu sau lut greu prăfos. Conținutul de humus variază în limite largi, între 3 și 9%, mai puțin în terenurile luate în cultură și mai mult în terenurile înțelenite. Valoarea pH este cuprinsă între 4,5 și 5 rar ridicîndu-se peste 5. Solurile sînt puternic debazificate în orizonturile superioare; în mod obișnuit valoarea V fiind de 25—35% — coboară uneori în orizonturile podzolice la 10—15%.

Cea mai mare parte a acestor subunități prezintă un drenaj intern defectuos, în special în sectoarele Certeze — Bixad (« Dumbrava ») și la vest de Coca (Văgașul). Rezultă că problema principală care trebuie rezolvată este asigurarea unui drenaj bun prin executarea unei întinse rețele de canale. Măsurile vor fi energice la « Dumbrava » unde solurile sînt ocupate aproape în întregime de fînețe slabe și înmlăștinite.

Pe celelalte terase, luate în cultură, executarea arăturilor în spinări, subsolajul și trasarea de șanțuri cu plugul, ajută la ameliorarea drenajului.

În raport cu aciditatea pronunțată și debazificarea înaintată se vor administra solurilor amendamente calcaroase. Cu această ocazie propunem studierea posibilităților de tratare a solului cu marnele ce se găsesc în sectorul colinar al Oășului (Racșa, Vama, Lechința).



Ținând seamă de conținutul redus în elemente nutritive ale solurilor cultivate, se impune aplicarea îngrășămintelor organice și minerale cu reacție fiziologică bazică, paralel cu adâncirea treptată a stratului arat. Cu bune rezultate se poate folosi pe aceste soluri lupinul ca îngrășămint verde. Pentru atenuarea carențelor în N, K și P sînt necesare și îngrășămintele minerale.

Dealurile și piemonturile Oașului. Această unitate (23 000 ha, 23%), mărginește ca un brîu munții Oașului, de la Tarna Mare la Lechința—Cămîrzana—Moîșeni și partea vestică a munților Gutii, de la Vama pînă la Certeze. Cea mai mare parte a acestor dealuri nu prezintă o energie mare de relief și nici o fragmentare puternică cu excepția unor sectoare de la nord de Turț, Lechința.

Învelișul de soluri al acestor subunități naturale îl formează solurile silvestre brune-gălbui podzolite și frecvent pseudogleizate și solurile dernopodzolice pseudogleizate. Pe piemonturile de acumulare și dealurile eruptive se constată prezența scheletului în profil, ca pietriș și bolovani.

Textura dominantă a solurilor este lut mediu — lut greu în orizonturile superioare; pH-ul în general este de 5—5,5; gradul de saturare în baze este de 22—60% mai scăzut la solurile dernopodzolice și solurile luate în cultură, și mai pronunțat la solurile silvestre brune-gălbui podzolite și solurile de sub pajiști. Conținutul în elemente nutritive este scăzut; la fel și conținutul de humus, care variază între 1,5—2% la solurile cultivate și este mai ridicat la solurile din pajiști.

Modul de folosință al acestor dealuri trebuie făcut în raport cu diferitele elemente de relief, în toate cazurile însă, aplicînd lucrări antierozionale. În acest sens, dealurile mai largi, versanții cu înclinări reduse pot fi luați în cultură. Pentru a opri procesul de eroziune în suprafață, trebuie evitate prășitoarele și folosite culturile care acoperă cît mai bine solul: grîu, secară, trifoi, ghizdei; arăturile și toate lucrările agrotehnice trebuie făcute «pe curba de nivel». Modul de folosință al îngrășămintelor și amendamentelor este asemănător cu cel al teraselor. Versanții cu înclinări mai pronunțate, și cei unde se manifestă mai intens eroziunea de suprafață și adîncime trebuie înierbați și plantați. Pe versanți cu expoziție sudică, unde în prezent există plantații de viță de vie, acestea pot fi extinse efectuînd totodată lucrări antierozionale.

Pomicultura mai ales prin livezile de pruni găsește bune condițiuni de dezvoltare pe coastele acestui raion. Unele bazine apărute de curenți, pot fi folosite cu predilecție în acest scop (Turț, Cămîrzana).

În zona de dealuri a comunelor Bixad, Tîrșoț, Cămîrzana, unde suprafața pășunilor este redusă în raport cu numărul vitelor (mai ales oi), pentru a asigura masa verde necesară, după culturile anuale, terenul respectiv se folosește timp de un an pentru pășunatul oilor. Acest sistem mai este practicat și pentru a îngrășa solurile respective, puțin productive. În cadrul planului de organizare a teritoriului, va trebui să se prevadă, treptat, pășuni permanente suficiente, iar în cadrul măsurilor



agrochimice, administrarea de îngrășăminte organice și minerale. Folosirea îngrășămintelor verzi, în locul pășunii anuale va ridica și mai mult productivitatea solurilor.

Munții raionului Oaș. Regiunea muntoasă (de circa 40.000 ha, 40%) cuprinde munții Oașului, unele « măguri » izolate și partea vestică a munților Gutinului, alcătuiți în cea mai mare parte din andezite.

Învelișul vegetal al acestor munți îl formează pădurile de fag. În unele locuri, mai ales pe culmile din partea inferioară a munților, pădurile au fost defrișate, locul lor luându-l pajștile.

Solurile montane evoluează pe roci dure și sînt supuse eroziunii. Sub influența acestor factori, solurile au o profunzime relativ redusă și un conținut ridicat de schelet. Cu cît relieful este mai accidentat, profunzimea solurilor este mai redusă și cantitatea de schelet în profil mai mare.

În raport cu condițiile bioclimatice, care corespund celor două nivele altitudinale amintite, s-au separat două unități pedologice: solurile silvestre brune, frecvent podzolite (mezobazice) și solurile brune montane acide (oligobazice) humifere (cu moder și humus brut).

Solurile din prima grupare se caracterizează printr-o slabă diferențiere texturală, un pH de cca 4,5—5,5, o debazificare înaintată, gradul de saturație în baze fiind în general mai mic de 50%. În cazul cînd aceste soluri sînt despădurite și ocupate de pajști, gradul de saturație în baze, crește. În zonele adăpostite (treimea inferioară a versanților) în făgete, aceste soluri mesobazice sînt mai acide, și mai humifere.

Solurile din gruparea doua, corespunzătoare nivelului altitudinal superior, evaluate la fel sub păduri de fag, dar în condițiile unui climat mai rece și mai bogat în precipitații sînt deosebite de cele din subunitatea inferioară. Lipsite de diferențiere texturală, cu un conținut ridicat de pietriș și bolovăniș în profil, au un conținut de humus, care depășește frecvent 20%, pH-ul se ridică rar peste 5, iar gradul de saturare în baze depășește rar valoarea 15% — întîlnindu-se și valori de 6—7%. Textura acestor soluri este luto-nisipoasă pînă la lutoasă devenind mai ușoară în profunzime. De remarcat, că în pajștile instalate după despădurire, apare foarte mult *Nardus stricta* și frecvent *Vaccinium*.

După cum s-a arătat, aceste soluri sînt ocupate în cea mai mare parte de păduri, suprafețe mai restrînse revenind pajștilor, moduri de folosință care ar trebui păstrate și pe viitor. În unele bazinete situate la altitudine mai mică, și pe versanți însoriți, se pot înființa livezi pomicole, doar în sectoare ferite de îngheț tîrziu.

Nu sînt indicate despăduriri pe crestele înguste sau pantele abrupte cu litosoluri și soluri montane tinere (Tarna Mare, Certeze, Negrești, Gherțe).

Din cele prezentate se poate observa că folosința teritoriilor raionului Oaș se pretează unei zonări în altitudine:



Luncile sînt favorabile păstrării fînețelor, extinderii culturilor legumicole și folosirii culturilor în care să predominie porumbul;

Terasele joase și cîmpiile cu drenaj natural imperfect, se recomandă pentru o folosință agricolă intensivă;

Terasele și cîmpiile cu drenaj natural bun, se recomandă pentru culturi agricole și locuri de pășune, în deosebi odată cu folosirea agrotehnicei și a măsurilor ameliorative corespunzătoare;

Regiunea de platforme colinare sedimentare este favorabilă culturilor în care să predominie grîul; în pante se recomandă extinderea fînețelor și livezilor;

Regiunea de platforme colinare eruptive ca și piemonturile sînt favorabile mai ales pentru pășuni și fînețe. Anumite pante se vor folosi pentru culturi de viță de vie (Tarna, Orașul Nou) sau extinderea livezilor cu meri;

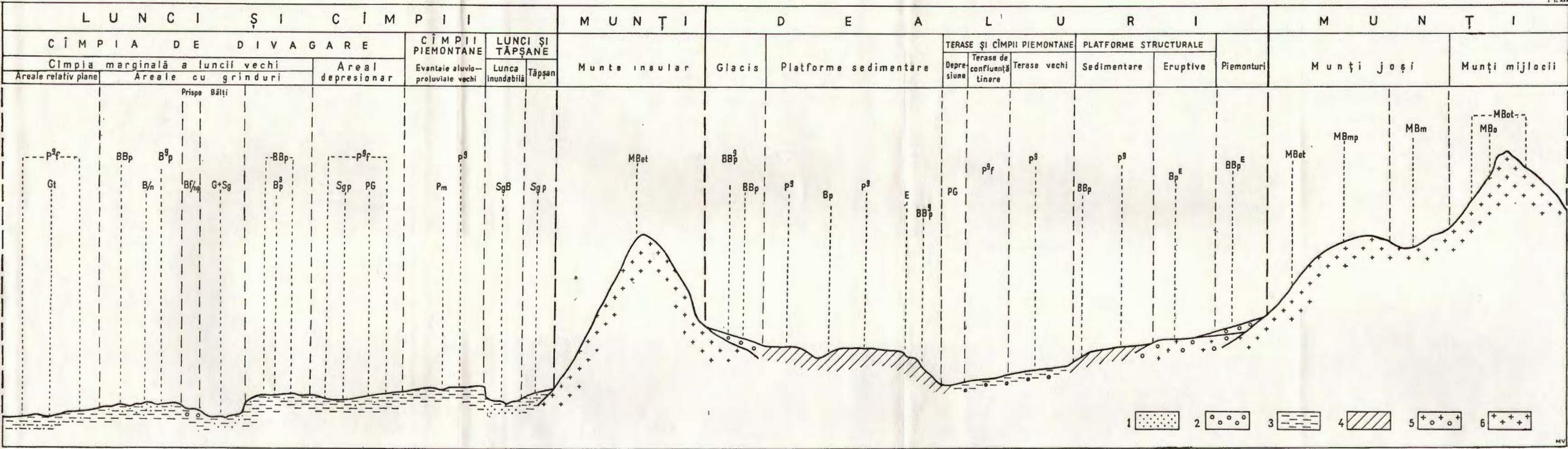
Munții joși vor fi folosiți ca fînețe și păduri. Se vor păstra pășunile existente, iar drumul la ele se va face pe văile de acces către munte;

Munții mijlocii se recomandă a se păstra ca regiuni forestiere.

BIBLIOGRAFIE

1. CERNESCU N. și colab. Condițiile naturale și solurile Depresiunii Baia Mare. Edit. *Acad. R.P.R. Cercetări de pedologie*, București 1958.
 2. CERNESCU N. Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie. *Inst. geol. Rom., Studii tehn. și econ.* seria C, 1934, nr. 2.
 3. IANOVICI V. și colab. Privire generală asupra geologiei regiunii Baia Mare. Congr. al V-lea București 1961.
 4. PAUCĂ M. Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.* XXVII, București 1954.
-





Profil schematic pedogeomorfologic cu răspîndirea solurilor în cadrul raionului Oaș.

Legenda

Materialul parental al solurilor: 1, Nisipuri; 2, Prundișuri; 3, Luturi și argile; 4, Argile, argile marnoase și gresii; 5, Aglomerate andezitice și detritusul lor scheletic; 6, Andezite și detritusul lor scheletic.

Indicii folosiți pentru soluri corespund celor din legenda hărții de soluri (plansa 2); se menționează, în plus, sol dernopodzolic pseudogleic (Pm).

ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ, КАСАЮЩИЕСЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА РАЙОНА ОАШ

Х. АСВАДУРОВ, М. ОПРИШ, М. НЯКШУ, К. КИЦУ, П. ВАСИЛЕСКУ

(Краткое содержание)

Район Оаш, площадью в 1002 кв.км., занимает почти десятую часть всей поверхности области Марамуреш. Высота (над уровнем моря) варьирует от 130—200 м — в зоне равнины и от 400 до 1200 м — в зоне гор; таким образом холмистые пространства занимают 50% всей территории. Средние годовые температуры заключены между 8—9 °С — на более низменных участках и понижаются до 6—8°С — с увеличением высоты. Средние годовые осадки растут с высотой, приблизительно от 650 мм — в зоне равнины, до 1000 мм — в горных участках. Растительность переходит одновременно с высотой и экспозицией — от лесов с *Quercus robur* (с *Carex bri-zoides*) — в равнинных и террасовых районах — до лесов с *Quercus petraea* — в холмистых районах (с *Agrostis tenuis*, *Agrostis canina*, *Festuca rubra*) и до лесов с *Fagus sylvatica* — в районах высоких холмов и гор.

На основании легенды почвенных карт района Оаш почвы ¹⁾ подразделяются на следующие группы:

— пойменные, ниже-террасовые и равнинные почвы с естественным несовершенным дренажем (с гидроморфными почвами);

— террасовые, холмистые и равнинные почвы с хорошим естественным дренажем (автоморфные и эктогидроморфные почвы);

— горные почвы (автоморфные скелетные почвы).

Краткое представление почв и практические рекомендации могут быть сделаны, принимая во внимание, большие физико-географические единицы.

Пойменный участок характеризуется дерноамфиглеевыми аллювиальными почвами и дерново-лесными псевдооглеенными и подпочвенно влажными почвами, оподзоленными в ненаводненном участке и неоподзоленными в редко или частично наводненных участках. Преобладающим механическим составом почв является — глинистый и более редко тяжелый суглинистый состав. Содержание гумуса повышенное до 4—6%, почвы будучи хорошо наделены, также, азотом и фосфором. Значение рН варьирует между 5,25—5,80, а степень насыщенности в основании составляет, примерно, 75% — в дерноамфиглеевых почвах и более пониженная, приблизительно, — 60% — в бурых дерново-лесных почвах (иногда ске-

¹⁾ Систематический список почв — представлен в рамках легенды почвенных карт.



летних). Необходимо обеспечение хорошим дренажем и защитой грунтов от наводнений. Этот участок благоприятствует сохранению сенокосов, расширению овощеводства и использованию для культуры, в которых преобладает кукуруза.

Пойменная равнина реки Сомешул Векь характеризуется бурыми желтоватыми оподзоленными лесными почвами, часто подзолистыми, местами псевдооглеенными, часто грунто-увлажненными а также дерновоподзолистыми, псевдооглеенными (иногда подпочвенно влажными), или амфиглеевыми почвами.

Преобладающий механический состав — легкий и средний суглинок. Содержание гумуса в почвах занятых под культурами, в общем, менее 2%, увеличиваясь в целинных почвах до 6%. Значение рН заключено между 5—5,70, степень насыщенности, по мере интенсивности оподзоливания почв — уменьшается от 40—50% до 30%. Установленно также, относительно пониженное содержание валового азота и фосфора. Естественное плодородие почв — среднее, будучи необходимы следующие меры: проведение глубокой вспашки (в периоде застоя вод); постепенное углубление вспаханного пласта, одновременно с применением органического и минерального удобрения (в особенности с основной физиологической реакцией). Могут быть засеяны окучиваемыми растениями (картофель, кукуруза, свекла или зерновые злаки — ячмень, пшеница).

Предгорные террасы и равнины характеризуются дерново-подзолистыми, псевдооглеенными почвами, реже амфиглеевыми, дерно-амфиглеевыми подзолистыми почвами и бурыми желтоватыми подзолистыми лесными почвами.

Механический состав почв — средний или тяжелый пылеватый суглинок. Содержание гумуса варьирует между 3—9% (более повышенное — под пастбищами). Значение рН заключено между 4,5—5 редко увеличиваясь более 5. Почвы усиленно дебазифицированы в верхних горизонтах; значение V составляя 25—35%, понижается иногда в подзолистых горизонтах до 10—15%. Плодородие снижено и для большинства почв необходимы мелиоративные меры дренажа при посредстве: проведения каналов, хребтовой вспашки, пахоты подпочвы, разбивке плугом канав; применением известковых удобрений (и даже мергелевания), а также и органических и минеральных удобрений, одновременно с углублением вспаханного пласта; может быть использовано, как зеленое удобрение — люпин.

Холмы и предгория Оаша представляют бурые желтоватые оподзоленные лесные почвы, часто — псевдооглеенные и дерново подзолистые псевдооглеенные почвы. На предгориях накопления и эруптивных холмов выявлено наличие скелетных почв.



Механический состав почв в верхних горизонтах: преобладают средние глины — тяжелые глины; рН составляет в общем 5 — 5,5; степень насыщенности в основании — 22-60%, более пониженная в дерново-подзолистых почвах и в почвах под культурой. Плодородность почв — пониженная или средняя, а способ использования удобрений и почвоулучшающих факторов — аналогичен террасовым почвам. Область холмистой платформы — благоприятна культурам, в которых преобладает пшеница; на склонах рекомендуется расширение сенокосов и садов. Область эруптивных холмистых платформ, а также и предгория особенно благоприятна для пастбищ и сенокосов. Некоторые склоны будут использованы для виноградных культур или для расширения яблочных садов. Во всех же случаях будут применены противоэрозионные мероприятия.

Горы района Оаш — представляют две педологические единицы, соответствующие климатическим условиям двух высотных уровней. Таким образом, низкие горы, ниже 700—800 м характеризуются бурыми лесными почвами, часто подзолистыми (мезобазистыми в особенности в случае луговых почв).

Горы средних высот — от 700-1200 м, а также и более затененные долины в пределах низких гор, представляют бурые кислотные почвы (олигобазистые гумусоносные (модер и сырым гумусом).

Почвы первой группы характеризуются слабой текстуральной дифференциацией, рН приблизительно 4,5—5,5 и степенью насыщенности в основании, в общем, ниже 50%. В случаях когда эти почвы заняты под пастбищами — степень насыщенности более повышена. На участках под укрытием, мезобазистые почвы — более кислотные и гумусоносные.

Почвы второй группы, в условиях более холодного климата и более богатого атмосферными осадками, представлены кислотным гумусом, часто превосходящим 20%; рН — повышается редко более 5, а степень насыщенности в основании редко превосходит значение 15% (были выявлены значения и в 6—7%).

Механический состав на поверхности этих почв глинисто-суглинистый, в профилях отсутствует текстуральная дифференциация.

Горы представляют собой лесные области, а существующие пастбища могут быть использованы и в дальнейшем. В случае обезлесения и появления большого количества *Nardus stricta* и *Vaccinium*, необходимы мероприятия, для улучшения флористического состава пастбищ.



ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ И РИСУНКОВ

Чертеж I.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

(с характерными почвами)

Поймы и террасы

1. Поймы редко или частично наводняемые (дерновоамфиглеевые почвы и дерново-лесные-бурые почвы)
2. Заболоченные поймы (дерновооглеенные почвы и болота).
3. Аллювиальные террасы (лесные бурые желтоватые оподзоленные псевдооглеенные почвы).
4. Делювио-пролювиальные террасы и (дерновоподзолистые псевдооглеенные почвы).
5. Древние аллювио-пролювиальные террасы (дерновоподзолистые псевдооглеенные почвы).
6. Молодые аллювио-пролювиальные террасы (дерновоамфиглеевые оподзоленные почвы и подзолистые амфиглеевые почвы).

Аллювио-пролювиальные равнины.

7. Древние аллювио-пролювиальные веерообразные рассеивания (дерновоподзолистые псевдооглеенные почвы)
8. Молодые аллювио-пролювиальные веерообразные (дерновоподзолистые, амфиглеевые почвы и дерново-амфиглеевые оподзоленные почвы).
9. Ассоциации древних гряд с хорошим естественным дренажем (лесные бурые желтоватые часто оподзоленные и псевдооглеенные почвы).
10. Ассоциации древних с несовершенным естественным дренажем (лесные бурые желтоватые, часто оподзоленные и грунтово-влажные почвы, дерновоподзолистые, псевдооглеенные грунтово-влажные почвы).
11. Ассоциация молодых гряд с несовершенным естественным дренажем (лесные бурые желтоватые оподзоленные почвы и дерновоподзолистые грунтово-влажные почвы с остаточной карбонизацией).
12. Островные гряды (лесные бурые желтоватые почвы на песчаном отложении).
13. Аллювиальные меандровые выступы (лесные бурые желтоватые почвы на песчаных отложениях с гравием).
14. Микродепрессии (дерновоамфиглеевые, часто оподзоленные иногда слабо торфянистые почвы).

Холмы и горы.

15. Седиментационные эрозивно-структурные расчлененные платформы (лесные бурые желтоватые, часто оподзоленные и псевдооглеенные почвы).
16. Эруптивные эрозивно-структурные расчлененные платформы (лесные бурые желтоватые, часто оподзоленные и со скелетным материалом почвы).
17. Подгорья (лесные, бурые, желтоватые, часто оподзоленные иногда псевдооглеенные почвы).
18. Гласисы (лесные бурые желтоватые часто оподзоленные скелетовые, иногда псевдооглеенные почвы).
19. Незначительные бассейны (лесные бурые желтоватые, часто оподзоленные скелетовые иногда псевдооглеенные почвы).



Горы

20. Низкие островные горы (литозоль и лесные горно мезобазистые почвы).
 21. Низкие горы с вулканическими плато (лесные горные бурые мезобазистые и олигобазистые почвы).
 22. Горы средних высот (литозоль и горные бурые кислотно-олигобазистые почвы).

Чертеж 2

КАРТА ПОЧВ
 Л Е Г Е Н Д А

- I. Пойменные почвы, низкие террасы и равнины с естественным несовершенным дренажем.*
1. Дерноволесная бурая пойменная почва (тяжелый суглинок) *
 2. Дерновоамфиглеевая местами слабо торфянная почва (легкий суглинок).
 3. Серая дерновоамфиглеевая почва (средний суглинок)
 4. Бурая дерновоамфиглеевая почва, ассоциированная с дерноволесной буро-пойменной почвой (легкий суглинок).
 5. Дерновоамфиглеевая оподзоленная почва (тяжелый суглинок).
 6. Дерновоподзолистая амфиглеевая почва (средний суглинок).
 7. Лесная бурая желтоватая грунтово-влажная почва на песчанистых отложениях (супесь).
 8. Лесная бурая (желтоватая) скелетовая, часто оподзоленная и псевдооглеенная грунтово-влажная почва (легкий суглинок и средний суглинок).
 9. Лесная бурая желтоватая, часто оподзоленная, грунтово-влажная почва (легкий суглинок).
 10. Лесная бурая желтоватая оподзоленная псевдооглеенная грунтово-влажная почва (тяжелый суглинок).
 11. Дерновоподзолистая, псевдооглеенная, грунтово-влажная почва (средний суглинок).
- II. Террасовые, холмистые и низменные с хорошим естественным дренажем.*
12. Лесная бурая желтоватая, часто оподзоленная почва (легкий и средний суглинок).
 13. Лесная бурая желтоватая, часто оподзоленная и псевдооглеенная почва (легкий и средний суглинок).
 14. Лесная бурая желтоватая оподзоленная почва (легкий суглинок, тяжелый суглинок¹⁾).
 15. Лесная бурая желтоватая псевдооглеенная почва (легкий суглинок, тяжелый суглинок²⁾).
 16. Дерновоподзолистая псевдооглеенная почва (средний суглинок).
- III Горные почвы.*
17. Литозоль и лесная горная молодая почва (мезобазистая).
 18. Лесная горная, бурая, желтоватая, часто оподзоленная (мезобазистая почва).
 19. Лесная горная, бурая, (мезобазистая и олигобазистая) почва.
 20. Литозоль и горная кислотная молодая (олигобазистая) почва.
 21. Горная бурая кислотная (олигобазистая) почва.

¹⁾ В скобках, отмечен механический состав верхнего горизонта.

²⁾ Легкий суглинок в секторе Ливада.



Другие знаки.

1. Наводняемые участки (поймы), подверженные, частично, слабому наносу;
2. Участки с поверхностным заболачением, дерново-подзолистых почв;
3. Эродированные почвы;
4. Дерновоподзолистая псевдооглеенная почва;
5. Дерновоамфиглеевая солончаковая почва;
6. Псевдорендзиновая регопочва;
7. Андезитовый скелет;
8. Андезитовые, риолитовые туфы;
9. Гравий.

Чертеж 3

Педогеоморфологический схематический профиль с распространением почв в пределах района Оаш.

Л Е Г Е Н Д А

Материнский материал почв.

1. Пески
2. Гравий
3. Суглинки и глины
4. Суглинки, мергелистые суглинки и песчаники.
5. Андезитовые агломераты и их скелетные обломки.

Использованные признаки для почв соответствуют почвам легенды почвенных карт (Чертеж 1). Помимо этого упомянута дерново-подзолистая псевдооглеенная почва (Pm).

CONSIDÉRATIONES GÉNÉRALES SUR LA COUVERTURE DE SOL DU DISTRICT ADMINISTRATIF D'OĂȘ

PAR

H. ASVADUROV, M. OPRIȘ, M. NEACȘU, C. CHIȚU, P. VASILESCU

(Résumé)

Le district administratif d'Oaș occupe une superficie de 1002 km² et représente la dixième partie de la superficie totale de la région du Maramureș. Les altitudes varient de 130 à 200 m dans la zone de plaine, jusqu'à 400—1 200 m dans la zone montagneuse, de sorte que les espaces accidentales occupent 50% du territoire. Les températures moyennes de l'année sont comprises entre 8°—9°C dans les régions basses et diminuent avec l'altitude jusqu'à 6°—8°C. Les valeurs de la moyenne annuelle des précipitations augmentent avec l'altitude, jusqu'à 650 mm environ, dans la plaine et au-dessus de 1000 mm, dans les secteurs montagneux. Suivant l'altitude et l'exposition, la végétation passe des forêts à *Quercus robur* (à *Carex*



brisoides) dominant dans la zone de plaine et de terrasse, aux forêts à *Quercus petraea* dans les régions collinaires (*Agrostis tenuis*, *Agrostis canina*, *Festuca rubra*) et aux forêts de *Fagus sylvatica* dans la zone des collines hautes et de montagne.

Basés sur la légende de la carte des sols du district administratif d'Oaș, les auteurs ont groupé les sols¹⁾ de la manière suivante:

Sols de plaine alluviale («lunca»), de basses terrasses et de plaine, avec un drainage naturel imparfait (à sols hydromorphes);

Sols de terrasses, de collines et de plaine, avec un bon drainage naturel (sols automorphes et éctohydromorphes).

Sols de montagne (sols automorphes squelettiques).

Un exposé sommaire et des recommandations pratiques sont faites en tenant compte de grandes unités physico-géographiques.

Le secteur des plaines alluviales est caractérisé par des sols à amphigley alluviaux et des sols sylvestres à pseudogley et phréatiques-humides, podzolisés dans les secteurs non inondables et non podzolisés dans les secteurs rarement ou partiellement inondables. La texture dominante des sols est argileuse et plus rarement limoneuse-argileuse. Le contenu en humus atteint 4—6%, les sols étant riches en azote et phosphore. La valeur du pH varie de 5,25 à 5,80 et le degré de saturation en base est d'environ 75% dans les sols à amphigley et de 60% dans les sols sylvestres bruns (parfois squelettiques). Il est nécessaire d'assurer un bon drainage et de protéger les terrains contre l'inondation. Ce secteur est favorable à l'extension des cultures légumicoles et à la culture du maïs.

La plaine de divagation du Someșul Vechi est caractérisée par des sols sylvestres brun-jaunâtre, fréquemment podzolisés, localement à pseudogley, souvent phréatiques-humides dans le substratum et des sols dernopodzoliques à pseudogley (parfois phréatiques-humides) ou à amphigley.

La texture dominante en est le limon léger et le limon moyen. Dans les sols cultivés, le contenu en humus est de 2% et dans les sols en friche de 6%. La valeur du pH varie de 5 à 5,70 et le degré de saturation, suivant l'intensité de la podzolisation des sols, diminue de 40—50% à 30%. Il existe une teneur relativement réduite en azote total et en phosphore. Les sols accusent une fertilité naturelle moyenne et l'on recommande: un labourage profond (durant la période de stagnation des eaux), l'approfondissement progressif de la couche labourée en même temps que l'application des engrais organiques et minéraux (surtout à réaction physiologique basique). On peut cultiver des plantes sarclées: pommes de terre, maïs, betterave ou des céréales telles que l'orge et le blé.

Les terrasses et les plaines de piémont présentent des sols sylvestres brun-jaunâtre, podzolisés et fréquemment pseudogleysés et de sols dernopodzoliques pseudogleysés.

¹⁾ La liste systématique des sols est présentée dans le cadre de la légende de la carte des sols.

La texture dominante consiste en un limon moyen ou lourd poussiéreux. La teneur en humus varie de 3 à 9% (plus élevée sous les prés). La valeur du pH est comprise entre 4,5 et 5, rarement au-dessus de 5. Les sols sont fortement désaturés dans les horizons supérieurs, la valeur V étant comprise entre 25 et 35% et diminuant parfois à 10—15% dans les horizons podzoliques. La fertilité en est réduite et la majorité des sols demandent l'amélioration du drainage par: l'exécution des canaux, le labourage en billons le subsolage, le tracement de fossés avec la charrue. On recommande l'application des amendements calcaires (éventuellement le marnage) et des engrais organiques et minéraux en même temps que l'approfondissement de la couche labourée. Comme engrais vert on peut employer le « Lupinus ».

Les collines et les piémonts d'Oaş présentent des sols sylvestres brun-jaunâtre podzolisés et fréquemment pseudogleyés et des sols dernopodzcoliques pseudogleyés. Dans les piémonts d'accumulation et sur les collines éruptives les sols présentent en profil des matériaux squelettiques. La texture dominante, dans les horizons supérieurs consiste en limon moyen — limon lourd. La valeur du pH atteint 5—5,5; le degré de saturation en bases est de 22—60%, plus faible dans les sols dernopodzcoliques et les sols cultivés. La fertilité en est réduite ou moyenne, et l'emploi des engrais et des amendements est similaire à celui des terrasses. La région des plates-formes collinaires est favorable à la culture du blé; sur les pentes on recommande l'extension des prairies et des vergers. La région des plates-formes collinaires éruptives ainsi que les piémonts sont favorables surtout aux pacages et aux prairies. Certains coteaux permettent la culture de la vigne ou l'extension des vergers. Toutefois, l'application des mesures de lutte contre l'érosion du sol s'impose sans aucune exception.

La zone montagneuse d'Oaş présente deux unités pédologiques suivant les conditions climatiques des deux niveaux d'altitude. Les basses-montagnes (au-dessous de 700—800 m) sont caractérisées par des sols sylvestres bruns, fréquemment podzolisés mésobasiques surtout dans le cas des sols sous les prés.

Les moyennes-montagnes (700—1200 m d'altitude) ainsi que les vallées plus ombrageuses des basses-montagnes présentent des sols bruns de montagne acides (oligobasiques), humifères (à boue et humus brut).

Les sols du premier groupe sont caractérisés par une faible différenciation texturale, un pH d'environ 4,5—5,5, un degré de saturation en bases au-dessous de 50%. Lorsque ces sols occupent les prairies, le degré de saturation est plus élevé. Dans les secteurs plus abrités, les sols méso-oligo-basiques sont plus acides et plus humifères.

Les sols du deuxième groupe, dans les conditions d'un climat plus froid et plus riche en précipitations, contiennent un humus acide qui dépasse souvent 20%; le pH dépasse rarement la valeur 5 et le degré de saturation en bases dépasse rarement 15%; on rencontre également des valeurs entre 6 et 7%.



La texture de surface de ces sols est limoneuse-argileuse, les profils étant exempts de différenciation texturale.

En général, les montagnes représentent des régions forestières; les prairies existantes sont employées comme telles. Vu que la déforestation est suivie par une apparition abondante de *Nardus stricta* et de *Vaccinium* on prendra éventuellement des mesures pour l'amélioration de la composition floristique des prairies.

EXPLICATION DES FIGURES

Légende

Planche 1

Plaines alluviales et terrasses.

1. Plaines alluviales rarement ou partiellement inondables (sols à amphigley et sols sylvestres bruns);
 2. Plaines alluviales marécageuses (sols à gley et marécages);
 3. Terrasses alluviales (sols sylvestres brun-jaunâtre podzolisés à pseudogley et sols dernopodzolisés à pseudogley);
 4. Terrasses déluvio-proluviales;
 5. Terrasses alluviales-proluviales anciennes (sols dernopodzolisés à pseudogley);
 6. Terrasses alluviales-proluviales récentes (sols à amphigley podzolisés et sols podzoliques à amphigley);
- Plaines subcollinaires de divagation;
7. Éventails d'extension alluviale-proluviale, anciens (sols dernopodzoliques pseudogleysés);
 8. Éventails d'extension alluviale-proluviale, récents (sols dernopodzoliques à amphigley et sols à amphigley podzolisés);
 9. Associations de digues naturels anciens à bon drainage naturel (sols sylvestres brun jaunâtre, fréquemment podzolisés et pseudogleysés);
 10. Associations de digues naturels anciens, à drainage naturel imparfait (sols sylvestres brun-jaunâtre, fréquemment podzolisés et phréatiques-humides, sols dernopodzoliques, pseudogleysés, phréatiques-humides);
 11. Associations de digues naturels récents, à drainage naturel imparfait (sols sylvestres brun-jaunâtre podzolisés et sols dernopodzoliques phréatiques-humides à carbonatation résiduelle);
 12. Digues naturels isolés (sols sylvestres brun-jaunâtre et dépôts sableux);
 13. Barrières alluviales de méandre (sols sylvestres brun-jaunâtre sur dépôts sableux à graviers)
 14. Microdépressions (sols à amphigley fréquemment podzolisés, parfois faiblement tourbifié);
- Collines
15. Plates formes sédimentaires érosivo-structurales fragmentées (sols sylvestres brun-jaunatre, fréquemment podzolisés et pseudogleysés);
 16. Plates-formes éruptives érosivo-structurales, fragmentées (sols sylvestres brun-jaunatre, fréquemment podzolisés et à matériel squelettique);
 17. Piémonts (sol sylvestre brun-jaunatre, fréquemment podzolisé squelettique, parfois pseudogleysé);

18. Glacis (sol sylvestre brun-jaunâtre, fréquemment podzolisés squelettique, parfois pseudogleysés);
 19. Bassinets (Sol sylvestre brun-jaunâtre podzolisé, squelettique, parfois pseudogleysés);
- Montagnes
20. Basses-montagnes isolées (lithosol et sol sylvestre mésobasique, récent);
 21. Basses-montagnes avec plateaux volcaniques (sol sylvestre de montagne, brun mésobasique et oligobasique);
 22. Moyennes-montagnes (lithosol et sol de montagne brun acide oligobasique).

Planche 2

Carte des sols

Légende

- I. Sols de plaine inondable « lunca », de basses terrasses et de plaines à drainage naturel imparfait
1. Sol sylvestre brun de plaine inondable (limon lourd)¹⁾;
 2. Sol à amphigley, localement peu tourbifié (limon léger);
 3. Sol à amphigley, gris (argile moyenne)
 4. Sol à amphigley brun, associé à un sol sylvestre brun de « lunca (argile légère);
 5. Sol à amphigley, podzolisé (limon lourd);
 6. Sol dernopodzolique à amphigley (limon moyen);
 7. Sol sylvestre brun-jaunâtre, phréatique-humide sur dépôts sableux (sable limoneux);
 8. Sol sylvestre brun (jaunâtre) squelettique, fréquemment podzolisé et pseudogleysé, phréatique-humide (limon léger et limon moyen);
 9. Sol sylvestre brun-jaunâtre, fréquemment podzolisé, phréatique-humide (limon léger);
 10. Sol sylvestre brun-jaunâtre podzolisé, pseudogleysé, phréatique-humide (limon lourd);
 11. Sol dernopodzolique, pseudogleysé, phréatique-humide (limon moyen).
- II. Sols de terrasses, de collines et de plaines à bon drainage naturel
12. Sol sylvestre brun-jaunâtre, fréquemment podzolisé (argile légère et moyenne);
 13. Sol sylvestre brun-jaunâtre, fréquemment podzolisé et pseudogleysé (argile légère et moyenne);
 14. Sol sylvestre brun-jaunâtre podzolisé (limon léger et limon lourd)²⁾;
 15. Sol sylvestre brun-jaunâtre podzolisé pseudogleysé (limon léger et limon lourd)³⁾
 16. Sols dernopodzolique pseudogleysé
- III. Sols de montagne
17. Lithosol et sol sylvestre de montagne, récent (mésobasique)
 18. Sol sylvestre de montagne, brun-jaunâtre, fréquemment podzolisé (mésobasique)
 19. Sol sylvestre de montagne, brun (mésobasique);
 20. Lithosol et sol de montagne acide, récent (oligobasique)
 21. Sol de montagne brun acide (oligobasique et oligo-basique)

Divers signes

- 1, secteurs inondables partiellement soumis à un faible alluvionnement;
- 2, secteurs à sols dernopodzoliques, marécageux à la surface;
- 3, sols érodés;
- 4, sol dernopodzolique pseudogleysé;
- 5, solonetzisation;
- 6, régosol à pseudorendzine;
- 7, squelette andésitique;

¹⁾ Entre parenthèses est marquée la composition granulométrique de l'horizon supérieur

²⁾ limon léger dans le secteur de Livarda-Turulung



8, tufs andésitiques, rhyolitiques;

9, gravier.

Planche 3

Profil schématic peđogéomorphologique de la distribution des sols dans le district administratif d'Oaș.

Matériel parental des sols

1, Sables;

2, Graviers;

3, Limons et argiles;

4, Argiles, argiles marneuses et grès;

5, Agglomérats andésitiques et leur détritiques squelettique;

6, Andésites et leur détritiques squelettique.

Les indices utilisés pour les sols correspondent à ceux de la légende de la carte des sols (planche 1): en plus a été mentionné le sol dernopodzolique à pseudogley (Pm)

GENERAL CONSIDERATIONS ON THE SOIL MANTLE IN OAȘ DISTRICT

BY

H. ASVADUROV, M. OPRIȘ, M. NEACȘU, C. CHIȚU, P. VASILESCU

(Abstract)

The Oaș district occupies a 1002 km² area and it represents the tenth part of the Maramureș region. The elevations vary from 130 to 200 m in the plain region, up to 400—1 200 m in the mountainous region; therefore the broken areas occupy 50% from the whole territory. The mean annual precipitations increase with altitude approx. from 650 mm in the plain region to more than 1000 mm in the mountainous sectors. With the altitude and exposure the vegetation ranges from *Quercus robur* forests (with *Carex brizoides*) in the plain and terrace regions, to *Quercus petraea* forests in hilly regions (with *Grostis tenuis*, *Agrostis canina*, *Festuca rubra*) and *Fagus silvatica* forests in high hills and mountainous regions.

According to the soils-map legend¹⁾ of Oaș district, the soils were grouped as follows:

alluvial soils, soils of low terraces and plain, with imperfect drainage (with hydromorphic soils);

soils of terraces, hills and plains well drained (with automorphic and ectohydromorphic soils);

mountain soils (skeletal automorphic soils).

The brief presentation and the practical recommendations may be made considering the large physico-geographical units.

¹⁾ The soils scheme is included within the soils map legend.



The floodplain sector is characterized by alluvial soddy amphigley soils and soddy forest phreatic-humid pseudogleyed soils, which in unflooded sectors are podzolised while in rarely or partially flooded sectors are non podzolised. Soils have a dominant argillaceous texture and rarely a clay loamy one. The humus content is 4—6%, the soils being rich in nitrogen and phosphor. The pH value ranges from 5,25 to 5,80 and the degree of base saturation is approx. 75% in dermo-amphigley soils and lower — approx. 60% — in brown (sometimes skeletal) dermo-forest soils. Both a good drainage and the protection of land against inundation are necessary to be carried out. This sector is favourable to meadows, to the extension of vegetable cultures and the maize culture.

The alluvial plain of Someșul Vechi river is characterized by yellowish brown forest soils, frequently podzolised, locally pseudogleyed, often phreatic-humid in the substratum and by pseudogleyed (sometimes phreatic-humid) or amphigleyed derno podzolic soils.

The dominant texture of soils is light loam and loam. Within the cultivated soils, the humus content is less than 2% and it reaches up to 6% in fallows. The pH value ranges from 5 to 5,70 and the degree of base saturation — according to soil podzolisation — diminishes from 40—50% to 30%. A relative low nitrogen and phosphor content was stated. Soils have a moderately natural fertility and the present authors recommend: deep ploughing (during the period of water saturation) the gradual deepening of the ploughed layer together with the application of organic and mineral fertilizers (chiefly with basic physiological reaction). Crop plants may be cultivated such as: potatoes, maize, beet or cereals such as: barley and wheat.

Terraces and piedmonts plains are characterized by pseudo-gleyed derno podzolic soils, rarely by the amphigleyed ones; podzolised derno amphigley soils and pseudogleyed podzolised yellowish brown forest soils.

The dominant texture of soils is loam and heavy silt loam. The humus content ranges from 3 to 9% (higher under pastures). The pH value varies from 4,5 to 5, rarely exceeding 5. Within the upper horizons soils are strongly unsaturated; the usual V value of 25—35% diminishes sometimes to 10—15% within the podzolic horizons. The fertility is low and the majority of soils requires the amelioration of the drainage; calcareous amendments (eventually marling) as well as organic and mineral fertilizers together with the deepening of the ploughed layer are recommended; „Lupinus” may be utilized as green fertilizer.

In the Oaș hills and piedmonts, podzolised, yellowish brown forest soils, often pseudogleyed as well as pseudogleyed derno podzolic soils have developed. On the accumulative piedmonts and eruptive hills, the stoniness in the profile is stated. The dominant texture of upper horizons is loam-heavy loam; pH = 5—5,5; degree of base saturation between 22 and 60%, lesser in derno podzolic soils and cultivated soils. Moderate or low fertility; the use of fertilizers and amendments is



similar to that of the terraces. The hilly platform region is favourable to corn cultures; while on the slopes the extension of meadows and orchards is recommended. The region of eruptive hilly platforms as well as the piedmonts are favourable mainly to pastures and meadows. Some slopes are to be used for wine culture or the extension of apple-trees orchards. All cases, however, demand antierosional works.

The Mountains of the Oaș district present two pedological units corresponding to the climate conditions of the two altitude levels. The low mountains (< 700 to 800 m absolute altitude) are characterized by brown forest soils, frequently podzolised (mesobasic mainly for meadows soils).

The mountains having a medium altitude (700 to 1200 m) and the more shady valleys of the low mountains show acid (oligobasic) brown soils, humiferous, (with moder and raw humus).

Soils of the first group are characterized by a slight textural differentiation, a pH from 4,5 to 5,5 a degree of base saturation, generally below 50 per cent. When these soils are under meadows, the degree of base saturation is higher. Within the sheltered sectors, the meso-oligo-basic soils are more acid and more humiferous.

Soils of the second group, under the conditions of a cooler climate, richer in precipitations, contain an acid humus which frequently exceeds 20%; the pH exceeds rarely 5 and the degree of base saturation only seldom reaches 15%; values of 6 to 7 per cent are common.

The texture of surface horizons is clay-loam, the profiles showing no textural differentiation and a lighter texture in the subsoil.

Generally, mountains should be preserved as forest regions, while meadows may be utilized as such. Measures should be taken for the amelioration of the floristic composition of pastures, because after deforestation a great deal of *Nardus stricta* and *Vaccinium* occur.

EXPLANATION OF FIGURES

Chart I Geomorphological map

Floodplains and terraces

- 1, Rarely or partially flooded floodplains;
- 2, Boggy floodplains
- 3, Alluvial terraces;
- 4, Deluvial-proluvial terraces;
- 5, Old alluvial-proluvial terraces (pseudogleyed derno podzolic soils;
- 6, Recent alluvial-proluvial terraces (podzolised derno-amphigley soils and amphigleyed podzolic soils);
- 7, Old alluvial-proluvial fans (pseudogleyed derno podzolic soils;
- 8, Recent alluvial-proluvial fans (amphigleyed derno podzolic soils and podzolised derno amphigley soils);



9, Well-drained groups of natural dams (Pale Brown Forest soils, frequently podzolised and pseudogleyed);

10, Imperfectly drained groups of natural dams (Pale Brown Forest soils, frequently podzolised and humid-phreatic pseudogleyed soddy podzolic soils);

11, Well drained recent groups of natural dams (Podzolised, Pale Brown Forest soils and humid phreatic derno podzolic soils with residual carbonatation);

12, Isolated natural dams (Pale Brown Forest soils on sandy deposits);

13, Pale Brown Forest soils on sandy deposits with gravel;

14, Microdepressions (dermo amphigley soils, frequently podzolised sometimes)

Hills

15, Dissected structural erosion sedimentary platforms (Pale Brown Forest soils, frequently podzolised and pseudogleyed.);

16, Dissected structural erosion cruptive platforms (Pale Brown Forest soils, frequently podzolised and with skeletal material);

17, Piedmonts (Skeletal, frequently podzolised Pale Brown Forest soil, sometimes pseudogleyed);

18, Piedmonts slopes (Skeletal, frequently podzolised Pale Brown Forest soil, sometimes pseudogleyed);

19, (Skeletal, frequently podzolised Pale Brown Forest soil, sometimes pseudogleyed).

Mountains

20, Isolated low montains (lithosol and recent and mesobasic mountain forest soil);

21, Low mountains with volcanic plateaus (eubasic and mesobasic mountain forest soil);

22, Intermediary mountains (lithosol and oligobasic acid, brown mountain soil).

Soils map

Chart II

I, Soils of floodplains, low terraces and plains imperfectly drained

1, Brown, derno forest alluvial plain soils (heavy loam)²⁾.

2, derno amphigley soil (light loam)

3, Gray derno amphigley soils (clay);

4, Brown derno amphigley soil, associated with brown derno forest soil (light clay);

5, Podzolised derno amphigley soils (heavy loam);

6, Amphigley derno podzolic soil (loam);

7, Pale brown forest soil on sand deposits with ground water table; (loamy sand)

8, Brown (Pale) skeletal forest soil, frequently podzolised, with surface water gley, and ground water table (loam and light loam);

9, Frequently podzolised pale brown forest soil (light loam) with ground water table;

10, Pale brown forest soils, podzolised, with surface water gley and ground water table (heavy oam);

11, Derno podzolic soils with surface water gley and ground water table (heavy loam);

II, Soils of terraces, hills and well drained plains;

12, Pale brown forest soils, frequently podzolised (light clay and clay);

13, Pale brown forest soil, frequently podzolised with surface water gley (light clay and clay);

14, Pale Brown podzolised Forest soil (light loam and heavy loam)²⁾;

15, Pale Brown Forest soil, podzolised, with surface water gley (light loam and heavy loam)²⁾;

16, Derno podzolic soil with surface water gley (loam);

¹⁾ In brackets is given the particle size distribution of the upper horizon.

²⁾ Light loam in Livarda-Turulung sector.



III. Mountain soils

- 17, Lithosol and recent mountain forest soil (mesobasic);
- 18, Pale-Brown Mountain forest soils, frequently podzolised (mesobasic);
- 19, Brown mountain forest soil (mesobasic and oligobasic);
- 20, Lithosol and recent acid mountain soil (oligobasic);
- 21, Acid brown mountain soil (oligobasic).

Other signs

- 1, Easily flooded sectors, submitted to a light alluviation;
- 3, Eroded soils;
- 4, Pseudogleyed derno podzolic soil;
- 5, Derno amphigley soil, with solonetz formation;
- 6, Pseudorendzinic Regosol;
- 8, Andesite tuffs and rhyolitic tuffs;
- 9, Gravels;

Chart 3

Pedo-geomorphologic schematic profile of soils distribution in Oaș district

Legend

Parent material of soils

1, Sands; 2, Gravels; 3, Loam and clay; 4, Clay, marl clay, sandstone; 5, Andesite agglomerates and andesite detritus; 6, Andesites and andesite detritus.

Soil indices correspond to the ones of the soils map legend (chart 1); in addition the pseudogleyed derno podzolic soil is mentioned (Pm)





CONDIȚIILE NATURALE ȘI SOLURILE BAZINULUI NIRAJULUI ¹⁾

DE

A. CUCUTĂ, V. BĂLĂCEANU, ELENA BUGEAG

CONDIȚIILE FIZICOGEOGRAFICE

Relief, sedimente, hidrografie. Regiunea de care ne ocupăm cuprinde bazinul Nirajului și zonele limitrofe ale bazinelor Mureșului și Tîrnavei Mici, pînă în luncile acestor râuri. Ea este alcătuită din trei sectoare distincte care aparțin după C. MARTINIUC și P. COTEȚ celor trei mari unități geomorfologice: Cîmpia deluroasă a Transilvaniei (sectorul la vest de linia Fîntînele — Miercurea Nirajului — Isla); Subcarpații interni ai Transilvaniei (districtul Bistrița — Homoroade), la est de linia amintită, și Munții Vulcanici, către obîrșia Nirajului, în sectorul Cîmpul Cetății — Sovata.

Sectorul aparținînd « Cîmpiei » deluroase a Transilvaniei este constituit din dealuri ce depășesc rar altitudinea de 500 m. Văile secundare adîncite în suprafața podișului cu cca 150 m la nord de Niraj și cu cca 200 m la sud de acest râu, sînt relativ înguste și colmatate cu materiale deluviale. În interfluviul Mureș — Niraj ele sînt orientate în toate direcțiile, iar între Niraj și Tîrnava Mică au o orientare nord—sud.

Sectorul aparținînd Subcarpaților interni ai Transilvaniei cuprinde dealuri ce depășesc adesea 600 m altitudine, energia de relief fiind de 200—300 m.

Relieful ambelor sectoare este dezvoltat pe depozite neogene, constituite din nisipuri, marne și argile. Marnele și argilele, predominante în sectorul estic au fost acoperite în preajma reliefului muntos de proluvii andezitice. Frecvent, nisipurile ocupă partea superioară a reliefului și dau forme mai abrupte, în timp ce depozitele fine sînt la bază și generează forme mai domoale.

¹⁾ Lucrarea a fost efectuată sub conducerea științifică a Prof. dr. N. CERNESCU, membru al Academiei R.P.R.



Versanții cu substrat nisipos, de obicei cu expoziții sudice și vestice, suferă intense procese de degradare prin eroziune de suprafață și torenți; cei estici și uneori cei nordici cu pante mai domoale prezintă adesea fenomene de alunecare pe marna sau argila din substrat.

Relieful andezitic montan de la Cîmpul Cetății — Sovata, domină prin masivitate și altitudine. Înălțimea maximă depășește 1000 m (1079 m la nord-est de Șilca Nirajului), iar energia de relief depășește 300 m, ajungînd la 400 m sau chiar 500 m. Treccrea de la relieful cruptiv montan la cel deluros se face, în special în sud, în mod brusc, printr-un versant foarte puternic înclinat, la poalele căruia detritusul andezitic acoperă depozitele argilo-marnoase ale Pouțianului superior. În interiorul reliefului montan se conturează bine zona depresionară a Săcădatului, o continuare a depresiunii Sovata — Praid.

Principalele râuri (Mureșul, Nirajul și Tîrnava Mică), au un curs meandrat, cu văi largi și lunci bine dezvoltate.

Lunca Mureșului are o lățime de cca 3 km; lunca Nirajului, cu excepția porțiunii Eremitul — Vărgata unde are 800 m, este și ea largă, ajungînd la 2,5 km în apropiere de Ungheni; valea Tîrnavei Mici, cu aspect de chei în relieful andezitic, se lărgeste treptat ajungînd la peste 1 km lățime la vest de Sîngeorgiu de Pădure.

Nirajul și Tîrnava Mică au depus înspre obîrșie materiale grosiere (bolovănișuri de brezii andezitice). În zona de dealuri, râurile au depus materiale fine; în lunca Tîrnavei Mici și mai ales în lunca Nirajului, sînt depozite fine carbonatice.

În lunca Mureșului apar depozite carbonatice numai către confluența cu Nirajul și la locul debușerii în această luncă a cîtorva văi afluențe (văile Erneiului, și Dumbrăvioarei etc.). Conțin carbonați, de asemenea și depozitele aluviale și aluvio-deluviale depuse în majoritatea văilor secundare.

În lungul cursurilor Mureșului și Nirajului se pot deosebi mai multe nivele de terase.

Cele mai dezvoltate văi secundare sînt: Valea Iedului, Valea Coruncăi, Valea Oaia, Valea Călușeri. Primele trei au terase.

Sistemul hidrografic drenează destul de bine regiunea.

Apele freatice au importanță pentru procesele de solificare și pentru agricultură, în special pe lunci și terase. Variațiile nivelului lor hidrostatic sînt condiționate de textura sedimentelor și de microrelief. Sînt frecvente cazurile în care nivelul apei freatice pe lunci este la o adîncime de 40—100 cm. Apele freatice sînt în general dure sau sălcii; mai puțin mineralizate sînt acelea din izvoarele de la baza versanților și de la contactul teraselor cu lunca.

Clima. Întreaga regiune se află sub influența unui climat boreal, cu ierni reci și precipitații tot timpul anului. Suma precipitațiilor medii anuale crește de la vest spre est după cum urmează:



Tg. Mureș 636 mm; Măghirani 674 mm; Sărățeni 775,2 mm; Sovata 755 mm; Cîmpul Cetății 775 mm; Săcădat 795,2 mm.

Pe măsură ce crește suma precipitațiilor scade temperatura medie anuală. Ea este de 8°,7 C la Tg. Mureș și 7°,6 C la Sovata. Izoterma de 8°C trece aproximativ pe la limita reliefului andezitic. Această schimbare de la vest spre est a climatului are ca efect și o schimbare în învelișul vegetal și cel de sol. Se remarcă predominarea solurilor podzolice acide spre est și a aceloră mai puțin podzolite și mai puțin acide spre vest.

Vegetația. La vest de linia Coroiu Sînmartin—Miercurca Nirajului—Isla se întîlnesc păduri mixte de *Quercus petraea* și *Carpinus betulus*, în care mai apar *Acer campestre*, *Ulmus campestre* (rar), *Tilia cordata*, *Corylus avellana* și local, condiționat de un substrat mai umed, *Quercus robur*. Pe versanții nordici apare sporadic și *Fagus sylvatica*, mai frecvent spre est. La est de linia amintită fagul apare în amestec cu *Carpinus betulus* și *Quercus petraea*, indiferent de expoziție. Numai în nord-estul bazinului Nirajului, pe relieful andezitic, se întîlnesc păduri masive de *Fagus sylvatica*, iar pe cotele cele mai înalte *Fagus sylvatica* în amestec cu *Picea excelsa* sau numai *Picea excelsa* cu mușchi.

Pajiștile sînt constituite din specii mezofile și mezoxerofile în zona gorunului și mezofile sau mezohidrofile în zona de interferență a gorunului cu fagul.

În sectorul vestic este frecventă asociația cu *Poa pratensis* și *Festuca sulcata*.

În zona de tranziție domină asociația de *Agrostis tenuis* cu *Cynosurus cristatus* și *Festuca rubra*, în care mai apar în special pe pante cu expoziție nordică, *Nardus stricta* și *Juncus conglomeratus*¹⁾.

Mai la est, se întîlnește în pajiști tot mai frecvent *Nardus stricta*, indiferent de expoziție, pentru ca pe relieful andezitic să constituie asociații, împreună cu *Festuca rubra* și *Agrostis tenuis*, în care mai apar *Deschampsia caespitosa*, *Juncus conglomeratus*, *Cynosurus cristatus*, *Sieglingia decumbens* etc.

SOLURILE

Solurile bazinului Nirajului s-au dezvoltat în cea mai mare parte sub vegetația forestieră. Uneori ele au suferit influența puternică a unei înțeleniri secundare; alteori aspectul lor morfologic și dinamica lor au fost puternic influențate de substrat sau de regimul hidric.

Ținînd seama de cele de mai sus, am grupat solurile bazinului Nirajului, într-o listă sistematică, după cum urmează:

¹⁾ Zona de interferență dintre fag și quercinec și a asociațiilor ierboase mezofile cu *Agrostis tenuis*, *Cynosurus cristatus* și chiar *Nardus stricta*, este mai largă decît apare pe harta geobotanică la scara 1: 500.000 întocmită de către N. DONIȚĂ, V. LEANDRU și E. PUȘCARU-SOROCEANU.



Soluri formate pe depozite sedimentare

	<i>Soluri podzolică</i>	Sol podzolic gălbui; sol podzolic gălbui scheletic pe depozite argiloase și lutoase cu detritus andezitic; sol podzolic (cenușiu).
Soluri silvestre (automorfe)	<i>Soluri silvestre brune și brun gălbui, tipice și podzolite</i>	Sol silvestru brun-gălbui mediu podzolit; sol silvestru brun-gălbui mediu podzolit pseudogleizat; sol silvestru brun mediu podzolit; sol silvestru brun mediu podzolit pseudogleizat; sol silvestru brun-gălbui slab podzolit; sol silvestru brun slab podzolit; sol silvestru brun slab podzolit pseudogleizat; sol silvestru brun; sol silvestru brun pseudogleizat; sol dernosilvestru brun, slab podzolit slab humifer; sol dernosilvestru brun slab humifer (sol cernoziomoid).
Soluri lito-hidromorfe și litomorfe		Sol negru de fineață umedă; sol pseudo-rendzinic.
Soluri erodate		Sol podzolic gălbui erodat; sol silvestru brun-gălbui podzolit erodat; regosol.
Soluri de luncă		Sol brun amfigleic; sol brun semigleic; sol brun freatic umed; sol cernoziomic freatic umed; sol humico-gleic; sol humico-semigleic; sol gleic slab humifer; sol semigleic slab humifer; sol gleic slab humifer, carbonatic; sol semigleic slab humifer, carbonatic; sol gleic nisipo-scheletic; sol aluvial semigleic; sol aluvial gleizat la bază (freatic umed); sol aluvial gleizat la bază, carbonatic; sol aluvio-deluvial gleizat, carbonatic; sol aluvial nisipo-scheletic; sol aluvial; aluviuni scheletice.

Soluri formate pe brezii andezitice

Sol gălbui montan moderat acid; sol brun montan moderat acid; sol brun-ruginiu montan moderat acid; sol scheletic pe andezite.



Soluri silvestre (automorfe)

Sînt soluri condiționate climatic, formate și evolute sub influența vegetației forestiere. Majoritatea solurilor din această « clasă¹⁾ » nu suferă influența predominantă a unui anumit factor pedogenetic. Cel mult dacă unele sînt moderat influențate de apa gravitațională stagnantă la nivelul orizontului B; considerate ca soluri autohidromorfe aceste soluri sînt separate ca varietăți pseudogleizate în orizontul B²⁾.

Între solurile silvestre se separă două grupe (subclase) care reunesc soluri apropiate ca stadiu de evoluție: soluri podzolice și soluri silvestre brune și brun gălbui tipice și podzolite.

Grupa (subclasa) solurilor podzolice cuprinde solurile cele mai evolute.

Distingem soluri podzolice și soluri podzolice gălbui, cu profil de tipul A₁, A₂, A₂B, Bg, B sau A₁, A₂, A₂B, B(g), B.

Solurile podzolice se caracterizează printr-o diferențiere texturală foarte puternică (indice de antrenare a argilei 2—3 și chiar > 3) și prin gradul puternic de manifestare a orizontului podzolic A₂. Adesea, ca urmare a drenajului deficient, prezintă aspecte de pseudogleizare puternică.

Solurile podzolice gălbui, cu excepția celor formate pe argile, sînt mai slab diferențiate textural și au orizontul podzolic A₂ mai slab exprimat. Profilul lor este de obicei marmorat, dar poate fi și pseudogleizat intens.

Sînt însă și soluri podzolice gălbui puternic diferențiate textural, cu orizont podzolic A₂ bine exprimat. Legendele întocmite pentru hărți la scară mare vor trebui să facă o detaliere în grupa solurilor podzolice gălbui, în funcție de gradul de diferențiere texturală, gradul de exprimare a orizontului podzolic A₂, pH și gradul de saturație în baze.

Toate solurile podzolice, cenușii sau gălbui, sînt nesaturate (V < 30%) și acide pH=4,5—5,2.

Se remarcă faptul că la solurile podzolice gălbui din zona fagului, pH-ul și gradul de saturație în baze se mențin scăzute pe o adîncime mare, în timp ce la cele care apar în cuprinsul zonei gorunului, pH-ul și gradul de saturație în baze cresc repede spre adîncime; pe nisipuri, în zona fagului, aceste soluri prezintă morfologic o podzolire mai slabă, dar au o debazificare puternică și pH scăzut pe o adîncime mare. Acestea fac trecerea la solurile gălbui acide montane (vezi tabloul 1).

Solurile podzolice gălbui ocupă suprafațe mari, în timp ce solurile podzolice propriu zise se întîlnesc mai rar, sub păduri de gorun sau pajiști cu *Nardus stricta*.

Prezentăm în cele ce urmează cîte un profil caracteristic de sol podzolic.

¹⁾ C. CHIRIȚĂ. Despre unitățile taxonomice și criteriile de constituire a acestora în clasificarea solurilor. Probleme de pedologie 1958.

²⁾ N. CERNESCU. Les sols de la région située entre le Danube, les Carpathes et la Mer Noire. Sixième Congrès de la science du sol. Paris 1956.



Sol podzolic gălbui, slab-moderat diferențiat textural marmorat

Profil 54¹⁾

Localizare: 1,100 km vest com. Abud.

Relief: Pantă slab înclinată, cu expoziție nordică.

Vegetația: Pădure cu *Fagus sylvatica*, *Carpinus betulus*, *Quercus petraea*. În tăieturi *Populus tremula*.

Roca: depozite fine peste nisip micaceu.

Media precipitațiilor anuale: cca 780 mm.

Temperatura medie anuală: cca 8°C.

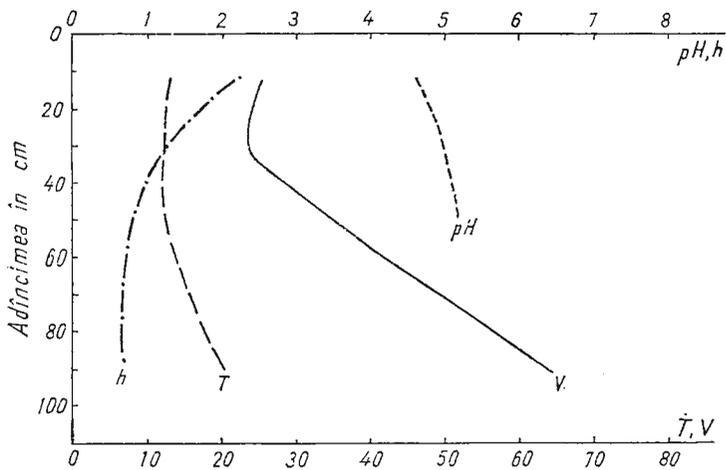


Fig. 1. — Prof. 54.

h = humus în ‰; T = capacitatea totală de schimb cationic în m.e. la 100 gr. sol; V = gradul de saturație în baze, în ‰; pH = valori pH.

Descrierea profilului:

A_o, 0— 2 cm: material organic slab humificat, brun-negricios. Trecere netă.

A¹a₂, 2— 23 cm: lut ușor, cenușiu-gălbui, grăunțos turtit în agregate bulgăroase friabile, bobovine mici, slab compact, trecere treptată.

A²a₂, 23— 39 cm: lut ușor, cenușiu-gălbui (mai închis) cu pete ruginiu gălbui slabe, trecere clară.

AB, 39— 57 cm: lut mediu, galben-ruginiu pătat cu silice, nuciform mic, bobovine mai frecvente moderat compact, trecere clară.

B¹, 57—100 cm: lut greu, ruginiu-gălbui cu pete cenușii, bulgăros, pete ferimanganice, compact, trecere clară.

BD, 100—140 cm: lut mediu, galben-ruginiu mai uniform, bulgăros, pete feri-manganice mai rare, compact.

Descriș; AL. CUCUTĂ

¹⁾ Datele analitice expuse în tabloul I și fig. 1.



Sol podzolic gălbui, puternic diferențiat textural, marmorat

Profil 111¹⁾

Localizare: cca 2,5 km. NW Sărățeni,

Relief: Suprafață plană, foarte slab înclinată spre nord.

Vegetație: arabil.

Roca: argilă.

Media precipitațiilor anuale: cca 800 mm.

Temperatura medie anuală: 7°,6C—8°C.

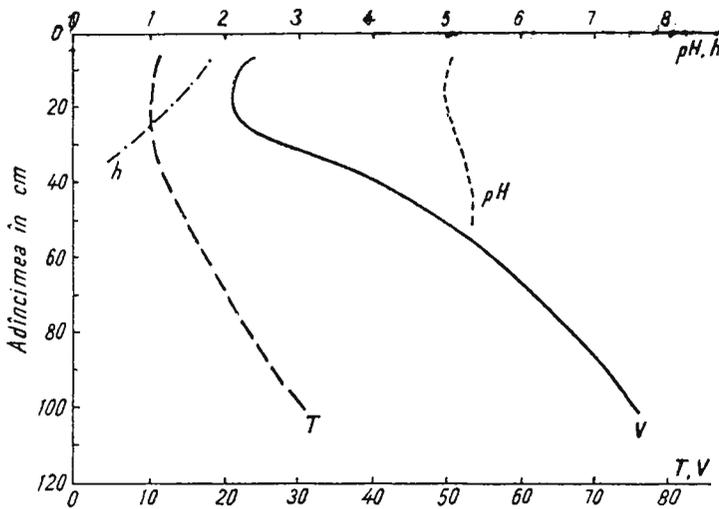


Fig. 2. — Prof. 111.

Pentru explicație, vezi fig. 1.

Descrierea profilului:

Aa. 0—14 cm: lut ușor, cenușiu bruniu cu nuanță gălbuie (la uscare albicios), structura distrusă bobovine mici frecvente, trecere clară.

A' (a₂), 14—28 cm: lut ușor, gălbui cenușiu; grăunți turtiți friabili; bobovine mici și medii frecvente, afinat, trecere netă.

A₂ B, 28—45 cm: lut ușor-mediu, gălbui cu pete slabe ruginii și cenușii, alunar-nuciform, bobovine mici și medii frecvente afinat, trecere treptată.

B' (g), 45—60 cm: lut mediu, marmorat, cu pete cenușii și ruginii, poliedric, bobovine frecvente, slab compact, trecere clară.

B'' g, 60—88 cm: argilă medie, marmorat cu pete cenușii și ruginii mai puternice, în rest asemănător.

Bd, 88>150 cm: argilă medie, culoare ruginiu-limoniu cu slabe pete cenușii, compact, bulgăros.

Descris: V. BĂLĂCEANU.

¹⁾ Date analitice expuse în tablou nr. 1 și fig. 2.

Sol podzolic, foarte puternic diferențiat textural (Podzol argilo-iluvial)

Profil 123²⁾.

Localizare: 3 km sud-vest Sovata.

Relief: suprafață plană cu aspect de terasă.

Vegetație: Pădure brăcuită de *Quercus petraea*.

Roca: bistratificare, lut și argilă.

Precipitații medii anuale: cca 800 mm.

Temperatura medie anuală: cca 7°,6C.

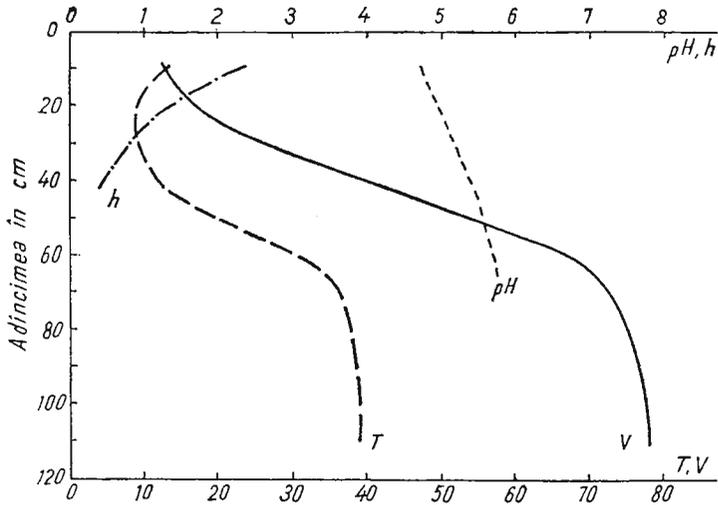


Fig. 3. — Prof. 123.

Pentru explicație vezi fig. 1.

Descrierea profilului:

Litieră foarte slab dezvoltată — discontinuă, adesea de 3 cm.

A₂, 3—15 cm: lut ușor (praf-nisip), cenușiu albicios, șistos-prăfos, bobovine mici frecvente, slab compact, fin poros spre îndesat, trecere treptată.

A₂'', 15—31 cm: lut ușor (praf-nisip), cenușiu albicios cu mici și slabe pete ruginiu gălbui, grăunțos turtit-șistos, bobovine mici și medii frecvente, afinat spre slab compact, pori rari, rădăcini frecvente, trecere treptată.

A₂ b, 31—52 cm: lut ușor-mediu (praf-nisip), cenușiu albicios cu pete galbene ruginii (împeștriat), nuciform cu slabă tendință de discoidal, slab compact, bobovine mici și medii frecvente, pori rari, trecere netă.

B' (g), 52—75 cm: argilă medie (argilă-praf), ruginiu-gălbui cu slabe pelicule cenușii pe fețele de structură, nuciform mare cu tendință de prismatic, bobovine mari rare, compact, îndesat.

B'', 75—120 cm: argilă medie (argilă-praf), ruginiu-gălbui, bulgăros, bobovine mari, compact.

Descris: V. BĂLĂCEANU.

¹⁾ Date analitice în tabloul nr. 1 și fig. 3.



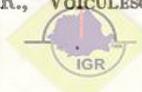
TABELUL 1¹⁾

Date chimice privitoare la solurile podzolice

Nr. prof.	Solul	Oriz.	Adînc. cm	T milivali	V%	pH în susp. apoasă	Humus %	N total %	Argilă ²⁾		Dt
									< 0,01 %	< 0,002 %	
54	Sol podzolic gălbui 1,100 km vest Abud. Pădure de gorun carpen și fag	A'a ₂	2- 33	13,22	25,96	4,68	2,26	0,093	44,31	22,53	1,00
		A''a ₂	23- 39	12,05	24,01	4,99	1,24	0,059	—	—	—
		AB	39- 57	12,04	34,27	5,19	0,87	0,047	42,82	22,71	1,00
		B'	80-100 100-125	20,53	64,83	—	0,71	—	55,10	36,80	1,63
41	Sol podzolic gălbui 1,400 km N Dămieni Pajiște cu <i>Nardus stricta</i>	A ₁ A ₂	0- 12	11,38	31,50	5,21	3,38	0,180	39,26	17,36	1,00
		A ₂	12- 30	7,47	19,61	5,27	0,93	0,055	40,15	17,40	1,00
		A ₂ B	30- 50	9,34	32,79	5,54	0,38	—	42,39	22,18	1,27
		B	50- 72	21,36	55,79	5,88	0,29	—	55,85	38,36	2,21
		B''	95-120	21,26	77,62	6,37	0,22	—	54,38	35,71	2,06
111	Sol podzolic gălbui NV Sărățeni. Arabil	Áa	0-14	11,85	24,75	5,09	1,81	0,088	44,93	21,34	1,00
		Á'g	14-28	10,50	21,55	5,06	1,20	0,062	44,80	21,28	1,00
		ÁB	28-45	11,24	35,19	5,26	0,39	0,031	48,47	24,68	1,15
		B'g	45-60	17,25	51,00	5,34	—	—	56,38	36,48	1,71
		B'd	90-115	31,41	76,78	—	—	—	70,37	59,22	2,78
41/b	Sol podzolic gălbui 2,300 km ENE Măghirani. Pădure de gorun, carpen și fag	A'a ₂	0- 15	15,49	25,68	5,03	3,21	0,125	44,03	23,79	1,00
		A''a ₂	15- 32	15,43	38,31	5,34	1,48	0,068	45,03	26,59	1,11
		AB	32- 56	17,91	51,43	5,54	0,72	0,054	49,75	32,18	1,35
		B'	56- 72	26,70	70,55	5,87	0,39	—	60,75	45,97	1,52
		B''	88-110	35,39	86,57	6,16	0,30	—	63,19	43,26	1,81
50	Sol podzolic gălbui 1 km vest Bereni. Pajiște; fostă pădure de carpen	Aa ₂	0-14	13,09	35,96	5,23	2,62	0,135	—	—	—
		A''a ₂	14-30	10,83	31,15	5,33	1,08	0,060	—	—	—
		ÁB	30-45	11,37	44,68	5,46	0,51	0,035	—	—	—
		B'	45-68	24,75	63,39	5,75	—	—	—	—	—
		B'	68-90	—	—	—	0,27	—	—	—	—
		B''	90-108 108-125	36,28	73,04	—	—	—	—	—	—
123	Sol podzolic (podzol argilo-iluvial) SV Sovata. Pădure de gorun	A' ₂	3- 15	11,31	12,35	4,75	2,44	0,103	44,22	18,51	1,00
		A'' ₂	15- 31	8,91	19,02	5,03	1,09	0,049	43,11	18,37	1,00
		A ₂ b	35- 52	10,18	40,77	5,43	0,41	0,026	47,66	23,50	1,28
		B (g)	52- 75	34,66	70,57	5,75	—	—	75,92	58,99	3,21
		B	100-120	39,31	78,23	—	—	—	76,91	65,76	3,57

¹⁾ Analizști: BUGEAG E., SAFTA R., VOICULESCU M., (cations de schimb); MAC H. (pH); VASILESCU M. (humus, azot); VASILESCU P. (granulometrie).

²⁾ Recalculată la partea silică.



Institutul Geologic al României

Fertilitatea solurilor din subclasa solurilor podzolice este extrem de scăzută. Pe lângă carența în elemente nutritive, se mai adaugă și aciditatea pronunțată ($\text{pH} < 5,2$).

În cazul folosinții agricole, acestor soluri trebuie să li se corecteze pH-ul prin aplicarea de amendamente calcaroase; abia după aceea aplicarea de îngrășăminte complexe va fi eficientă.

În afară de aceasta, agricultura trebuie să țină seama pe astfel de soluri, de regimul hidric defectuos, și să asigure scurgerea apelor. În lipsa drenurilor prin canale speciale, se pot obține rezultate bune prin parcelare în loturi înguste, arate la mijloc.

Grupa (subclasa) solurilor silvestre brune și brun-gălbui tipice și podzolite este mai eterogenă. Ea cuprinde mai multe subtipuri de sol, care deși uneori au avut o dinamică diferită, au ajuns la stadii de dezvoltare apropiate.

Cele mai evolute și de altfel și cele mai răspândite în zona sedimentarului, sînt solurile silvestre podzolite. Solurile silvestre brune și brun gălbui mediu podzolite fac legătura cu grupa solurilor podzolice. Ele au același sistem de orizonturi, dar se deosebesc de acestea prin următorii indici cantitativi: o diferențiere texturală moderată (< 2), un grad de exprimare a orizontului podzolic A_2 mai slab, o aciditate mai slabă (pH de obicei mai mare de 5,2), un grad de saturație în baze mai ridicat (55—60%), etc. (tabelul 2).

În funcție de drenajul natural, pot fi marmorate sau pseudogleizate.

Între ele, aceste soluri se deosebesc prin coloritul diferit. Cele gălbui au o tentă galbenă predominantă pe întregul profil, iar celelalte un colorit bruniu mai închis la partea superioară și ruginiu în orizontul B.

Din datele analitice rezultă că aceste soluri sînt acide sau puternic acide, moderat nesaturate în baze și au o oarecare carență de fosfor, azot și potasiu.

Ridicarea fertilității lor se poate face prin aplicarea de amendamente (cu aciditate hidrolitică foarte ridicată — cca 8 miliechiv.), îngrășăminte, și prin lucrări de îndepărtare a excesului de apă, în special pe suprafețele plane.

Solurile silvestre brune și brun-gălbui slab podzolite sînt slab sau cel mult moderat diferențiate textural ($Dt = 1,3-2$), au orizontul podzolic foarte slab exprimat, pH — acid (5,5—6), și gradul de saturație în baze între 60—80% (tabelul 3).

Pot fi marmorate sau pseudogleizate, după cum drenajul lor e liber sau deficient.

Solurile silvestre brune tipice sînt eutrofe ($V > 80\%$), au textură fină, sînt slab diferențiate textural ($Dt < 1,5$) și $\text{pH} > 6$ (tabelul 3).

De cele mai multe ori nu prezintă pseudogleizare pe profil. Au colorit bruniu la partea superioară a profilului și sînt ruginii sau brun-ruginii în orizontul B. Le este caracteristică structura prizmatică sau cuboidă. Adesea au un orizont rezidual de carbonați.

Nivelul fertilității solurilor silvestre brune și brun-gălbui tipice și slab podzolite, este mult mai ridicat decât al celor moderat podzolite.

Prezentăm în figurile 4, 5, 6, câteva grafice comparative, asupra variației curbei gradului de saturație în baze, capacității de schimb cationic și pH-ului în diferite soluri silvestre.

Tot în subclasa solurilor silvestre se înscriu și solurile dernosilvestre brune, slab humifere, care au o dinamică aparte. Sînt soluri formate și evoluat sub finețe umede care ulterior au trecut sub influența pădurii.

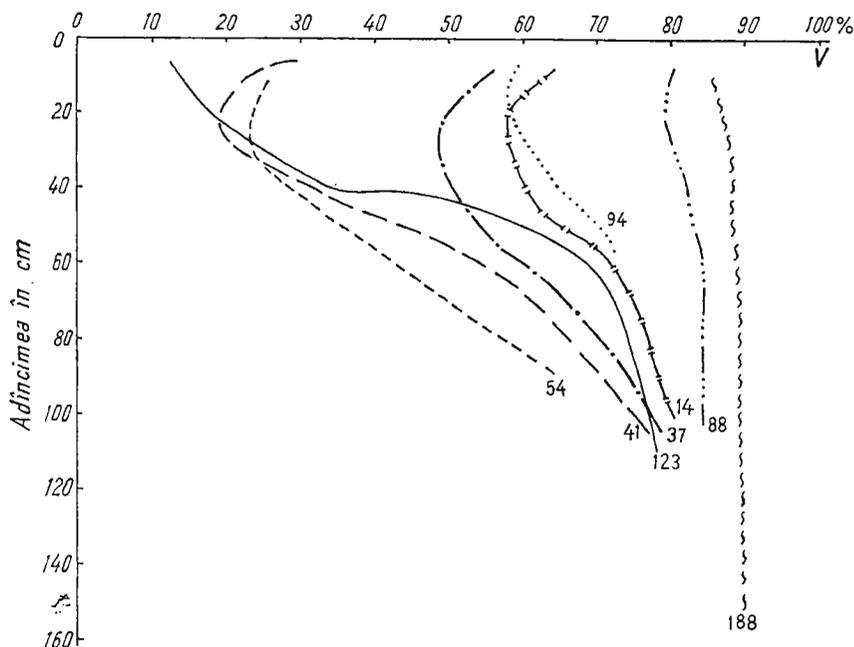


Fig. 4. — Gradul de saturație în baze în %, la diferite soluri silvestre.

Prof. 123 — sol podzolic; prof. 41 și 54 — soluri podzolice gălbui; Prof. 37 — sol silvestru brun-gălbui mediu podzolit către sol podzolic; Prof. 94 — sol silvestru brun-gălbui mediu podzolit; Prof. 14 — sol silvestru brun mediu podzolit; Prof. 88 — sol silvestru brun foarte slab podzolit; Prof. 188 — sol silvestru brun eutrof.

Am separat două subtipuri, presupunînd că avem de-a face cu două căi d evoluție diferite: soluri dernosilvestre brune, slab podzolite, slab humifere, și soluri dernosilvestre brune, slab humifere (cernozioimide).

Primele ocupă suprafețele înalte către com. Ungheni. Se întîlnesc atît sub pădure cît și sub pajiște sau culturi agricole. Provin din vechi soluri negre de fineață umedă — (mai păstrează încă orizontul de humus relict). Nivelul apei freatică este la peste 10 m adîncime.



Cel de al doilea tip se întâlnește pe terasa de 5—10 m a Mureșului sau pe suprafețele ușor depresionare de pe terasa imediat superioară. Ele reprezintă un stadiu mai evoluat și bine drenat al solului humico-gleic sau semigleic de pe lunca înaltă, din care păstrează un orizont de humus relict. Au apa freatică la 4—5 m. Începând de la Singiorgiu de Mureș spre sud aceste soluri au caracter cernoziomic. Pe suprafețele depresionare, mai puternic influențate de apă sînt menținute finețele. În rest sînt cultivate agricol.

Sînt soluri cu fertilitate ridicată. Au profil de tip A, AB, B, BD, cu slabă acumulare de argilă în orizontul B și conținut de humus mai ridicat pe o adîncime mare (cca 1 m).

Prezentăm în cele ce urmează, caracterizarea prin profile reprezentative a solurilor din subclasa solurilor brune și brune-gălbui, tipice și podzolite.

Sol silvestru brun-gălbui mediu podzolit, marmorat

Profil 94¹⁾

Localizare: 1 km vest-sud vest Călușeri

Relief: pantă cu expoziție nord-nord estică

Vegetație: fîneață cu *Agrostis tenuis* și *Festuca rubra*

Roca: lut (în profunzime alternanțe de luturi și nisipuri)

Media precipitațiilor anuale: cca 640—650 mm.

Temperatura medie anuală: cca 8°,9 C.

Descrierea profilului:

Aa₂, 0—13 cm: lut ușor, brun-cenușiu cu nuanță gălbuie, slab agregat, în elemente mici friabile, slab compact trecere treptată.

A'' a₂, 13—30 cm: lut mediu, brun-cenușiu cu nuanță gălbuie, grăunți mari colțurați slab turtiți, punctuațiuni ferimanganice.

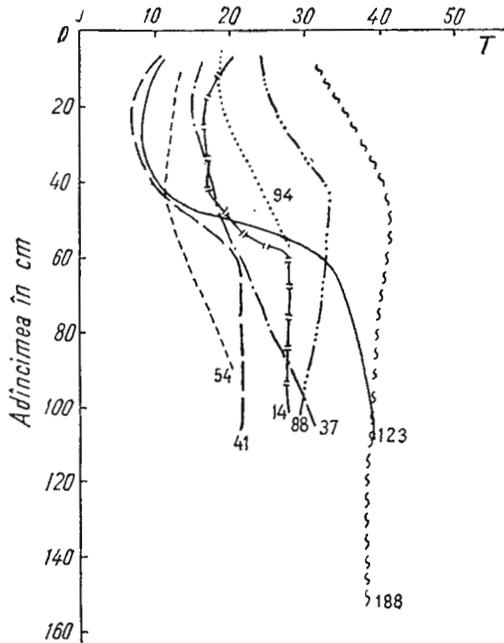


Fig. 5. — Capacitatea totală de schimb cationic în m.e. la 100 gr. sol.

Pentru explicație vezi fig. 4.

¹⁾ Date analitice în tabloul 2 și fig. 7.

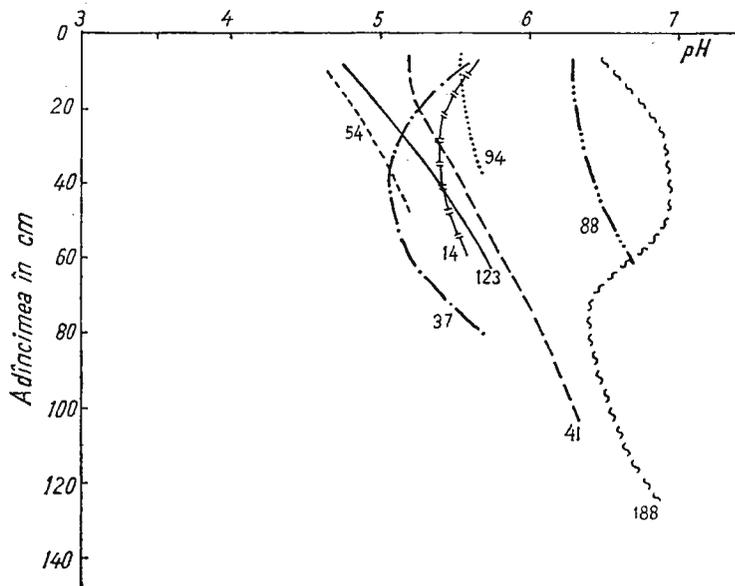


Fig. 6. — Valori pH.
Pentru explicație vezi fig. 4.

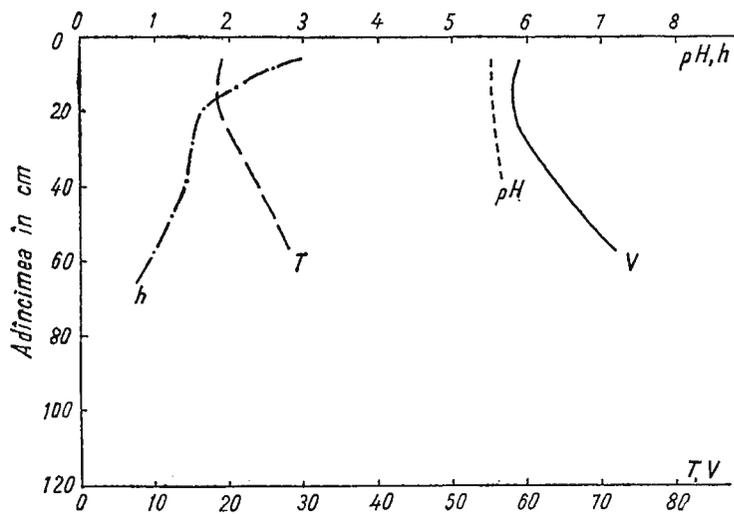


Fig. 7. — Prof. 94.
Pentru explicație vezi fig. 1.

TABELUL 2¹⁾

Date chimice privitoare la solurile silvestre brun-gălbui și brune mediu podzolite

Nr. prof.	Solul	Oriz.	Adînc. cm	T milivali	V %	pH în susp. apoasă	Humus %	N total %	P ₂ O ₅ total %	Argilă %		Dt
										< 0,01	< 0,002	
94	Sol silvestru gălbui mediu pozolit, marmorat VSV com. Călușeri Pajiște: <i>Agrostis tenuis</i> , <i>Festuca rubra</i>	A'a ₂	0-13	19,39	59,26	5,55	2,99	0,173	0,095	47,49	28,46	1,
		(A ₂)	13-30	19,09	58,86	5,58	1,65	0,105	0,077	52,55	35,23	1,24
		A/B	30-46	23,13	63,81	5,67	1,47	0,092	—	58,57	42,07	1,47
		B	46-68	28,30	72,44	—	0,71	—	—	62,36	48,92	1,69
		B	68-92	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		B/D	92-125	—	—	—	—	—	—	—	—	—
56	Sol silvestru brun gălbui mediu podzolit 500 m vest com. Buza. Pășune cu <i>Agrostis tenuis</i> , <i>Festuca rubra</i>	Aa ₂	0-13	16,77	54,53	5,89	4,62	0,229	—	—	—	—
		A''a ₂	13-30	12,43	51,80	5,70	1,41	0,076	—	—	—	—
		AB	30-45	21,47	64,21	5,80	0,72	0,041	—	—	—	—
		B'	45-60	39,38	70,57	5,83	—	—	—	—	—	—
		B'	60-87	41,49	77,94	6,23	0,34	—	—	—	—	—
		B'	87-110	38,74	82,54	6,43	—	—	—	—	—	—
96	Sol silvestru brun mediu-puternic podzolit, pseudogleizat, cu oriz. B ₁ de humus relict. 400 m vest com. Sîn Văsiu. Teren arabil	A'a ₂	0-15	19,32	56,39	5,12	2,75	0,169	0,149	50,84	30,47	1
		AA ₂	15-36	18,51	54,05	5,18	1,52	0,099	—	51,73	31,37	1,02
		AB	36-48	33,38	67,17	5,47	1,28	0,099	0,113	67,26	54,02	1,77
		B'	48-68	44,63	71,38	5,83	1,50	—	—	77,47	66,40	2,18
		B'	87-100	42,06	83,16	6,21	1,38	—	0,056	73,30	58,85	1,93
		B''	120-140	40,36	89,07	7,09	—	—	0,045	—	—	—
14	Sol silvestru brun mediu podzolit. 1 km sud-est Tg. Mureș. Pășune	A'a ₂	0-16	20,17	64,07	5,65	3,59	0,201	—	45,43	28,05	1
		A''a ₂	16-34	16,39	58,71	5,43	2,22	0,116	—	46,09	28,67	1,02
		AB	34-50	17,50	60,06	5,42	1,10	0,063	—	46,33	30,21	1,07
		B	50-70	27,80	71,46	5,57	—	—	—	57,91	43,97	1,56
		B	90-110	28,30	80,09	—	—	—	—	56,92	44,21	1,57
189	Sol silvestru brun mediu podzolit, pseudogleizat. 1,400 km sud com. Oaia. Arabil	A ₁	0-18	18,66	56,90	5,28	3,02	0,165	0,069	44,02	26,78	1
		A ₁	18-33	18,72	57,01	5,30	2,42	0,140	0,069	45,95	28,12	1,05
		A ₁ A ₂	33-55	21,37	64,80	5,46	1,56	0,095	—	49,99	34,15	1,27
		Bg	55-80	33,33	77,32	5,79	—	—	—	62,02	50,63	1,89
		Bg	80-105	—	—	—	6,28	—	—	—	—	—
		Bg	105-125	—	—	—	—	—	—	60,14	49,15	1,83
		Bg	125-145	—	—	—	—	—	—	—	—	

¹⁾ Analizți: VOICULESCU M., BUGRAG E., SAFTA R., (cationi schimbabili); MAC H. (pH); VASILESCU M. (N, humus); VASILESCU P. (granulometrie).

- AB, 30–46 cm: lut greu, brun-cenușiu cu nuanță slabă ruginie, nuciform cu tendință de alungire, punctuațiuni ferimanganice și bobovine mici, compact, trecere clară.
- B, 46–92 cm: argilă ușoară, galben ruginiu cu slabe pete cenușii, bulgăros, pete ferimanganice dese, compact, trecere clară.
- BD, 92–125 cm: argilă ușoară, galben cu pete cenușii, bulgăros, pete ferimanganice, compact, trecere netă.
- Sub 125 > 140 cm: nisip fin, galben-ruginiu, apoi alternanțe de luturi și nisipuri.
- Descris: AL. CUCUTĂ.

Sol silvestru brun mediu podzolit

Profil 14¹⁾

- Localizare: 1 km sud est Tg. Mureș
- Relief: versant cu expoziție nord vestică
- Vegetație: pajiște cu *Agrostis tenuis*
- Roca: lut
- Media precipitațiilor anuale: 636 mm
- Temperatura medie anuală: 8°,7 C.

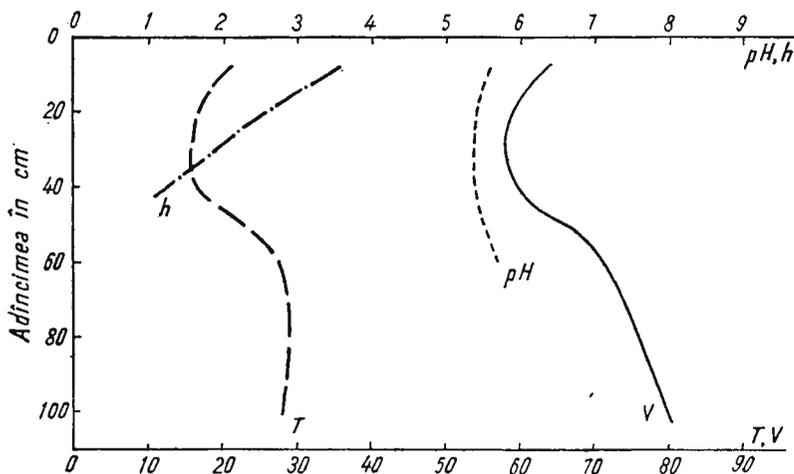


Fig. 8. — Prof. 14
Pentru explicație vezi fig. 1.

Descrierea profilului:

- A' a₂, 0–16 cm: lut ușor — lut mediu, cenușiu bruniu, grăunțos mic, bine format, punctuațiuni ferimanganice, slab compact, trecere treptată.
- A''A₂, 16–34 cm: lut ușor — lut mediu, brun cu slabă nuanță ruginie, grăunțos mic grupat în agregate friabile, trecere clară.
- A₂ B, 34–50 cm: lut mediu, brun-ruginiu pudrat cu silice, nuciform friabil, bobovine mici, moderat compact, trecere clară.

¹⁾ Date analitice în tabloul 2 și fig. 8.



B, 50 > 200 cm: lut greu — argilă ușoară, ruginiu brun, mai deschis spre bază, prismatic, mai slab precizat spre bază, pete ferimanganice, compact.

Descris: V. BĂLĂCEANU

Sol silvestru brun, foarte slab podzolit

Profil 88¹⁾

Localizare: 1,800 km nord-vest Corunca.

Relief: terasa văii Corunca.

Folosință: teren arabil.

Roca: depozit de terasă, cu textură fină.

Media anuală a precipitațiilor: 636 mm.

Temperatura medie anuală: 8°,7 C.

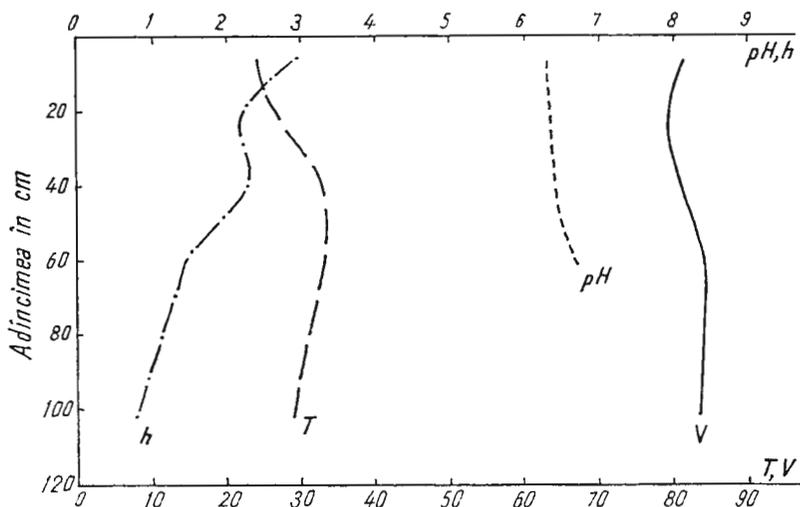


Fig. 9. — Prof. 88.

Pentru explicație vezi fig. 1.

Descrierea profilului:

A (a₂), 0—15 cm: lut mediu, brun, foarte slab pudrat cu silice, grăunțos mediu, colțuros, grupat în agregate friabile, bobovine mici rare.

A (a₂), 15—36 cm: lut mediu-lut greu, brun foarte slab pudrat cu silice, grăunțos colțuros, grupat în agregate friabile, bobovine mici, trecere clară.

AB, 36—52 cm: argilă ușoară, brun închis, poliedric mediu, grupat în agregate alungite prismatice, friabile, bobovine mici, trecere treptată.

B', 52—90 cm: argilă ușoară, ruginiu deschis cu scurgeri brun negricioase din orizontul superior, prismatic, bobovine mici, trecere treptată.

B'', 90 > 155 cm: argilă ușoară-lut greu, ruginiu deschis cu slabe pete cenușii și scurgeri brun slab, prismatic mai puțin rezistent, bobovine rare.

Descris: AL. CUCUTĂ.

¹⁾ Date analitice în tabelul 3 și fig. 9.

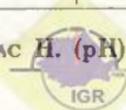


TABELUL 3¹⁾

Date chimice privitoare la solurile silvestre brun gălbui și brune, tipice și slab podzolite

Nr. Prof.	Solul	Oriz.	Adînc. cm	T milivali	V %	pH în suspensie apoasă	Humus %	N total %	P ₂ O ₅ total %	Argilă		Dt
										< 0,01	< 0,002	
88	Sol silvestru brun, slab diferențiat textural, foarte slab podzolit. 1800 m. NV com. Corunca. Terasă. Teren arabil	A'	0— 15	24,53	80,10	6,30	2,98	0,167	0,197	—	—	
		A''	15— 36	27,51	79,27	6,35	2,16	0,111	0,200	—	—	
		AB	36— 52	33,37	81,83	6,46	2,25	0,106	0,254	—	—	
		B'	52— 70	33,24	84,30	6,71	1,42	0,082	—	—	—	
		B''	90—115	29,50	83,76	—	0,82	—	—	—	—	
		B'''	115—140	—	—	—	—	—	—	—	—	
188	Sol silvestru brun. 1 km N Acățari. Teren arabil	A	0— 18	31,58	85,66	6,48	3,20	0,176	0,083	61,60	45,73	1
		A	18— 38	37,28	87,64	6,90	2,20	0,130	—	68,28	55,33	1,21
		Ab	38— 60	41,65	88,88	6,95	1,44	—	0,064	72,80	59,97	1,31
		B'	60— 83	40,21	89,30	6,48	1,34	—	—	68,79	56,47	1,23
		B''	83—108	39,26	89,27	—	—	—	—	70,73	57,19	1,24
		B'''	115—140	—	—	6,89	0,69	—	—	—	—	—
		B''''	143—165	38,12	89,82	—	—	—	—	66,60	52,64	1,17
		B''''	170—195	36,62	90,10	6,93	—	—	—	—	—	—
B/C	200—220	Oriz. cu CaCO ₃	—	—	—	—	—	—	50,47	38,58	—	

¹⁾ Analizati: BUGEAG E. (cationi schimbabili); MAC H. (pH); VASILESCU M. (humus, azot); VASILESCU P. (granulometrie).



Sol silvestru brun

Profil 188¹⁾

Localizare: 1 km nord com. Acățari

Relief: versant cu expoziție sud-vestică, înclinare cca. 10°

Folosința: arabil

Roca: marnă

Media precipitațiilor anuale cca 640 mm

Temperatura medie anuală: cca 8°,7 C.

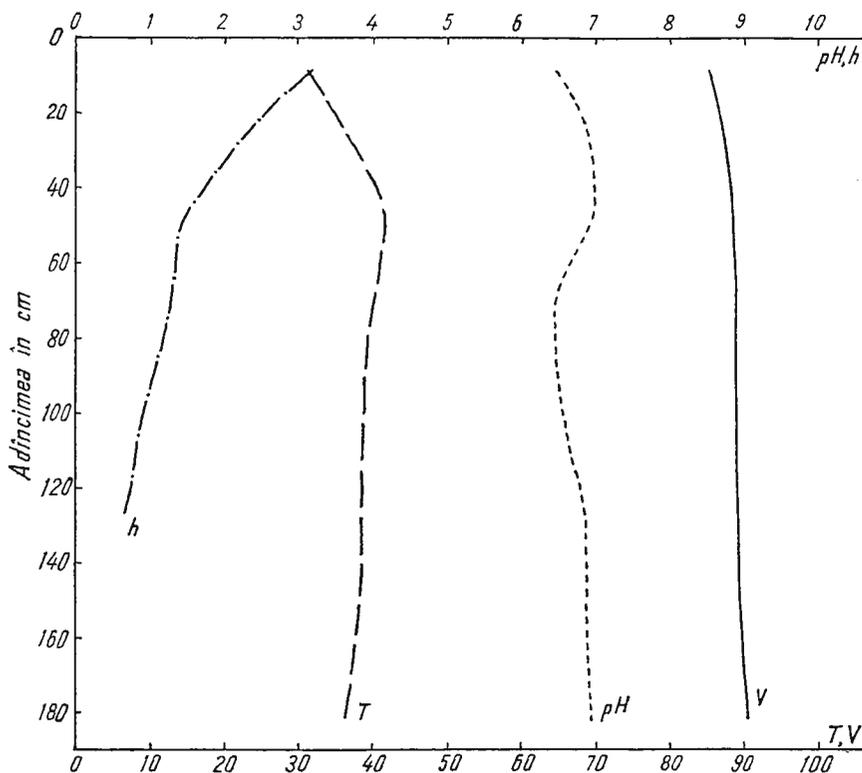


Fig. 10. — Prof. 188.
Pentru explicație vezi fig. 1.

Descrierea profilului:

A', 0— 18 cm: argilă ușoară (A-N-P); brun cu slabă nuanță cenușie, structura distrusă prin lucrări agricole (bulgăros), slab compact, fin poros, trecere netă

A'', 18— 38 cm: argilă ușoară (A-P-N); brun cu nuanță închisă, grăunțos colțuros (poliedric mic), afinat spre slab compact, bobovine mici rare, trecere treptată.

¹⁾ Date analitice în tablou 3 și în fig. 10.



- Ab, 38—60 cm: argilă medie (A-P-N); brun, poliedric mediu, slab compact, pete ferimanganice și bobovine mici rare, trecere treptată.
- B', 60—83 cm: argilă ușoară-argilă medie (A-P-N); brun slab ruginiu cu scurgeri de humus din oriz. A, bulgăros alungit cu tendință de prismatic, bobovine mici rare, slab compact, trecere treptată.
- B'', 83—143 cm: argilă medie (A-P-N); ruginiu-bruniu, prismatic, bobovine mici, compact, trecere treptată.
- B''', 143—197 cm: argilă ușoară (A-P-N); ruginiu, bulgăros-prismatic, compact, trecere clară.
- B/C, 197—220 cm: argilă ușoară-lut greu (A-N-P); galben cu scurgeri brune, bulgăros, carbonați (0,05%).
- C sub 220 cm: lut greu, galben, CaCO₃ sub formă de concrețiuni moi și eflorescențe.
- Descris: V. BĂLĂCEANU.

Sol dernosilvestru brun, foarte slab podzolit, slab humifer.

Profil 3

Localizare: 4,5 km sud-vest Tg. Mureș; nord satul Cocoși 600 m.

Relief: Terasa IV-a a Mureșului. Suprafață plană.

Vegetația: pădure de *Carpinus betulus*, *Quercus robur* și *Quercus petraea*.

Roca: argilă.

Media precipitațiilor anuale: cca 630 mm.

Temperatura medie anuală: 8°,7 C.

Descrierea profilului:

- A' (a₂), 0—18 cm: lut mediu, cenușiu închis pudrat cu silice, grăunțos, grupat în agregate friabile, rădăcini frecvente, trecere treptată.
- A₁'(a₂), 18—31 cm: lut mediu, cenușiu închis mai slab pudrat cu silice, grăunțos grupat în agregate friabile, rădăcini frecvente.
- A/B, 31—53 cm: lut greu, brun închis-negricios, grăunțos afinat, trecere netă.
- B, 53>110 cm: argilă, gălbui cu scurgeri cenușii închise din orizontul superior, structură bulgăroasă, compact.

Descris: V. BĂLĂCEANU.

Sol dernosilvestru brun, cernoziomoid

Profil 18¹⁾.

Localizare: 800 m est com. Dumbrăvioara.

Relief: terasa Mureșului, (20 m alt. rel.).

Vegetația: arabil.

Roca: depozit argilos de terasă.

Media precipitațiilor anuale: cca 650 mm.

Temperatura medie anuală: 8°,7 C.

¹⁾ Vezi fig. 11.



Descrierea profilului:

- A', 0–18 cm: lut greu (N-A-P); brun cu nuanță închisă, grăunțos mic, punctuațiuni ferimanganice, slab compact, trecere treptată; pH = 6,25, T = 24,47 milivali, V = 77,61%, humus = 2,74%, N total = 0,159%, P₂O₅ = 0,100%.
- A'', 18–34 cm: argilă ușoară (A-N-P); brun închis, grăunțos, punctuațiuni ferimanganice, trecere treptată; pH = 6,60, T = 26,75 milivali, V = 84,09%, humus = 2,38%, N total = 0,142% P₂O₅ total = 0,078%.
- AB', 34–50 cm: argilă ușoară (A-N-P); brun închis; grăunți mici în agregate friabile, bobovine și pietre rulate rare, moderat compact, trecere treptată; pH = 6,60, T = 34,14 milivali, V = 83,17%, humus = 2,76%, P₂O₅ total = 0,096%.

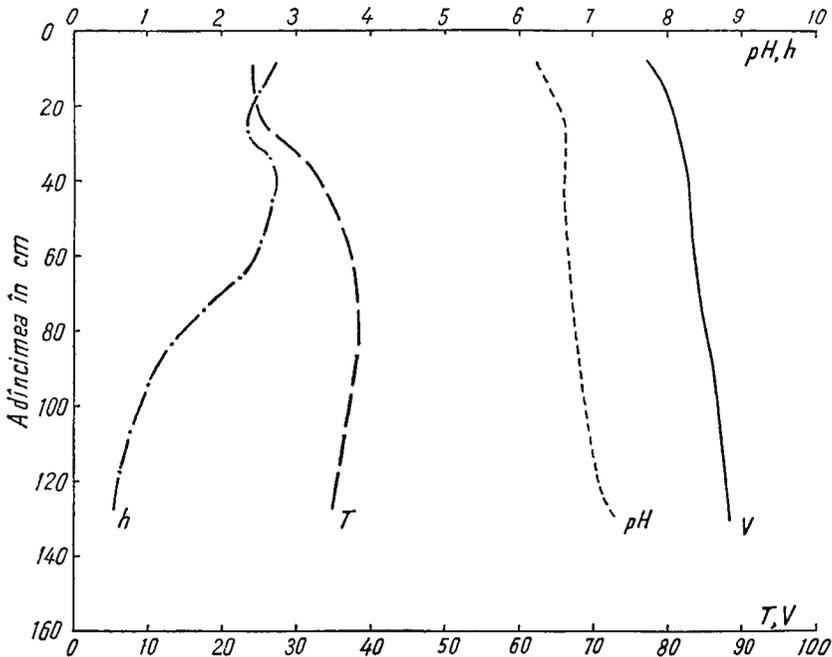


Fig. 11. — Prof. 18.
Pentru explicație vezi fig. 1.

- AB'', 50–72 cm: argilă ușoară (A-N-P); brun, structură în bulgări alungiți de mărimi diferite, bobovine mici, compact, pietre rulate, trecere clară; pH = 6,70; T = 37,72 milivali, V = 83,65 %, humus = 2,42 %
- B', 72–118 cm: argilă ușoară-argilă medie (A-N-P); ruginiu gălbui cu scurgeri mai închise, structura în elemente alungite, neprecizate; pH = 6,79, T = 38,51 milivali V = 85,94%. humus = 1,29%.
- B/D, 118 > 150 cm: argilă ușoară (A-P-N); ruginiu cu nuanță gălbuie mai intensă, moderat compact, punctuațiuni ferimanganice, pH = 7,03, T = 34,48 milivali, V = 88,31%, humus = 0,54%.

Descris: AL. CUCUȚĂ.

Analiști: BUGEAG E. (cationi schimbabili), MAC H. (pH), VASILESCU M. (N, humus) și VASILESCU P. (granulometrie).



Soluri lito-hidromorfe și litomorfe

În categoria solurilor lito-hidromorfe și litomorfe, sînt incluse solurile negre de fineață umedă și pseudorendzinele. Ele ocupă suprafețe mici în bazinul Nirajului.

Solurile negre de fineață umedă se întîlnesc în ariile depresionare de la obîrșia văilor, pe marne sau argile. Au textură fină și sînt legate de pînzele de apă freatică ce determină la capătul stratelor, pe pante, piștiri de apă. Sînt gleizate în orizontul B și au conținut relativ ridicat de humus pe o adîncime mare. Au $\text{pH} > 6$ și grad de saturație în baze ridicat ($V > 80\%$).

Pseudorendzinele levigate sînt asemănătoare, dar nu prezintă gleizare pe profil. Pe pantele cu alunecări ele se găsesc asociate, pseudorendzinele ocupînd suprafețele mamelonate, mai drenate, iar solurile negre de fineață umedă, pe acelea mai umede dintre mameloane. Sînt în general soluri cu potențial de fertilitate ridicat și în măsura în care se îndepărtează excesul de apă dau recolte bune.

Prezentăm mai jos, două profile caracteristice din raza comunei Bahnea, care se află în imediata apropiere a sectorului lucrat de noi, la sud de Idrifaia.

Sol negru de fineață umedă

Profil 211.

Localizare: cca 800 m sud-sud est com. Bahnea.

Relief: pantă slab înclinată, cu expoziție est-nord estică.

Folosință: teren arabil.

Roca: argilă.

Media precipitațiilor anuale: cca 600 mm.

Temperatura medie anuală: 9°C.

Descrierea profilului:

- A, 0–30 cm: lut greu (N–A–P); brun închis, grăunțos în agregate mari friabile, bobovine mici frecvente, compact, trecere treptată.
De la 0–13 cm – o.izont arat: $\text{pH} = 6,45$, $T = 28,11$ milivali, $V = 82,14\%$, humus = 3,34%, N total = 0,216%.
De la 13–30 cm: $\text{pH} = 6,39$, humus = 2,91, N total = 0,181%.
- AB, 30–47 cm: argilă ușoară (A–N–P); brun negricios, nuciform, trecere treptată; $\text{pH} = 6,23$, $T = 34,31$ milivali, $V = 80,35\%$, humus = 2,08%, N total = 0,158%.
- B', 47–80 cm: argilă ușoară (A–N–P), negru, tendință de prismatic, bobovine mici frecvente, compact. $\text{pH} = 7,10$, $T = 43,45$ milivali, $V = 79,04\%$, humus = 3,90%.
- B'', 80–120 cm: argilă ușoară (A–N–P), brun închis cu reflexe castanii, structură neprecizată; bobovine medii și mici, compact, trecere clară; $T = 41,37$ milivali, $V = 86,72\%$.
- B'''d, 120–237 cm: argilă ușoară (A–N–P); castaniu gălbui, bobovine medii, compact; către bază gleizare. $T = 36$ milivali, $V = 91\%$.
- DC, 237–310 cm: argilă, gălbui cenușiu cu pete cafenii, moderat compact.
La bază pietrișuri și apă din scurgeri laterale.

Descriș: AL. CUCUTĂ.

Aualiști: M. VASILESCU (cationi schimbabili); AL. DIMITRIU (granulometrie, humus, N).



Pseudorendzină puternic levigată

Profil 184.

Localizare: vest com. Bahnea.

Relief: pantă slab înclinată, cu expoziție estică.

Folosință: arabil.

Roca: marnă.

Media precipitațiilor anuale: cca 600 mm.

Temperatura medie anuală: 9°C.

Descrierea profilului:

- A, 0–30 cm: lut greu — argilă ușoară (A–N–P), brun închis, poliedric mic și mediu, nisip grosier, compact; pH = 6,78, T = 32,31 milivali, V = 87,70%, humus = 4,14, N total = 0,227%.
- În jumătatea inferioară a profilului argilă ușoară cu pH = 6,81, T = 34,55 milivali V = 89,19%, humus = 3,24%, N total = 0,188%.
- AB, 30–45 cm: argilă ușoară (A–N–P), brun închis, nuciform, nisip grosier în cantitate mai mică, compact, pH = 6,99, humus = 3,43%, N total = 0,189%.
- B', 45–84 cm: argilă ușoară, brun, prismatic, bobovine punctiforme rare, compact, trecere clară, pH = 7,12, T = 39,53 milivali, V = 91,02%, humus 2,43%, sub 65 cm, cantitatea de humus scade la 1,78%.
- B'', 84–130 cm: argilă ușoară (A–N–P), brun-gălbui, prismatic; bobovine punctiforme; compact; T = 35,62 milivali, V = 90,44%.
- B''', 130–255 cm: argilă ușoară (A–N–P), castaniu-gălbui, structură neprecizată, pete dese de oxizi și bobovine mici, compact; T = 31,55 milivali, V = 90,98%. Către baza profilului, sub 220 cm adâncime, textura devine lutoasă grea, cu proporție mai mare de nisip fin. T = 29,92 milivali, V = 92,02%.
- D/C, 255–275 cm: marnă cu intercalații de nisip fin. CaCO₃ în masă = 6,36%.

Descriș: AL. CUCUTĂ.

Analiști: E. IACOB (cationi schimbabili); AL. DIMITRIU (granulometrie).

Soluri erodate

În grupa solurilor erodate sînt reunite atît soluri zonale diferit erodate, cum ar fi soluri podzolice gălbui erodate sau soluri silvestre brun-gălbui, cît și soluri foarte slab evaluate, care nu au ajuns încă să aibă un profil morfologic suficient de bine realizat ca să poată fi încadrate la un tip genetic.

Stadiul cel mai puțin înaintat și cel mai răspîndit, îl constituie regosolul. El prezintă o foarte slabă acumulare de humus, direct pe roca mamă. Ocupă pantele cele mai puternic înclinate, pe marne, luturi, și mai ales pe nisipuri fine.

Tot în categoria regosolurilor se înscriu și stadiile ceva mai evaluate, cu acumulare de humus mai puternică, și profil de tip A, AD, D.



Soluri de luncă

Între solurile de luncă se încadrează aluviunile, solurile aluviale propriu-zise, relativ slab evolute, (regosoluri de luncă), solurile aluviale evolute către un tip genetic zonal și solurile hidromorfe (influențate de apa freatică).

Pornind de la cele mai evolute către cele mai tinere, solurile de luncă prezintă următoarele caracteristici:

Solurile brune de luncă, levigate, prezintă un orizont B, destul de bine exprimat. Sînt luate în cultură. În funcție de dinamica apei, pot fi amfigleice, semigleice sau freatic umede.

Cele amfigleice prezintă atît pseudogleizare la partea superioară a profilului cît și gleizare mai jos. Ele au profil de tip A, Bg, BG, G.

Cele semigleice nu suferă decît influența apei freatice către baza profilului și au profil morfologic de tip A, AB, BG, DG.

Însfîrșit cele freatic umede, au apa freatică la 2—2,5 m sau mai jos și profil de tip A, AB, BD, DG.

Solurile cernoziomice freatic umede, întîlnite în lunca Mureșului, au acumulare de humus mai mare, și sînt mai slab levigate. Orizontul de carbonați apare pe la 60—70 cm. Au profil de tip A, (B), Ca, D. Ele provin din soluri de fineață. Sînt soluri cu fertilitate ridicată.

Solurile hidromorfe, pot fi gleice, atunci cînd nivelul apei freatice este către partea superioară a profilului de sol, inundîndu-l uneori complet, sau semigleice atunci cînd apa se află către baza profilului (1—1,5 m).

În funcție de depozitul pe care s-au format, sînt carbonatice sau necarbonatice. Uneori sînt carbonatate secundar prin aporturi recente.

După conținutul în humus pot fi puternic humifere (humico-gleice sau humico-semigleice) sau slab humifere. Primele au un colorit negru intens, în timp ce secundele au un colorit bruniu-negricios, sau cenușiu-negricios, în orizontul A. De obicei au textură fină. Uneori, la cele mai evolute, se observă o slabă degradare texturală pe profil. Au profil de tip A, AG, G sau AG, G, DG, cele gleice, și A, AB, BG, DG, cele semigleice. În măsura în care se realizează drenarea acestor soluri, ele dau recolte bune.

Solurile aluviale propriu-zise, sînt de obicei nisipo-lutoase sau nisipoase, și în cea mai mare parte carbonatice. Au profil de tip A, D și A, AD, D. Pot fi gleizate la bază sau nu.

Pe astfel de soluri se obțin recolte bune și mai ales legumicultura este rentabilă.

Aluviunile recente, au uneori un început de acumulare de humus (profil A, D).

În zona montană, aluviunile ca și solurile aluviale sînt scheletice.



Soluri formate pe brecii andezitice

În această grupă sînt reunite toate solurile formate pe relieful andezitic, în condițiile unui climat mai rece și mai umed sub păduri de fag. Se întîlnesc stadii diferite de evoluție, de la solul scheletic pe andezite (litosol) pînă la solul gălbui-brun sau brun-ruginiu, acid sau moderat acid. De obicei sînt scheletice. Stadiul inițial se prezintă ca un sol puternic scheletic, cu un orizont de acumulare a humusului direct pe rocă-mamă. Are un pH slab acid (<6) și grad de saturație în baze mai mic de 60%. Solurile gălbui acide montane, ca și cele brune sau brun-ruginii, sînt mai evaluate. Ele au profil de tip A, (B), D sau A,B,D. Diferă între ele prin coloritul orizontului B, care este legat de natura rocii din substrat. Sînt soluri mai acide și mai puternic debazificate. Prezintă în cele ce urmează cîte un profil caracteristic.

Sol brun montan, scheletic

Profil 47

Localizare: 3 km vest-nord vest de com. Săcădat.

Relief: versant puternic înclinat, cu expoziție nordică.

Vegetația: pădure de fag.

Roca: andezit.

Media precipitațiilor anuale: 800 mm.

Temperatura medie anuală: 7°,6 C.

Descrierea profilului.

Litieră slab dezvoltată, 2–3 cm.

A', 3–10 cm: lut ușor, brun închis, schelet andezitic frecvent.

A'', 10–28 cm: lut ușor, brun-cenușiu cu nuanță gălbuie, grăunțos marț, friabil, schelet andezitic, trecere clară.

(B), 28–80 cm: lut mediu – lut ușor, galben-castaniu, bulgăros friabil, schelet andezitic frecvent.

Descris: AL. CUCUTĂ.

Așa cum am spus, deosebirea între solul brun montan și cele gălbui și brun-ruginii constă în coloritul general al profilului; cele gălbui au colorit galben-ocru pe întreg profilul, iar cele brun-ruginii sînt ruginii și roșcate în orizontul B. Sistemul de orizonturi este același la toate.

Ele sînt utilizate pentru silvicultură sau pășune.

Sol scheletic montan, pe tufuri andezitice

Profil 16.

Localizare: 6 km est com. Eremitul.

Relief: Versant cu expoziție nordică, înclinare cca 30°.

Vegetație: pădure de fag.



Roca: tufuri andezitice.

Media anuală a precipitațiilor: cca 800 mm.

Temperatura medie anuală: cca 7°,6 C.

Descrierea profilului:

Litieră cca 4 cm.

A₁, 3(4)—12 cm: lut ușor, brun închis, fragmente de rocă frecvente, trecere clară; pH = 5,75, T = 43,02 milivali, V = 67,17%, humus = 10,97%.

AD, 12—40 cm: nisip lutos, brun-gălbui cu nuanță slabă cenușie, schelet frecvent, afinat, trecere treptată, pH = 6,12, T = 23,86 milivali, V = 66,94%, humus = 3,10%.

Sub 40 cm; andezite slab alterate.

Descris: V. BĂLĂCEANU

Analizți: M. VOICULESCU (cationi schimbabili); H. MAC (pH); M. VASILESCU (N, humus).

REPARTIȚIA SOLURILOR ÎN RAPORT CU CONDIȚIILE NATURALE

În strînsă dependență de formația vegetală și de condițiile fizico-geografice în care s-a dezvoltat, învelișul de sol s-a diferențiat și a atins stadii de evoluție diferite. În linii mari se constată de la vest către est o succesiune a solurilor după cum urmează:

În cîmpia deluroasă a Transilvaniei, care aparține subzonei gorunetelor, cu cca 600 mm precipitații anuale și o temperatură medie anuală de peste 8°7 C, apar predominant soluri silvestre brune și brun-gălbui slab și mediu podzolite, totdeauna marmorate și frecvent pseudogleizate. Într-un stadiu mai înaintat de podzolire apar numai sub păduri și asociații vegetale ierboase de *Agrostis tenuis* și *Festuca rubra* cu *Nardus stricta* și *Juncus conglomeratus*, și-n general pe versanții cu expoziție nordică sau nord-estică. S-au dezvoltat atît pe depozite fine cît și grosiere.

În partea sudică a sectorului, cam din dreptul com. Coroiu—Sînmartin spre est, sub păduri de fag cu gorun și carpen, pe versanții mai umezi cu expoziție nordică, apar destul de des soluri podzolice gălbui, în masa solurilor silvestre brun-gălbui mediu podzolite. Ele însă nu pot fi separate ca atare în unități cartografice la scara 1:200.000.

În interfluviul Mureș-Niraj, în special în extremitatea nordică și nord-vestică, au fost întîlnite soluri silvestre brune tipice, eutrofe. Ele apar la limita către zona cernoziomurilor degradate, ca un reflex al condițiilor climatice mai blînde. De obicei sînt legate și de un substrat carbonatic de textură fină. Se întîmplă să apară sporadic și în restul sectorului, numai pe coaste cu expoziție sudică, cultivate agricol și îngrășate. În afara celor de pe terase, majoritatea acestor soluri sînt bine drenate (nu prezintă pseudogleizare pe profil).

La sud de Niraj, solurile silvestre brune sînt de cele mai multe ori podzolite.

S-ar putea interpreta că trecerea la cernoziomurile degradate o fac solurile derno-silvestre brune slab humifere, care apar în zona de confluență Mureș-Niraj, pe tera-



sele înalte. Este neîndoelnic că aceste soluri, aflate acum în mare parte sub pădure, s-au dezvoltat pe un teren disputat între fineață și pădure. Coloritul deschis din orizontul A este urmarea faptului că aceste soluri au intrat sub influența pădurii care a provocat un început de podzolire, în timp ce orizontul humifer relict B₁, arată că evoluției actuale sub pădure i-a precedat o alta, sub fineață. Mai spre vest, pe terasa Nirajului, în dreptul comunei Sînvășii, astfel de soluri sînt mediu podzolite.

Același mers în evoluție au avut probabil și solurile dernosilvestre brune slab humifere (cernozioimoid). Ele se întîlnesc pe terasa Mureșului, din dreptul com. Mureșeni pînă la Dumbrăvioara. Și acestea mai păstrează încă un orizont de humus relict. Adevărate soluri cernoziomice se întîlnesc numai pe terasa luncii Mureșului către confluența cu Nirajul.

La limita sud-vestică a bazinului Nirajului, legate de un substrat argilo-marnos și de o veche fineață, se întîlnesc soluri negre de fineață umedă și soluri pseudo-rendzinice. Primele sînt condiționate și de ivirile de izvoare pe coaste. Ultimele ocupă în special suprafețele mai erodate cu expoziție sudică sau vestică.

Sectorul Subcarpaților interni ai Transilvaniei, în care predomină pădurea de fag și unde precipitațiile sînt mai abundente (cca 750 mm anual) iar media anuală a temperaturilor este de 8°C, îi corespund solurile podzolice, predominant gălbui. Ele apar pretutindeni unde s-a menținut vegetația naturală și frecvent sub vegetația cultivată.

În sectorul Sovata—Sărățeni—Dămieni, aceste soluri s-au format pe argile, în masa cărora au fost prinse fragmente scheletice de breccii andezitice. De aici caracterul scheletic al solurilor.

Local, pe suprafețe plane și pe un substrat de textură fină, sub păduri de gorun cu fag sau sub pajiști cu *Nardus stricta* și *Juncus conglomeratus*, apar soluri podzolice cenușii cu orizont B argilo-iluvial puternic, de cele mai multe ori pseudogleizat.

Pe versanții sudici însă sau pe cei vestici mai puternic înclinați și supuși insoțirii mai puternice, sub culturi agricole sau pajiști, s-au dezvoltat soluri brun-gălbui podzolite. Ele sînt adesea legate de un substrat carbonatic.

Pe suprafețe restrînse, pe versanții în substratul cărora sînt nisipuri și numai sub păduri încheiate de fag, se întîlnesc și soluri podzolice gălbui, nediferențiate textural.

În Munții Vulcanici, către obîrșia Nirajului, în sectorul Cîmpul Cetății—Săcădat—Sovata, solurile s-au format în condițiile unui climat mai aspru (temperatura medie anuală 7°,6 C, precipitații 800 mm anual), sub păduri de fag, fag cu carpen sau fag cu molid. Se întîlnesc soluri gălbui, brune și brun-ruginii, acide și moderat acide, nediferențiate sau slab diferențiate textural; ele au de cele mai multe ori un caracter scheletic și se asociază pe pantele mai puternic înclinate cu soluri scheletice foarte slab evolute.

Solurile brun-ruginii au un colorit roșcat-ruginiu în orizontul B, datorită substratului bogat în oxizi ferici.

Pe suprafețe relativ întinse aceste soluri sînt sub pajiști secundare cu *Nardus stricta*, *Festuca rubra* și *Deschampsia caespitosa*.

În zona de munte nu se observă o diferențiere în gradul de evoluție a solurilor, condiționată de expoziție. Stadiul de evoluție și aspectul morfologic al profilului de sol sînt mult mai puternic influențate de natura rocilor-mame.

În luncile Nirajului, Mureșului și Tîrnavei Mici, se întîlnesc soluri în diferite stadii de evoluție, de la aluviunea recentă, stratificată, pînă la solul aluvial și chiar pînă la solul brun de luncă. Scara la care se prezintă harta de soluri nu a permis separări cartografice prea amănunțite, astfel că unitatea cartografică a fost designată în funcție de solul predominant.

În zona reliefului andezitic, în luncile Nirajului și Tîrnavei Mici, s-au dezvoltat soluri aluviale cu un pronunțat caracter scheletic. Adesea aceste soluri se asociază cu soluri gleice, crude sau slab humifere.

În restul sectorului, solurile aluviale s-au dezvoltat pe depozite fine. Ele sînt carbonatice în lunca Tîrnavei Mici, în cea mai mare parte din lunca Nirajului și numai local în lunca Mureșului.

Solurile aluviale, atît carbonatice cît și necarbonatice pot fi neinfluențate de apa freatică sau influențate, pînă la stadiul de sol gleic.

De obicei solurile gleice au o textură mai fină (cele din lunca Nirajului sînt argiloase). Majoritatea au o acumulare de humus pronunțată datorită apelor dure din substrat.

În lunca Nirajului aproape toate solurile sînt sub influența stratului freatic acvifer. Adesea se întîlnesc în această luncă suprapuneri de soluri recente peste soluri gleice de textură grea.

În cea mai mare parte, solurile automorfe, ca și cele auto-hidromorfe sînt cultivate agricol, în timp ce solurile gleice se află sub fînețe.

CONCLUZII

Modul de folosință a solurilor în sectorul muntos este exclusiv silvic și pastoral, în timp ce în districtele vestice se dă o importanță mai mare sectorului agricol.

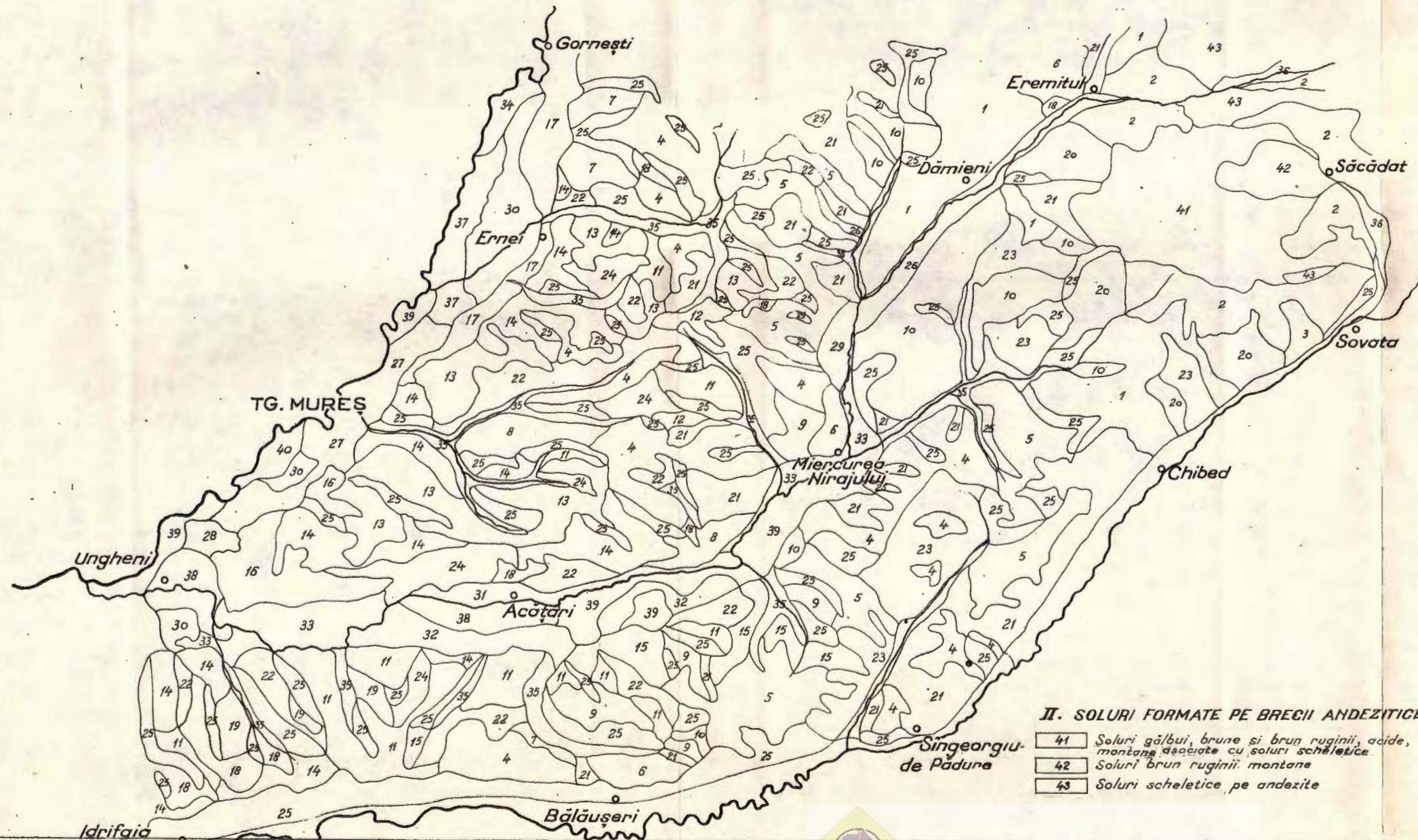
Este indicată extinderea folosinței pomicole în special ca livezi cosite, cu deosebire pe versanții degradați ce nu pot fi folosiți pentru agricultura mare fără riscul degradării totale. Acolo unde degradarea prea puternică nu mai permite acest lucru trebuie luate măsuri tehnice speciale de combatere a eroziunii.

În luncile Mureșului și Tîrnavei Mici este posibilă extinderea legumiculturii în timp ce în lunca Nirajului, nu se va putea extinde folosința agricolă decît dacă se vor continua lucrările de drenare deja începute. Deocamdată inundațiile repetate



HARTA SOLURILOR BAZINUL NIRAJULUI

intocmită de
AL. CUCUTĂ și V. BĂLĂCEANU
Scara 1:200.000



Legendă

I. SOLURI FORMATE PE ROGI SĂDIMENTARE

A. SOLURI SILVESTRE (AUTOMORFE)

a. Soluri podzolice

- 1 Soluri podzolice gălbui
- 2 Soluri podzolice gălbui scheletice (pe depozite argiloase și lutoase cu intercalații de detritus andezitic).
- 3 Soluri podzolice (cenușii)

b. Soluri silvestre brune și brun gălbui, tipice și podzolite

- 4 Soluri silvestre brun-gălbui mediu podzolite
- 5 Soluri silvestre brun-gălbui, mediu podzolite, asociate cu soluri podzolice gălbui.
- 6 Soluri silvestre brun-gălbui mediu podzolite, pseudogleizate
- 7 Soluri silvestre brune mediu podzolite
- 8 Soluri silvestre brune mediu podzolite, pseudogleizate
- 9 Soluri silvestre brun-gălbui slab podzolite
- 10 Soluri silvestre brun-gălbui slab și mediu podzolite
- 11 Soluri silvestre brune slab podzolite
- 12 Soluri silvestre brune slab podzolite, pseudogleizate
- 13 Soluri silvestre brune slab și mediu podzolite
- 14 Soluri silvestre brune
- 15 Soluri silvestre brune pseudogleizate, local podzolite
- 16 Soluri derno-silvestre brune, slab podzolite, slab humifere
- 17 Soluri derno-silvestre brune, slab humifere (soluri cernoziomoide).

B. SOLURI LITO-HIDROMORFE ȘI LITOMORFE

- 18 Soluri negre de fineață umedă
- 19 Soluri pseudorendzinice

C. SOLURI ERodate

- 20 Soluri podzolice gălbui și soluri erodate
- 21 Soluri silvestre brun-gălbui podzolite și soluri erodate
- 22 Soluri silvestre brune, brune podzolite și soluri erodate
- 23 Soluri intens erodate și soluri silvestre brun-gălbui podzolite
- 24 Soluri intens erodate și soluri silvestre brune
- 25 Regosoluri și roca la zi

D. SOLURI DE LUNCĂ

- 26 Soluri brune amfigleice
- 27 Soluri brune freatic umede și semigleice
- 28 Soluri cernoziomice slab levigate, freatic umede
- 29 Soluri humico-semigleice
- 30 Soluri humicogleice
- 31 Soluri gleice și semigleice slab humifere, local carbonatate
- 32 Soluri gleice slab humifere, carbonatice și necarbonatice
- 33 Soluri gleice și semigleice slab humifere, carbonatice
- 34 Soluri aluviale gleizate și soluri gleice carbonatice
- 35 Soluri aluvio-deluviale gleizate și semigleice carbonatice
- 36 Soluri aluviale și soluri gleice, nisipo-scheletice
- 37 Soluri aluviale gleizate și semigleice
- 38 Soluri aluviale gleizate
- 39 Soluri aluviale gleizate, carbonatice
- 40 Aluviuni și soluri aluviale, scheletice

II. SOLURI FORMATE PE BRECI ANDEZITICE

- 41 Soluri gălbui, brune și brun ruginii, acide, montane asociate cu soluri scheletice.
- 42 Soluri brun ruginii montane
- 43 Soluri scheletice pe andezite

HARTA TEXTURII DE SUPRAFAȚĂ ȘI A MATERIALULUI PARENTAL AL SOLURILOR BAZINUL NIRAJULUI

ÎNTOCMITĂ DE
AL. CUCUTĂ și V. BĂLĂCEANU
SCARA 1:200.000



LEGENDA

- a₁ Soluri grele (argile și luturi grele), pe argile marnoase
- a₂ Soluri grele și mijlocii (luturi grele și luturi medii), pe argile și luturi.
- a₃ Soluri grele și mijlocii (luturi grele și luturi medii), pe argile cu pietrișuri la bază
- l₄ Soluri mijlocii (luturi medii și ușoare), pe argile marnoase
- l₅ Soluri mijlocii (luturi medii și ușoare), pe marne nisipoase
- l₆ Soluri mijlocii (luturi medii și ușoare), pe luturi și argile
- l₇ Soluri mijlocii (luturi medii și ușoare), pe alternanțe de nisipuri, luturi și argile
- l₈ Soluri mijlocii (luturi medii și ușoare), pe aluviuni cu nisipuri la bază
- l₉ Soluri mijlocii (luturi medii și ușoare), scheletice, pe aluviuni cu nisipuri și prundișuri la bază
- l₁₀ Soluri mijlocii (luturi medii și ușoare), scheletice, pe brezii andezitice
- l₁₁ Soluri mijlocii (luturi medii și ușoare), scheletice, pe argile și luturi cu proluvii andezitice
- n₁₂ Soluri ușoare (nisipuri lutoase și nisipuri), pe nisipuri cu intercalații de argilă
- n₁₃ Soluri ușoare (nisipuri lutoase și nisipuri), scheletice, pe nisipuri
- n₁₄ Soluri ușoare (nisipuri lutoase și nisipuri), scheletice, pe pietrișuri
- n₁₅ Soluri ușoare (nisipuri lutoase și nisipuri), scheletice, pe brezii andezitice
- x₁₆ Soluri cu alcătuire granulometrică variată, pe depozite de texturi diferite



din această luncă dau recoltelor un pronunțat caracter aleatoriu sau fac chiar imposibilă utilizarea agricolă a solului pe suprafețe mari.

Este recomandabil ca solurilor silvestre podzolice care au o fertilitate foarte scăzută și în parte și solurilor silvestre brun gălbui mediu podzolite, să li se corecteze pH-ul prin aplicarea de amendamente calcaroase; de asemenea se recomandă aplicarea de îngrășăminte complexe minerale și organice pe toate solurile silvestre, în doze mai mari pe cele mai intens podzolite și mai intens debazificate. De asemenea se recomandă îndepărtarea excesului de apă de pe aceste soluri, prin parcelarea în tarlale înguste și aplicarea arăturii la mijloc.

BIBLIOGRAFIE

1. BUCUR I., MÜNTZ K. Cercetări geologice în reg. Reghin—Sovata. București 1957. Raport geologic 265. Arhivele I.P.C.G. București.
2. BUCUR N., BARBU-IAȘI N. Condițiile fizico-geografice din «Coasta Dealul Mare — Hîrlău». *Probl. de geografie*, vol. I. Ed. Acad. R.P.R., 1954.
3. CERNESCU N. Les sols de la région située entre le Danube, les Carpathes et la Mer Noire. (République Populaire Roumaine), *Sixième Congrès de la science du sol*, Paris 1956.
4. CERNESCU N. Clasificarea solurilor cu exces de umiditate. *Cercetări de pedologie*. Ed. Acad. R.P.R., 1961.
5. CERNESCU N. Date privitoare la clasificarea solurilor pe marnе (manuscris). Arhiva Com. Geologic.
6. CHIRIȚĂ C. Unitățile taxonomice în clasificarea solurilor. *Probl. de pedologie*. Ed. Acad. R.P.R. 1958.
7. CHIRIȚĂ C., PĂUNESCU C. Solurile brune și podzolice din R.P.R. *Cercetări de pedologie*. Ed. Acad. R.P.R. 1961.
8. COTEȚ P. Harta geomorfologică a R.P.R. scara 1: 1.500.000. *Monografia geografică a R.P.R.* vol. I. anexă, București 1960.
9. DONIȚĂ N., LEANDRU V., PUȘCARU-SOROCEANU E. Harta geobotanică a R.P.R. scara 1: 500.000, 1960.
10. MARTINIUC C. Harta «Raionarea geomorfologică a R.P.R.» *Monografia geografică a R.P.R.* Ed. Acad. R.P.R., București 1960.
11. MARTINIUC C. Raionarea geomorfologică a R.P.R. *Monografia geografică a R.P.R.* vol. I. Ed. Acad. R.P.R. 1960.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ И ПОЧВЫ БАСЕЙНА НИРАЖА

АЛ. КУКУТЭ, В. БЭЛЭЧАНУ, ЕЛЕНА БУЧАГ

(Краткое содержание)

Исследуемая область включает бассейн Ниражул и крайние зоны бассейнов Муреша и Тырнава Микэ. Она составлена из трех различных участков, составляющих часть следующих геоморфологических единиц:

1. Холмистая равнина Трансильвании (к западу от линии Фынтынеле - Миеркура Ниражулуй - Исла) составленная из относительно низких



холмов, принадлежит субзоне летнего дуба (*Quercus pedunculata Ehrh*), охарактеризованной климатом с примерно 630 мм., годичными осадками и средней годичной температурой более 8 °,7 С. В этой зоне обнаружены следующие почвы: лесные бурые и желтовато — бурые, слабо и средне оподзоленные, образованные из суглинков, мергелей и песков. Эти почвы находятся, по своей географической позиции, между подзолистыми почвами востока и выщелоченными черноземными почвами к северу от Муреша. Переход к выщелоченным черноземным почвам через бурые лесные эвтрофные почвы, которые выявлены, как отражение менее влажного климата и как подстилающий карбонатный пласт, более тонкозернистой текстуры. Лесные бурые и буро-желтоватые оподзоленные почвы представляют относительно большую дифференциацию ($D_t < 2$), — рН = 5,2—5,9 и степень насыщения в основании, заключается между 55% и 60% (таблица Нр. 2).

Подзолистый горизонт A_2 проявлен более слабо только в подзолистых почвах, а горизонт В псевдооглеен различно, в зависимости от природного дренажа. Буро-желтоватые почвы, по всему профилю, имеют преобладающий желтый оттенок, в то время как остальные — имеют буроватую окраску на поверхности и ржавую — в горизонте В.

2. Внутренние Субкарпаты Трансильвании, (к востоку от предыдущей единицы) представляют область высоких гор с интенсивными процессами происходящими на склонах. Принадлежат субзоне летнего дуба при переходе последнего к субзоне бука, с приблизительно 750 мм годичных осадков и средней годичной температурой в 8 °С. Как зональные почвы выявляются подзолистые почвы, желтоватые в преобладающем порядке, будучи образованы на суглинках, глинах и более редко на песках. На южных склонах более сухих, где естественная растительность была защищена обработанной растительностью, встречаются бурые лесные почвы и буро-желтоватые оподзоленные, а на северных склонах и на пологих поверхностях, под естественной растительностью, выявляются подзолистые почвы. Подзолистые почвы представляют очень сильную текстуральную дифференциацию ($D_t = 2-3$), исключение составляют почвы образовавшиеся на песках, они сильно насыщены ($V\% = 12-35$) и имеет рН = 4,5—5,2. (табл. Нр. 1). Серые подзолистые почвы встречаются на более или менее пологих поверхностях под летним дубом или под второстепенными лугами (пастбищами) с *Nardus stricta*. Они занимают относительно малую поверхность по сравнению с желтоватыми подзолистыми почвами. Подзолистый горизонт A_2 очень сильно проявлен в обоих субтипах.

3. Вулканические горы — востока бассейна имеют более суровый климат ($< 7^\circ\text{C}$ и $P = 800$ мм.), покрыты массивными лесами *Fagus*



silvatica. На продуктах выветривания андезитовых брекчий образовались буро-желтоватые почвы, бурые и ржаво-бурые кислотные и умеренно кислотные с точки зрения механического состава, недифференцированные или слабо дифференцированные, в большинстве случаев скелетного характера. В пределах этой группы почв, встречаются различные эволюционные стадии от литопочвы до вышеуказанных генетических типов, с профилями типа А—А/В—В—D.

В общем — это кислотные почвы, умеренно насыщенные и со слабо дифференцированным механическим составом.

4. На поймах Ниража, Муреша и Тырнава Микэ — главных рек области, были встречены почвы различных стадий эволюции, от более поздних наносов — до бурых пойменных почв.

В горных зонах, пойменные почвы имеют скелетный характер. В остальном участке они развивались на тонкозернистых отложениях. Эти седиментации в пойме Тырнава Микэ — и в большей части поймы Ниража — карбонатные. По гидравлическому режиму они были подразделены на почвы — подпочвенно-влажные, полуоглеенные и оглеенные почвы.

Модуль использования в гористом участке — лесной и пастбищный, в то время как в холмистой зоне преобладает сельскохозяйственное использование.

Для увеличения производства рекомендуется применение комплексных минеральных и органических удобрений, но в особенности на оподзоленных, интенсивно дебазифицированных почвах, которым необходимо провести поправку рН применением известняковых почвоулучшающих факторов.

ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ И РИСУНКОВ

Рисунки

Рис. 1. Проф. 54.

h = гумус в %; T = Валовая катионная обменная емкость в м. — э. на 100 гр. почвы; степень насыщенности в основании, в %; рН = значения рН.

Рис. I. Проф. III.

Для объяснений, см. рис. I.

Рис. 3. Проф. 123.

Для объяснения см. рис. I.

Рис. 4.

Степень насыщенности в основании в%, в различных лесных почвах.

Проф. 123 — подзолистая почва; проф. 41 и 54 — подзолистые желтоватые почвы; проф. 37 — лесная бурая, желтоватая, средне оподзоленная почва, — к подзолистой почве; проф. 94 — лесная бурая желтоватая средне оподзоленная почва; проф. 14 — лесная бурая средне оподзоленная; проф. 88 — лесная бурая очень слабо оподзоленная почва; проф. 188 — лесная бурая эвтрофная.



Рис. 5.

Валовая катионная обменная емкость в м. — э. на 100 гр. почвы.

Для объяснения см. рис. 4.

Рис. 6.

Значения рН.

Для объяснения см. рис. 4.

Рис. 7. Проф. 94

Для объяснения см. рис. 1.

Рис. 8. Проф. 14.

Для объяснения см. рис. I.

Рис. 9. Проф. 88.

Для объяснения см. рис. I.

Рис. 10. Проф. 188.

Для объяснения см. рис. I.

Рис. II. Проф. 18.

Для объяснения см. рис. I.

ЧЕРТЕЖИ

Чертеж 1. — (рис. 1, 2, 3).

Вариация на профиле химических показателей на подзолистых почвах.

а) Гумус.

б) Общая обменная катионная емкость.

в) Степень насыщения в основании.

г) рН.

Чертеж 2. — (рис. 4, 5, 6).

Вариация на профиле степени насыщения в основании, общей обменной катионной емкости и рН, на бурых лесных и подзолистых почвах.

Профиль 123 — подзолистая почва

Профиль 41 — желтоватая подзолистая почва.

Профиль 37 — лесная буро-желтоватая средне оподзоленная почва.

Профиль 94 — лесная буро-желтоватая средне оподзоленная почва.

Профиль 14 — Буряя лесная средне оподзоленная почва.

Профиль 88 — Буряя лесная очень слабо оподзоленная почва.

Профиль 188 — Буряя лесная эвтрофная почва.

Чертеж 3. — (рис. 7, 8, 9, 10, 11).

Вариация на профилях химических показателей на бурых лесных и буро-желтоватых оподзоленных и неоподзоленных почвах.

РИСУНКИ

Рис. 7. — Лесная буро-желтоватая — средне-оподзоленная почва.

Рис. 8. — Лесная буряя средне-оподзоленная почва.

Рис. 9. — Лесная буряя очень слабо оподзоленная почва.

Рис. 10. — Лесная буряя эвтрофная почва.



Рис. 11. — Лесная бурая черноземовидная почва.

- а. — Гумус.
 б. — Общая обменная катионная емкость.
 в. — Степень насыщения в основании.
 г. — рН.

Чертеж 4. Карта почв бассейна Ниража.

Легенда

I. Почвы сформировавшиеся на осадочных породах.

A. Лесные (автоморфные почвы).

а) подзолистые почвы.

1, Желтоватые подзолистые почвы; 2, желтоватые подзолистые скелетовые почвы. (На глинистых и суглинистых отложениях с пропластками андезитового детритуса.); 3, подзолистые почвы (серые).

б) Лесные бурые и буро-желтоватые типичные и оподзоленные почвы; 4, лесные буро-желтоватые, среднеоподзоленные почвы; 5, лесные буро-желтоватые среднеоподзоленные, ассоциированные с желтоватыми подзолистыми почвами; 6, лесные буро-желтоватые среднеоподзоленные псевдо-оглеенные почвы; 7, лесные бурые среднеоподзоленные почвы; 8, лесные бурые среднеоподзоленные, псевдооглеенные почвы; 9, лесные буро-желтоватые, слабооподзоленные почвы; 10, лесные буро-желтоватые, среднеоподзоленные почвы; 11, лесные бурые, слабооподзоленные почвы; 12, лесные бурые, слабооподзоленные, псевдооглеенные почвы; 13, лесные бурые слабо и среднеоподзоленные почвы; 14, лесные бурые почвы; 15, лесные бурые псевдооглеенные, локально-оподзоленные почвы; 16, дерново-лесные бурые, слабооподзоленные, слабогумусоносные почвы; 17, дерново-лесные бурые слабо-гумусоносные почвы. (черноземовидные почвы);

В) Лито-гидроморфные и литоморфные почвы.

18, Черные луговые влажные почвы; 19, Псевдорендзиновые почвы.

С) Эродированные почвы.

20, Желтоватые оподзоленные почвы и эродированные почвы; 21, лесные буро-желтоватые оподзоленные почвы и эродированные почвы; 22, лесные бурые почвы, буро-оподзоленные и эродированные почвы; 23, интенсивно эродированные почвы и лесные буро-желтоватые оподзоленные почвы; 24, интенсивно эродированные почвы и лесные бурые почвы; 25, рего-почвы и выходы пород.

Д) Пойменные почвы.

26, Бурые амфиоглеенные почвы; 27, бурые подпочвенно-влажные и полуоглеенные почвы; 28, черноземные слабовыщелоченные, подпочвенно-влажные почвы; 29, гумусовые полуоглеенные почвы; 30, Гумусо-оглеенные почвы; 31, оглеенные и полуоглеенные слабогумусоносные, локально карбонатные почвы; 32, оглеенные слабогумусоносные карбонатные и некарбонатные почвы; 33, оглеенные и полуоглеенные слабогумусоносные карбонатные породы; 34, аллювиальные оглеенные породы и оглеенные карбонатные породы; 35, аллювио-делювиальные оглеенные и полуоглеенные породы; 36, аллювиальные почвы и оглеенные, песчано-скелетовые почвы; 37, аллювиальные оглеенные и полуоглеенные почвы; 38, аллювиальные оглеенные почвы; 39, аллювиальные оглеенные карбонатные породы; 40, аллювий и аллювиальные скелетовые почвы.

II. Почвы сформированные на андезитовой брекчии.



41, Желтоватые, бурые и буро-ржавые кислотные горные почвы, ассоциированные со скелетными почвами; 42, горные буро-ржавые почвы; 43, скелетовые почвы в андезитах.

Чертеж 2.

Карта поверхностного механического состава и новообразующих пород.

Легенда

- a₁, Тяжелые почвы (глины и тяжелые суглинки) образовавшиеся на мергелистых глинах.
- a₂, Тяжелые почвы и средние (тяжелые и средние суглинки) почвы сформированные на глинах и суглинках.
- a₃, Тяжелые почвы и средние (тяжелые и средние суглинки) с гравием в основании.
- I₄, Средние почвы (средние и легкие глины) сформировавшиеся на мергелистых глинах.
- I₅, Средние почвы (средние и легкие глины) сформировавшиеся на песчаных мергелях.
- I₆, Средние почвы (средние и легкие глины) сформировавшиеся на суглинках и глинах.
- I₇, Средние почвы (средние и легкие глины) сформировавшиеся на чередовании песков, суглинков и глин.
- I₈, Средние почвы (средние и легкие глины) сформировавшиеся на аллювиях с песками в основании.
- I₉, Средние почвы (средние и легкие глины) скелетовые, сформировавшиеся на аллювиях с песками и гравием в основании.
- I₁₀, Средние почвы (средние и легкие глины) сформировавшиеся на андезитовых брекчиях.
- I₁₁, Средние почвы (средние и легкие глины) сформировавшиеся на глинах и суглинках с андезитовым пролювием.
- п₁₂, Легкие почвы (супеси и пески) сформировавшиеся на песках с глинистыми пропластками.
- п₁₃, Легкие почвы (супеси и пески) скелетовые, сформировавшиеся на песках.
- п₁₄, Легкие почвы (супеси и пески) скелетовые, сформировавшиеся на гравии.
- п₁₅, Легкие почвы (супеси и пески) скелетовые, сформировавшиеся на андезитовой брекчии.
- Нр₁₆, Почвы с разнообразным механическим составом, сформировавшиеся на отложениях с различным механическим составом.

CONDITIONS NATURELLES ET SOLS DU BASSIN DU NIRAJ

PAR

AL. CUCUTĂ, V. BĂLĂCEANU, E. BUGEAG

(Résumé)

La région étudiée comprend le bassin du Niraj et les zones limitrophes des bassins du Mureș et de la Tîrnava Mică. Elle est constituée par trois secteurs distincts qui appartiennent aux unités géomorphologiques suivantes:



1. La plaine collinaire de la Transylvanie (à l'Ouest de la ligne Fintinele — Micurea Nirajului-Isla) constituée par des collines relativement basses, appartient à la zone du rouvre, dans un climat caractérisé par environ 630 mm précipitations annuelles et la température moyenne de l'année au-dessus de 8°,7 C. Parmi les sols zonaux on rencontre: des sols sylvestres bruns et brun-jaunâtre, faiblement et moyennement podzolisés, formés de limons, de marnes et de sables. Comme position géographique ils sont situés entre les sols podzoliques à l'Est et les sols chernozémiques, lessivés au Nord du Mureş. La transition vers les sols chernozémiques lessivés est faite par les sols sylvestres bruns, eutrophes qui reflètent un climat moins humide et un substratum carbonatique à texture fine. Les sols sylvestres bruns et brun-jaunâtre, podzolisés présentent une différenciation texturale relativement grande ($D_t < 2$), un pH = 5,2—5,9 et un degré de saturation en bases entre 55% et 60% (Tab. 2). Comparé aux sols podzoliques, l'horizon podzolique A_2 est faiblement représenté et l'horizon B est différemment pseudogleysé en fonction du drainage naturel. Le long du profil, les sols brun-jaunâtre sont de nuance jaune prédominante, tandis que les autres ont un coloris brunâtre à la surface et roux dans l'horizon B.

2. Les Sub-Carpates internes de la Transylvanie (à l'Est de l'unité précédente) représentent une région de collines hautes à intenses processus de pente. Elle appartient à la sous-zone du rouvre, se situant à la transition vers la sous zone du hêtre, avec 750 mm précipitations annuelles et une température moyenne de l'année de 8°C. Comme sols zonaux apparaissent les sols podzoliques prédominant jaunâtres, formés de limons, d'argiles et plus rarement de sables. Sur les versants méridionaux plus arides, où la végétation naturelle a été remplacée par celle cultivée, on rencontre des sols sylvestres bruns et brun-jaunâtre, podzolisés, tandis que sur les versants septentrionaux et sur les aires planes, sous la végétation naturelle apparaissent les sols podzoliques. Ces derniers présentent une forte différenciation texturale ($D_t = 2-3$) excepté les sols formés sur sables qui sont fortement non saturés ($V\% = 12-35$) et un pH entre 4,5 et 5,2 (Tab. 1) Les sols podzoliques gris apparaissent sur des étendues plus ou moins planes, sous le rouvre ou sous des prés secondaires à *Nardus stricta*. Ils occupent une aire relativement restreinte par rapport aux sols podzoliques jaunâtres. L'horizon A_2 est très développé dans les deux sous-types.

3. Les montagnes volcaniques de l'Est du bassin ont un climat plus rude ($T < 7^\circ \text{C}$ et $P. = 800 \text{ mm}$) et sont recouvertes de vastes forêts de *Fagus silvatica*. Sur les produits d'altération des brèches andésitiques se sont formés les sols brun-jaunâtre, bruns et brun-roux, acides et modérément acides, sans ou à faible différenciation texturale, le plus souvent à caractère squelettique. Ce groupe de sols comprend divers stades d'évolution, à partir du lithosol jusqu'aux types génétiques mentionnés, avec un profil de type A — A/B — B — D. En général, se sont des sols acides, modérément non saturés et à faible différenciation texturale.



4. Dans les plaines alluviales (« lunca ») du Niraj, du Mureş et de la Tîrnava Mică — principales rivières de la région — on rencontre des sols à divers stades d'évolution, depuis le sol alluvial récent jusqu'au sol brun de plaine alluviale.

Dans la zone montagneuse, les sols de plaine alluviale accusent un caractère squelettique. Dans le reste du secteur, ils se sont développés sur des dépôts fins. Ces derniers sont carbonatiques dans la plaine alluviale de la Tîrnava Mică et dans la majeure partie de la plaine alluviale du Niraj. Suivant le régime hydrique, ils ont été classifiés en: sols phréatiques-humides, sols à semi-gley et sols à gley.

Dans le secteur montagneux dominant l'utilisation silvicole et pastorale, tandis que la zone des collines revient à l'agriculture.

Pour l'accroissement de la production, on recommande l'application d'engrais complexes, minéraux et organiques, à tous les sols, et surtout aux sols podzoliques, fortement desaturés, dont on doit également corriger le pH par des amendements calcaires.

EXPLICATION DES FIGURES ET DES PLANCHES

FIGURES

Fig. 1. — Profil 54.

h = humus en %; T = capacité totale d'échange des cations exprimée en me. pour 100 g sol; V = Degré de saturation en bases, en %; pH = valeurs du pH.

Fig. 2. — Profil 111.

Pour explication, voir fig. 1.

Fig. 3. — Profil 123.

Pour explication voir fig. 1.

Fig. 1. — Degré de saturation en bases, en %, pour divers sols sylvestres.

Profil 123 — sol podzolique; Profils 45 et 54 — sols podzoliques jaunâtres; Prof. 37 — sol sylvestre brun-jaunâtre podzolisé vers le sol podzolique; Prof. 94 — sol sylvestre brun jaunâtre, moyennement podzolisé; Prof. 14 — sol sylvestre brun, moyennement podzolisé; Prof. 88 — sol sylvestre brun, très faiblement podzolisé; Prof. 188 — sol sylvestre brun, eutrophe.

Fig. 5. — Capacité totale d'échange des cations, exprimé en me pour 100 g sol.

Voir explication fig. 4.

Fig. 6. — Valeurs pH.

Voir explication fig. 4.

Fig. 7. — Profil 94.

Voir explication fig. 1.

Fig. 8. — Profil 41.

Voir explication fig. 1.

Fig. 9. — Profil 88.

Voir explication fig. 1.

Fig. 40. — Profil 488. Voir explication fig. 4.

Fig. 44. — Profil 48. Voir explication fig. 4.



PLANCHES

Planche I

Carte des sols du bassin du Niraj.

Légende

I, Sols formés sur roches sédimentaires; A, sols sylvestres (automorphes); a, sols podzoliques; 1, sols podzoliques jaunâtres; 2, sols podzoliques jaunâtres, squelettiques (sur les dépôts argileux et limoneux à intercalations de détritit andésitique); 3, sols podzoliques (gris); b, sols sylvestres bruns et brun-jaunâtre, typiques et podzolisés; 4, sols sylvestres brun-jaunâtre, moyennement podzolisés; 5, sols sylvestres brun-jaunâtre, moyennement podzolisés, associés aux sols podzoliques jaunâtres; 6, sols sylvestres brun-jaunâtre, moyennement podzolisés, à pseudogley; 7, sols sylvestres, bruns, moyennement podzolisés; 8, sols sylvestres, bruns, moyennement podzolisés, à pseudogley; 9, sols sylvestres brun-jaunâtre, faiblement podzolisés; 10, sols sylvestres brun-jaunâtre, faiblement et moyennement podzolisés; 11, sols sylvestres bruns, faiblement podzolisés; 12, sols sylvestres, bruns, faiblement podzolisés à pseudogley; 13, sols sylvestres bruns, faiblement et moyennement podzolisés; 14, sols sylvestres bruns; 15, sols sylvestres bruns, à pseudogley, localement podzolisés; 16, sols sylvestres bruns, faiblement podzolisés et faiblement humifères; 17, sols sylvestres bruns, faiblement humifères (sols chernozémoïdes);

B. Sols litho-hydromorphes et lithomorphes; 18, sols noirs de pré humide; 19, sols pseudo-rendziniques;

C. Sols érodés.

20, sols podzoliques jaunâtres et sols érodés; 21, sols sylvestres brun-jaunâtre, podzolisés et sols érodés; 22, sols sylvestres bruns, bruns podzolisés et sols érodés; 23, sols fortement érodés et sols sylvestres brun-jaunâtre podzolisés; 24, sols fortement érodés et sols sylvestres bruns; 25, régosol et terrains rocheux;

D. Sols alluviaux de « lunca »

26, sols bruns à amphigley; 27, sols bruns phréatiques-humides et à semi-gley; 28, sols chernozémiques, faiblement dégradés, phréatiques-humides; 29, sols à semi-gley humique; 30, sols à gley humique; 31, sols à gley et semi-gley, faiblement humifères, localement à carbonates; 32, sols à gley, faiblement humifères, à ou sans carbonates; 33, sols à gley et semi-gley faiblement humifères, à carbonates; 34, sols alluviaux gleysés et sols à gley et carbonates; 35, sols alluvio-déluviaux gleysés et à semi-gley et carbonates; 36, sols alluviaux et sols à gley sableux-squelettiques; 37, sols alluviaux gleysés et à semi-gley; 38, sols alluviaux gleysés; 39, sols alluviaux gleysés, à carbonates; 40, Alluvions et sols alluviaux, squelettiques;

II. Sols formés sur brèches andésitiques

41, sols jaunâtres, bruns et brun-roux, acides, de montagne, associés aux sols squelettiques; 42, sols brun-roux de montagne; 43, Sols squelettiques sur andésites.

Planche II

Carte de la texture de la surface et du matériel parental

Légende

Q₁ Sols lourds (argiles et limons lourds) formés sur argiles marneuses; Q₂ sols lourds et moyens (limons lourds et limons moyens), formés sur argiles et limons; Q₃ sols lourds et moyens (limons lourds et limons moyens) formés sur argiles et graviers en base; L₄ sols moyens (limons moyens et légers) formés sur argiles marneuses; L₅ sols moyens (limons moyens et légers) formés sur marnes sableuses; L₆ sols moyens (limons moyens et légers) formés sur limons et argiles; L₇ sols moyens (limons moyens et légers) formés sur alternances de sables, de limons et d'argiles; L₈ sols moyens (limons moyens et légers) formés sur alluvions avec des sables à la base; L₉ sols moyens (limons moyens et légers), squelettiques, formés sur alluvions, avec des sables et des graviers en base; L₁₀ sols moyens (limons



moyens et légers) squelettiques, formés sur brèches andésitiques; 1_{11} sols moyens (limons moyens et légers) formés sur argiles et limons à prolivions andésitiques; n_{12} sols légers (sables limoneux et sables) formés sur sables à intercalations d'argiles; n_{13} sols légers (sables limoneux et sables) squelettiques formés sur sables; n_{14} sols légers (sables limoneux et sables) squelettiques, formés sur graviers; n_{15} sols légers (sables limoneux et sables) squelettiques, formés sur brèches andésitiques; n_{16} sols à différentes compositions granulométriques, formés sur dépôts à diverses textures.

NATURAL CONDITIONS AND SOILS IN THE NIRAJ BASIN

BY

AL. CUCUȚĂ, V. BĂLĂCEANU, E. BUGEAG

(Abstract)

The investigated area includes the Niraj basin and the adjacent zones of the Mureș and Tîrnava Mică basins. Three distinct sectors, which belong to the following geomorphologic units, are separated.

1. The Transylvain hilly plain (west of Fîntînele—Miercurea Nirajului-Isla line) consisting of relatively low hills and belonging to the oak subzone, is characterized by approx. 630 mm mean annual precipitations and a mean annual temperature over $8^{\circ},7$ C. The characteristic zonal soils are: Brown Forest soils and Pale Brown, lightly and moderately podzolised soils developed on loams, marls and sands. From geographical viewpoint, these soils occur between the podzolic soils (east of Mureș river) and the leached chernozem soils (north of Mureș river). The eutrophic Brown Forest soils developed in a less humid climate and on a fine-textured calcareous parent material, are intergrades to leached chernozem soils.

The Brown and Pale Brown podzolised Forest soils show a relatively significant textural differentiation ($D_t < 2$), a pH from 5,2 to 5,9 and a base saturation degree from 55% to 60% (Tab. 2) The A_2 podzolic horizon is less outlined than in the podzolic soils, while the B horizon is variously pseudogleyed in relation to the natural drainage. All along the profile the Pale Brown soils are predominantly yellow, while the other types are brownish at the surface and yellowish brown or strong brown in B horizon.

2. The Transylvain Inner Subcarpathians (east of the previous unit) represent a region with high hills and intense slope processes. It belongs to the oak forest subzone when grading into the beech forest subzone. The mean annual precipitations are about 750 mm and the mean annual temperature of 8° C. As zonal soils occur: podzolic soils, dominantly yellowish, formed on loams, clays and rarely on sands. On the drier south slopes, where natural vegetation has been replaced by cultures, Brown Forest soils and podzolised Pale Brown Forest soils occur. On the north slopes and the plane areas, under the native vegetation, podzolic soils have been formed. The podzolic soils show a very high textural differentiation ($D_t = 2-3$) except those



formed on sands; they are unsaturated ($V\% = 12-35$) and have a pH from 4,5 to 5,2 (Tab. 1). Gray podzolic soils occur on more or less plane areas, under common oak forests or secondary meadows with *Nardus stricta*. They occupy a relatively limited area as compared to the yellowish podzolic soils. The A_2 podzolic horizon is strongly developed in both subtypes.

3. The volcanic mountains in the east of the basin have a climate characterized by $T_n < 7^\circ\text{C}$ and $P_n = 800$ mm); they are covered by massive forests of *Fagus silvatica*. Yellowish brown, brown and rusty brown acid or moderately acid, undifferentiated or slightly differentiated, often skeletal soils have developed on weathering products of the andesite breccias. Within this soil group, different stages of soils development occur, from lithosol up to the above mentioned genetic types, with A-A/B-D profile. They are, usually, acid moderately unsaturated soils with slight textural differentiation.

4. In the Niraj, Mureş and Tîrnava Mică alluvial plains, soils of different development stages from the recent alluvium to the brown alluvial soil occur.

In the mountainous zone, the floodplain soils show a skeletal character. In the rest of the sector they have developed on fine deposits. The latter are calcareous in the Tîrnava Mică floodplain and in the greatest part of the Niraj floodplain. According to the hydrographic regime they have been divided into humid phreatic soils, semi-gleyed soils and gley soils.

In the mountainous sector, forests and pastures are dominant, while in the hilly zone, agriculture is prevailing.

For the production increase the present authors recommend the application of complex mineral and organic fertilizers for all soils and especially for the intensely debasificated podzolic soils, the pH of which is corrected by means of calcareous amendments.

EXPLANATION OF FIGURES AND CHARTS

FIGURES

Fig. 1. — Profile 54.

h = humus per cent; T = total cation exchange capacity, expressed in milliequivalents for 400 g soil; V = Degree of base saturation, in %; pH = pH values.

Fig. 2. — Profile 111.

For explanation, see fig. 1.

Fig. 3. — Profile 123.

For explanation see fig. 4.

Fig. 4. — Degree of base saturation, in %, for different forest soils.

Profile 123 — Podzolic soil; Profiles 45 and 54 — Pale podzolic soils; Profile 37 — Moderately Podzolised Pale Brown Forest soil toward Podzolic soil; Profile 94 — Moderately podzolised Pale Brown Forest Soil; Profile 14 — Moderately podzolised, Brown Forest soil; Profile 88 — Weakly podzolised, Brown Forest soil; Profile 488 — Eutrophic Brown Forest soil.



Fig. 5. — Total cation exchange capacity, in me. for 100 g soil

See explanation fig. 4.

Fig. 6. — pH values. See explanation fig. 4.

Fig. 7. — Profile 94. See explanation fig. 4.

Fig. 8. — 14. See explanation fig. 4.

Fig. 9. — Profile 88. See explanation fig. 1.

Fig. 10. — Profile 188. See explanation fig. 1.

Fig. 11. — Profile 18. See explanation fig. 1.

CHARTS

Chart I

Soils Map of the Niraj basin

Legend

I. Soils formed on Sedimentary Rocks.

A. Forest soils (automorphic)

a) Podzolic soils

1. Pale podzolic soils; 2. Skeletal pale podzolic soils (on clay and loam deposits alternating with andesite detritus); 3. Podzolic soils (gray).

b) Typical and podzolised Brown Forest and Pale Brown Forest soils.

4. Pale Brown Forest soils, moderately podzolised ¹⁾; 5. Pale Forest soils, moderately podzolised associated with Pale Podzolic soils; 6. Pale Brown Forest soils, moderately podzolised, with surface water gley; 7. Brown Forest soils, moderately podzolised; 8. Brown Forest soils, moderately podzolised, with surface water gley; 9. Pale Brown, Forest soils weakly podzolised; 10. Pale Brown Forest soils, weakly and moderately podzolised; 11. Brown Forest soils, weakly podzolised; 12. Brown Forest soils, weakly podzolised, with surface water gley; 13. Brown Forest soils, weakly and moderately podzolised; 14. Brown Forest soils; 15. Brown Forest soils, with surface water gley, locally podzolised; 16. Soddy Brown Forest soils, weakly podzolised, weakly humiferous; 17. Soddy Brown forest soils, weakly humiferous (chernozem-like soils).

B. Litho-hydromorphic and Lithomorphic Soils.

18. Semi-hydromorphic Pseudorendzinas (surface water gley); 19. Pseudorendzinas

C. Eroded Soils

20. Pale Podzolic soils and eroded soils; 21. Podzolised, Pale Brown Forest soils and eroded soils; 22. Brown Forest soils, podzolised Brown Forest soils and eroded soils; 23. Eroded soils and podzolised Pale Brown Forest soils; 24. Eroded soils and Brown Forest soils; 25. Regosol and rock outcrop

D. Alluvial Plain Soils

26. Amphigley Brown Soils; 27. Brown soils with ground water table and semigley; 28. Weakly leached, chernozem-like soils with ground water table; 29. Humic semigley soils; 30. Humic Gley soils; 31. Gley and semigley, weakly humiferous, locally calcareous soil; 32. Gley, weakly humiferous, calcareous and uncalcareous soils; 33. Gley and semigley, weakly humiferous, calcareous soils; 34. Gleyed alluvial soils and gley — calcareous soils; 35. Alluvial-deluvial gleyed and semigley, calcareous soils; 36. Alluvial and gley sandy-gravelly soils; 37. Alluvial gleyed and semigley soils; 38. Alluvial gleyed soils; 39. Alluvial gleyed, calcareous soils; 40. Recent alluvium and skeletal alluvial soils.

II. Soils formed on andesite breccias

41. Acid, yellowish, brown and yellowish brown mountain soils associated with skeletal soils; 42. Mountain, yellowish brown soils; 43. Skeletal soils on andesites

¹⁾ lessivé.



Chart II

Surface texture and parent material map.

Legend

a₁, Heavy soils (clay and heavy loam) formed on marl clays; a₂, Heavy and medium soils (heavy loams and loams) formed on clays and loams; a₃, Heavy and medium soils (heavy loams and loams); formed on clays with underlying gravels; l₄, Medium soils (loams and light loams) formed on calcareous clays; l₅, Medium soils (loams and light loams) formed on sandy marls; l₆, Medium soils (loams and light loams) formed on loams and clays; l₇, Medium soils (loams and light loams) formed on sands alternating with loams and clays loamy; l₈, Medium soils (loams and light loams) formed on alluvium with underlying sands; l₉, Skeletal medium soils (loams and light loams) formed on loamy alluvium with underlying sands and gravels.; l₁₀, Skeletal Medium soils (loams and light loams), formed on andesite breccia; l₁₁, Skeletal medium soils (loams and light loams), formed on clays and loams with andesite proluvium; l₁₂, Light soils (loamy sands and sands) formed on sands alternating with clay; l₁₃ Skeletal light soils (loamy sands and sands) formed on sands; l₁₄, Skeletal Light soils (loamy sands and sands), formed on gravels; l₁₅, Skeletal Light soils (loamy sands and sands) formed on andesite breccias; l₁₆, Soils with various particle size distribution, formed on deposits with different textures.



Redactor: M. Paucă
Tehnoredactor și corectori: G. Cazaban, Elena Mateescu, L. Fote.
Traduceri: C. Missir, V. Untul
Ilustrația: I. Petrescu

*Dat la cules: 20.XII.1963 Bun de tipar: 6.VI.1964. Tiraj: 1600 ex.
Hîrtie Cartografică Tip B 45,5 gr/m.p. Ft. 70x100. Coli de tipar: 15
Com. 1574/1963. Pentru bibliotecă indicele de clasificare:551.*

Tiparul executat la Întreprinderea «Arta Grafică»
Calea Șerban Vodă nr. 133—135. București. — R.P.R.



Institutul Geologic al României

