ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

VOLUMUL XI

1925—1926

CU 39 FIGURI ÎN TEXT, 34 TABLE ŞI TABELE, 2 SCHIŢE GEOLOGICE ŞI 2 HĂRŢI

CVLTVRA NAŢIONALĂ
BUCUREŞTI
1926

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

VOLUMUL XI
1925—1926

CU 39 FIGURI ÎN TEXT, 34 TABLE ŞI TABELE, 2 SCHIŢE GEOLOGICE ŞI 2 HĂRŢI

CVLTVRA NAŢIONALĂ
BUCUREŞTI
1926

Institutul Geologic al României

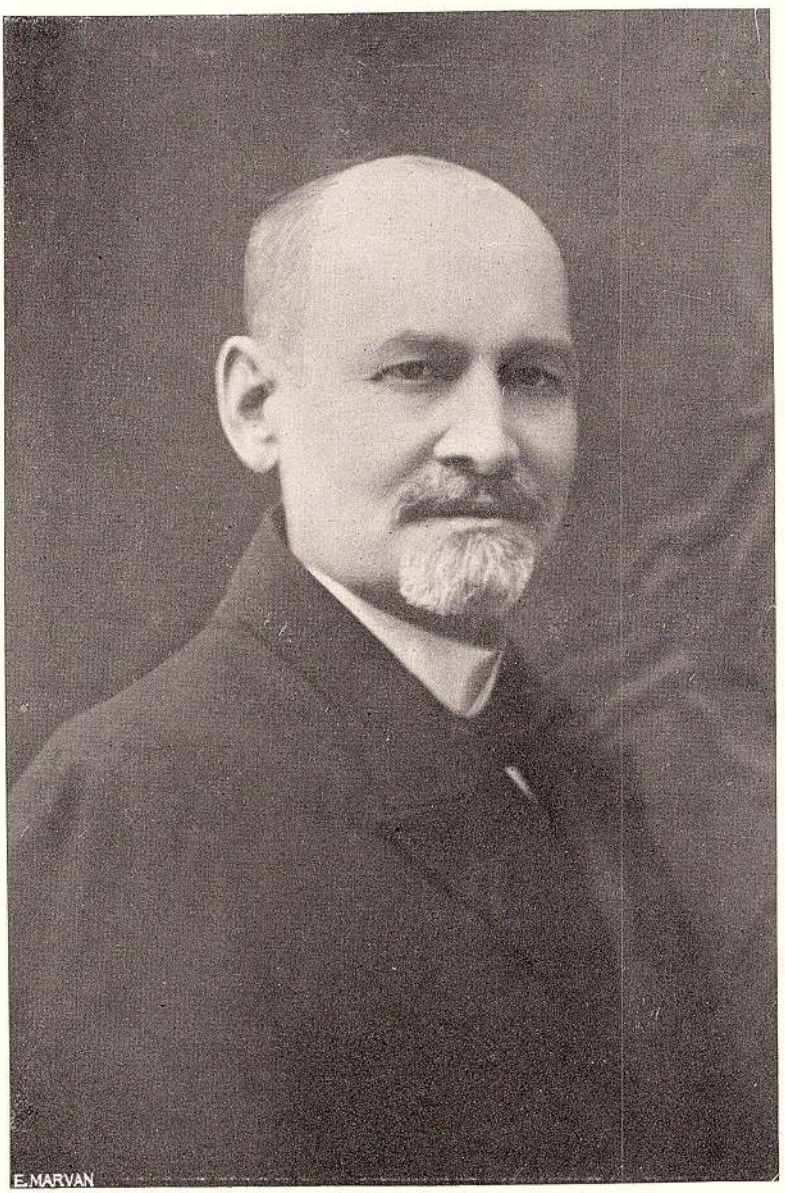
Redacţiunea Anuarului Institutului Geologic al României este sub îngrijirea d-lui Profesor SAVA ATHANASIU.

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL — CONTENU

	Pag.
PROF. N. FLOROV. Degradarea cernoziomului în antestepă	1
— Ueber die Degradierung der Tschernosioms in den Waldsteppen	67
DR. THEODOR SAIDEL. Contributions à la connaissance des solutions aqueuses de sol	145
INGINER RADU PASCU. Zăcămintele de minereuri feromanganifere din regiunea Broşteni, jud. Neamţ	161
— Mangan Erzlagerstätten in den Region Broşteni, Bezirk Neamţ	177
SAVA ATHANASIU. Elephas planifrons dans le pliocène supérieur de Roumanie	185
DR. ENCULESCU, DR. SAIDEL şi EM. PROTOPOPESCU-PAKE. Privire generală asupra solului din Ardeal, Bucovina şi Basarabia	191
DAVID ROMAN. Studii petrografice în Yemen (Regiunea Hodeida-Saava)	207
— Petrographical studies in Yemen (Arabia) (Résumé)	301
DR. ŞTEFAN I. MATEESCU. Observaţiuni geologice şi morfologice asupra depresiunii Huedinului din Nordvestul Transilvaniei	349
— Observations géologiques et morphologiques dans la dépression de Huedin (N-W de la Transilvanie)	383

Institutul Geologic al României



GH. MUNTEANU-MURGOCI
1872 — 1925

Institutul Geologic al României

GEORGES MUNTEANU-MURGOCI

GÉOLOGUE EN CHEF

CHEF DE LA SECTION AGROGÉOLOGIQUE DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

(1872—1925)

ESQUISSE BIOGRAPHIQUE PAR

ŞT. CANTUNIARI et EM. PROTOPOPESCU-PAKE

GÉOLOGUES

A l'aube de la journée du 5 mars 1925, la science géologique roumaine a subi une grande perte, par le décès d'un de ses représentants les plus distingués.

La triste nouvelle de la mort de G. M. MURGOCI affecta non seulement ses collègues et amis roumains, mais aussi les étrangers, car ses travaux et ses voyages l'avaient fait connaître partout.

Né le 20 juillet 1872 près de Brăila, fils de paysan roumain, doué d'aptitudes exceptionnelles, il parvint rapidement et sans difficulté au grade de licencié ès sciences physiques et chimiques de l'Université de Bucureşti (1895). Déjà au lycée, sous l'influence du professeur Dr. TH. NICOLAU, minéralogue, il s'éprit vivement des sciences physiques et naturelles. Appliqué surtout à la Physique, il fut appelé en 1895 par le professeur L. MRAZEC assistant au Laboratoire de Minéralogie et de Pétrographie de l'Université de Bucureşti, où, à la suite des excursions géologiques en Dobrogea et dans les Carpathes, sous l'égide et la direction de son professeur, il demeura définitivement adonné aux études naturalistes.

De 1896 datent ses premières publications, parues au début en collaboration avec le professeur L. MRAZEC.

En 1898, il fut envoyé à l'étranger pour y compléter ses études. A Vienne, il devint l'élève de TCHERMAK et BECKE, et à Münich, sous les auspices des professeurs GROTH et WEINSCHENK, il fut promu docteur en 1900, à la suite d'un important travail de pétrographie.

De retour en Roumanie, en gardant la charge de chef de travaux à l'Université, il tenait un cours de Physique, jusqu'en 1902, à l'École des Postes et Télégraphes de la Capitale.

Habilité «docent» de Minéralogie appliquée à l'Université de Bucureşti (1903), pendant la première année, il tint un cours sur les gise-

Institutul Geologic al României

ments de minérais, suivi par un cours sur la science du sol pendant l'année suivante.

A partir de 1904, il occupa une chaire de professeur de lycée à Ploești, puis à București.

En 1904—1905, en compagnie de son épouse, M-me Dr. AGNÉS MURGOCI (née KELLY), elle-même une naturaliste distinguée, il entreprit un long voyage d'études dans les principaux centres de culture européenne; il passa ensuite en Amérique, en Californie, où il travailla dans le Laboratoire de la science des sols du professeur HILGARD.

En 1908, il fut nommé professeur de Géologie et de Minéralogie à l'École Nationale des Ponts et Chaussées; lorsque cette institution fut réorganisée en 1920 en École Polytechnique, il y demeura comme professeur de Minéralogie et de Pétrographie à la Section des Mines.

Lors de la fondation de l'Institut Géologique de Roumanie, en 1906, MURGOCI reçut du début, en raison de sa préparation et de ses travaux méritoires, la charge de chef de la Section Agrogéologique, charge qu'il remplit avec compétence et autorité jusqu'à sa fin.

La reconnaissance de ses mérites scientifiques fut consacrée en 1923 par son élection comme membre correspondant de l'Académie Roumaine. Agrogéologue émérite, à la Conférence Internationale d'Agrogéologie de Prague (1923), il fut élu président du Comité International de Cartographie des sols, dépendant du Comité International de Pédologie. En 1924, il fut nommé membre correspondant de l'Académie d'Agriculture de France, et à la Conférence Internationale d'Agrogéologie de Rome (1924), il fut proclamé membre d'honneur du Comité de l'Association Internationale de la science du sol et Président de la Commission de la Carte pédologique internationale de l'Europe.

* * *

L'activité de MURGOCI fut très intense, mais dispersée dans beaucoup de directions, car là où il était question d'un progrès de culture nationale, on le trouvait parmi les premiers.

Professeur doué d'admirables facultés didactiques, bon éducateur de la jeunesse, nous le trouvons à la tête du mouvement de l'organisation des jeunes Eclaireurs.

Publiciste et conférencier de grand talent, profond connaisseur de toutes les manifestations scientifiques, littéraires et artistiques de sa patrie qu'il aimait avant tout, il contribua par tous les moyens et de toutes ses forces à cultiver le grand public. Ses articles et ses conférences de vulgarisation scientifique, ses récits de voyage, ses narrations concernant le folklore roumain étaient également attrayants.

Institutul Geologic al României

En tant qu'homme de science, le défunt s'est manifesté de même dans de nombreux domaines.

Ses premiers travaux, entrepris avec le professeur MRAZEC, se réfèrent à la pétrographie et à la géologie de la Dobrogea et des Carpathes Méridionales (1—12)[1]; ils préparèrent la synthèse de la structure géologique de ces contrées. «MURGOCI fut le premier à concevoir la structure en nappes de surplissement du Cristallin des Carpathes Roumains Méridionales» [2].

Parmi ses travaux de pétrographie, citons comme particulièrement importants ses études sur les inclusions de grenat-vésuvienne-fels dans les serpentines du Parângu (16), sur le succin de Roumanie (24), etc.

Dans le domaine de la minéralogie, il avait rassemblé des matériaux pour une étude sur les amphiboles, qu'il n'a publié que partiellement (28, 31, 92).

Le Tertiaire de l'Olténie (30, 37, 40) est une contribution importante à la connaissance de la géologie de cette province. Encore plus intéressants sont ses travaux sur la synthèse des Carpathes Méridionales (29, 54, 74) et son étude sur la Dobrogea septentrionale (69, 82) (apparue en 1914), dans lesquels il expose ses vues sur la géologie et la tectonique de ces grandes régions.

Comme agrogéologue, MURGOCI a le grand mérite d'avoir établi la base de l'étude du sol roumain. Spécialisé dans cette direction, il entreprit avec ses collaborateurs de la Section Agrogéologique de l'Institut Géologique de Roumanie, une série d'études des types de sols, études analogues à celles du professeur DOKOUTCHAEFF en Russie; au début il appliqua les principes de classification des pédologues russes (27).

C'est sous son égide et sur la base des travaux sur terrain et des levées effectuées dans toute l'étendue du pays, qu'à peine trois ans après la fondation de l'Institut Géologique, la Section Agrogéologique était en mesure de publier la première esquisse de la carte agrogéologique de Roumanie.

Il fut de même le promoteur d'une série de travaux importants sur la végétation caractéristique de chaque type de sol, sur la climatologie du pays, etc., démontrant les relations entre le sol, le climat et la végétation (34, 35, 41, 44, 49, 50, 51, 52, 63, 75, 85, 89, 121, 123, etc.).

Toujours grâce à ses efforts, l'on doit l'organisation, à l'Institut Géologique, des cours sur la science du sol pour agronomes, ainsi que l'introduction de ces cours dans les Écoles supérieures d'Agriculture et de Sylviculture.

---

[1]) Les chiffres entre parenthèses se réfèrent aux travaux de la liste annexée.

[2]) L. MRAZEC. *Discours tenu aux funérailles de* G. M. MURGOCI.

Institutul Geologic al României

A l'étranger, MURGOCI, avec les professeurs NABOKICH (Odessa) et TREITZ (Budapest) sont les initiateurs de la première Conférence Agrogéologique de Budapest (1909). En 1912, MURGOCI unit ses efforts à ceux des professeurs WAHNSCHAFFE, SCHUCHT (Berlin) et RAMANN (Muenchen) pour fonder la revue «*Internationale Mitteilung für Bodenkunde*», l'organe quasi-officiel des commissions internationales dédiées à l'étude physique et chimique du sol.

Elu président de la Commission de Cartographie des sols par les membres de la Conférence Agrogéologique de Prague (1923), il réussit en peu de temps à rassembler des riches matériaux sur l'état actuel de l'étude et de la cartographie du sol sur toute la terre. Ces données, publiées d'abord dans un volume spécial (122) sous les auspices de l'Institut Géologique de Roumanie, furent présentées par l'auteur au IV-ème Congrès d'Agrogéologie à Rome en 1924.

Il nous faut encore rappeler ici ses recherches sur la climatologie de la Roumanie (50), ses études hydrologiqus en vue de l'alimentation en eau de plusieurs localités (70, 72, etc.), quelques travaux de géographie (19, 78, 79), dont un en collaboration avec le distingué géographe de la Sorbonne, M. DE MARTONNE (14), l'un de ses meilleurs amis.

* * *

Il est évident qu'un compte-rendu si résumé ne peut refléter que faiblement la valeur de l'œuvre de l'illustre disparu. L'énumération de ses travaux variés, donne toutefois, même sans entrer dans les détails, la preuve d'une vie qui, bien que courte, a pu grâce à des facultés intellectuelles exceptionnelles, à une solide préparation scientifique et à une énergie sans égale, soutenue d'un patriotisme éclairé, contribuer dans tant de directions au progrès intellectuel de son pays. Si la plupart de ses travaux sont plutôt d'intérêt local, il y en a encore de nombreux qui font partie du patrimoine de la science universelle.

Les témoignages de sympathie reçues par l'Institut Géologique de Roumanie de toutes les sommités géologiques et géographiques du monde, à l'occasion de la grande perte qu'il a subie par la fin prématurée de MURGOCI, constitue un juste hommage à sa mémoire et une grande consolation pour sa patrie, sa famille et notre institution si douloureusement affectées.

Institutul Geologic al României

GH. MUNTEANU-MURGOCI

GEOLOG-ŞEF

ŞEFUL SECŢIUNII AGROGEOLOGICE DIN INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

(1872—1925)

SCHIŢĂ BIOGRAFICĂ DE
ŞT. CANTUNIARI şi EM. PROTOPOPESCU-PAKE
GEOLOGI

...După o noapte de chinuri sfâşietoare, în zorii zilei de 5 Martie 1925, sufletul ales al lui G. M. MURGOCI se despărţi pentru totdeauna de trupul său istovit de muncă neîntreruptă şi răpus de boală îndelungată.

Vestea tristului desnodământ, venit să întrerupă foarte de timpuriu o vieaţă activă şi rodnică, a fost primită cu mare îndurerare de toţi colegii şi prietenii valorosului dispărut; şi prieteni aveà doar MURGOCI peste tot şi la noi şi aiurea.

* * *

In rândurile ce urmează vom încercà a schiţà vieaţa plină de fapte însemnate a acestui mare român şi neobosit cercetător, căci o descriere amănunţită a unei vieţi atât de activă ar ieşì din cadrul impus de caracterul acestei publicaţii.

GH. MURGOCI, denumit de dascălul său din şcoala primară cu numele MUNTEANU, s'a născut în 20 Iulie a anului 1872 lângă Brăila, fiu al lui RADU MANOLACHE dela Murgoci, ţăran înstărit prin vrednicia lui şi al JUSTINEI, născută I. OLTEANU dela Dârste (Braşov). Obârşia neamului stabilit la Bisoca (jud. R.-Sărat) pare a fi, după cum însuşi regretatul o credeà, din ciobanii scoborîtori în timpul verii din Ardeal, peste Carpaţi, către şes.

In 1891, MURGOCI absolveşte liceul real din Brăila, unde a avut ca profesor de Şt. Naturale şi Fizice pe regretatul mineralog THEODOR NICOLAU, care a exercitat o puternică influenţă asupra lui, după cum însuşi o spuneà. In 1892 trece examenul de bacalaureat, după care se înscrie la Universitatea din Bucureşti, la Facultatea de Ştiinţe, Secţia Ştiinţelor fizico-chimice.

Prin concurs intră în 1892, în Şcoala Normală Superioară, iar în 1895 obţine licenţa în ştiinţe.

Institutul Geologic al României

Student fiind încă, lucrează ca asistent în Laboratorul de fizică al regretatului Prof. D. NEGREANU, căci gândul lui era pe atunci să devină fizician; în 1895 însă este chemat de Prof. L. MRAZEC, ca asistent în Laboratorul de Mineralogie. Excursiunile făcute împreună cu profesorul său în Dobrogea, schimbă gândul lui MURGOCI și de atunci vieața lui rămâne definitiv închinată studiilor naturaliste.

Lucrarea sa asupra serpentinelor din U r d e, M u n t i n și G ă u r i (8)[1]) a fost distinsă de Universitate cu premiul «HILLEL» (1896).

In 1898 este trimis în străinătate pentru completarea studiilor, unde a stat până în 1901.

La Universitatea din V i e n a, lucrează în laboratoriile prof. TSCHERMAK, și BECKE unde și începe studiul asupra inclusiunilor de «Granatvesuvianfels» în serpentinele P a r â n g u l u i. Anumite restricțiuni regulamentare împiedicându-l a-și luà doctoratul la Viena, MURGOCI trece la Universitatea din M ü n c h e n, unde, călăuzit de GROTH și mai ales de WEINSCHENK, termină teza și obține doctoratul în petrografie în 1900.

Inapoiat în țară, în timp ce funcționà ca șef de lucrări la Universitate, post pe care îl păstrează până în 1906, predă până în 1902 cursul de fizică la Școala de Telegrafie și Poștă din Capitală.

Din 1902 datează lucrarea sa asupra «Succinului» (24) care îi servește ca teză de docență la Universitatea din București. Abilitat(1903) ca docent de Mineralogie aplicată — a fost primul docent universitar în România — în primul an predă un curs asupra zăcămintelor de minereuri, iar în al doilea an un curs de știința solurilor. In acelaș timp, în calitate de șef de lucrări la Laboratorul de Mineralogie, suplinește în mai multe rânduri pe Prof. MRAZEC la catedra de Mineralogie.

Spre a se puteà susține, în 1902, după trecerea examenului de capacitate de profesor secundar, ocupă o catedră la liceul din P l o e ș t i, apoi trece la Liceul «Lazăr» din B u c u r e ș t i unde funcționează până în 1908.

Doritor de a-și lărgì cât mai mult cunoștințele în ramura ce îmbrățișase, obține un nou concediu în anii 1904—1905 și împreună cu soția sa d-na Dr. AGNES MURGOCI (născută KELLY), ea însăși o distinsă naturalistă, pleacă într'o lungă călătorie de studii în principalele centre de cultură ale Europei și ale Americei, căutând pretutindeni să profite nu numai din contactul cu somitățile străine, dar oprindu-se în laboratoarele și muzeele mai însemnate pentru a-și studià mai amănunțit materialul adunat din țară.

In America (C a l i f o r n i a) face cunoscute prin publicații atât rezultatele lucrărilor sale din România (28, 30), cât și diferite studii de specialitate (31). In acel răstimp își face ucenicia de agrogeolog în Laboratorul de studiul solurilor al Prof. HILGARD. In toate părțile leagă prietenie cu

---

[1]) Numerele în parantez indică numărul de ordine din lista lucrărilor anexată la sfârșit.

Institutul Geologic al României

savanții vremei, le vorbește cu dragoste de țara sa îndepărtată, de comorile ce ascunde și izbutește să-i convingă a o vizită. Foarte mulți din oaspeții cu deosebire americani și englezi, cari ne-au cercetat în urmă cu atâta interes, au fost invitați personal de MURGOCI, în casa căruia au găsit o găzduire prietenească și colegială, cu adevărat românească.

In 1908 este numit profesor de Mineralogie și Geologie la fosta «Școală Națională de Poduri și Șosele», iar în 1920 este reconfirmat profesor de Mineralogie și Petrografie la aceeaș școală, reorganizată în «Școală Politechnică».

In afară de însărcinările de profesor, MURGOCI, care încă din 1895 începuse studiile geologice în România, subvenționat din fondul special pe care ministrul P. P. CARP îl prevăzuse în acel an la Min. Domeniilor, își sporià an cu an capitalul de cunoștințe asupra geologiei țării sale. Necesitatea și progresele studiilor geologice la noi, conduc la înființarea în 1906 a Institutului Geologic, la care GH. MURGOCI ocupă dela început un loc de fruntaș. In organizarea primordială a Institutului, el primește conducerea Secțiunii Agrogeologice, pe care a păstrat-o cu competență și autoritate până la sfârșitul său.

MURGOCI erà îndeobște recunoscut ca un bun geolog de teren; deaceea a fost chemat să-și dea avizul în diferitele probleme de geologie aplicată, la petrol, mine, hidrologie, etc. și mai multe societăți mari miniere se onorau a-l aveà ca geolog consultent.

Un fapt care cinstește în mod deosebit amintirea valorosului dispărut, este că pregătirea sa științifică atât de variată, alături de dragostea fierbinte a țării sale, au făcut să fie ales ca profesor pentru partea științifică al fostului principe moștenitor CAROL al României.

In 1919 și 1920 îl găsim la Cluj, organizând la Universitatea de acolo primul curs românesc de Mineralogie și Petrografie, până la numirea unui titular.

Pentru activitatea sa științifică valoroasă, în 1923 este ales membru corespondent în Secția Științifică a Academiei Române.

Autoritatea sa recunoscută în domeniul Agrogeologiei face, ca la Conferința Internațională de Agrogeologie din 1923 (Praga), să fie ales Președinte al Comitetului Internațional de cartografie a solurilor, dependent de Comitetul Internațional de Pedologie.

In 1924 a fost ales membru corespondent al Academiei de Agricultură din Franța, iar în Conferința Internațională de Agrogeologie din 1924 (Roma), a fost proclamat membru de onoare al Comitetului Asociației Internaționale de știința solurilor și Director al Hărții pedologice internaționale a Europei.

* * *

Activitatea lui MURGOCI, foarte bogată, este împrăștiată în multe direcțiuni, căci oriunde erà vorba de un progres cultural național, el se găsià între cei dintâi și cu vorba și cu scrisul și cu fapta.

Institutul Geologic al României

In ce privește activitatea sa didactică, în afară de aceea de profesor, mai întâiu la liceu, apoi la Școala Politechnică, despre care elevii lui numeroși păstrează amintiri frumoase pline de recunoștință, trebuie să cităm câteva conferințe, cursuri și manuale didactice (19, 23, 25, 26, 84, 95, 98, 112, 113, 117), unele în colaborare (19, 23, 113, 117), în care atât aranjarea sistematică a materialului cât și tratarea limpede, într'un stil curgător, dovedesc însușiri pedagogice de primul ordin.

Părinte și profesor, educator luminat al tineretului, MURGOCI a fost cel dintâiu care a răspuns inițiativei lăudabile a Principelui CAROL de a organizà la noi instituția Cercetașilor și a desvoltat o activitate neobosită în această direcțiune, cu deosebire în perioada de pregătire și în timpul războiului mondial.

Cu dragostea lui nemărginită pentru țară și mulțumită culturii generale vastă, ce-și făcuse prin multele călătorii și prin cetit, el cunoșteà și aprecià toate ramurile de manifestare literară și artistică românească din cuprinsul regatului și din toate părțile locuite de români.

Villa sa modestă din str. Transilvaniei, conținea multe obiecte de artă națională: țesături, broderii, ceramică, icoane, etc., de mare valoare artistică (parte au trecut la Ministerul Artelor).

In mișcarea culturală generală, care, sub îndemnul unor minți luminate și unor inimi încălzite de patriotismul cel mai bine înțeles, a început cu mare avânt la noi încă dinaintea marelui războiu, MURGOCI a luat totdeauna parte cu dragoste și pricepere. Frumoasele lui conferințe de popularizare a științei și artei populare, cu subiecte de geografie, etnografie, descrieri de călătorii, etc., erau totdeauna așteptate cu deosebit interes de un public ales, care prețuià și farmecul vorbirii sale calde. Articolele sale nenumărate, apărute în reviste și ziare, erau din cele mai căutate.

Multă vreme el a luat parte în mod direct la conducerea revistei literare «Sămănătorul».

Mai târziu, îl găsim alături de Prof. IORGA și PÂRVAN, reușind să întemeieze «Institutul Sud-Est European», cu menirea de a face legătura culturală între Statele din SE Europei și de a face cunoscută Occidentului cultura țărilor din această parte.

Adânc cunoscător al averii solului și subsolului țării noastre, el a fost în mod firesc atras în mișcarea economică românească. Pe acest teren îl găsim susținând în toate ocaziunile (vezi «Revue du Pétrole»), în primul rând, interesele mari ale neamului. Cu deosebită căldură el pricepe și susține sforțările de înviorare a inițiativei și energiei native ale poporului român, care au găsit întruchipare — între altele — în aceà mișcare de cooperare țărănească, începută timid, desvoltată cu pași uriași și ajunsă la proporțiuni formidabile.

Institutul Geologic al României

Pe ogorul științelor, MURGOCI s'a manifestat mai ales în domeniul geologiei, mineralogiei și petrografiei, al agrogeologiei și al geografiei.

«Impresionat adânc de bogăția nesfârșită de forme și fățpuri cu care natura împodobește suprafața pământului, el îmbrățișă cu acelaș entusiasm orice probleme ce se ridicau pe drumul cercetărilor sale în lanțul măreț al Carpaților Olteniei și în colinele stâncoase ale Dobrogei» [1]).

Primele lucrări științifice pe care dânsul le publică între 1896—1898, mai întâiu în colaborare cu Prof. MRAZEC (1, 2, 3, 6, 11), apoi singur (4, 5, 7, 8, 9, 10, 12) se referă la petrografia și geologia Dobrogei și a Carpaților Meridionali. Aceste lucrări au condus în urmă la sinteza structurii geologice a acestor ținuturi. «MURGOCI a fost cel dintâiu care a conceput structura în pânze de supracutare a Cristalinului Carpaților români meridionali» [1]).

O importantă lucrare petrografică este teza sa de doctorat, asupra *incluziunilor de grenat-vesuvian-fels în serpentinele Parângului* (16), în care mai întâiu ajunge la încheierea că serpentina acolo este produsul de transformare al unui peridotit din seria lherzolitei; arată mecanismul pătrunderii — postcarbonică, poate postliasică — a magmei, concomitent cu cutările stratelor; procesul serpentinizării este lămurit prin fumerole și ape termale. Descrie apoi iviri de contact exomorfe, iar între cele endomorfe apariția unor granat-vesuvian-fels-e și a unui amfibolit. Cercetează mineralogic și chimic legătura între serpentină și inclusiunile de granat-vesuvian-fels, care ar proveni dintr'un gabbro. La nașterea amfibolitelor ar fi intervenit digerarea unor roce sedimentare.

In lucrarea asupra *Succinului din România* (24), autorul arată mai întâiu că diferitele varietăți de succin aflate în România și în alte părți, trebuie cuprinse, după însușiri și zăcăminte, în aceeaș specie cu numele: succin. Descrie apoi principalele zăcăminte de succin de aiurea și din țară, terminând cu oarecari considerațiuni asupra valorii economice a succinului românesc. O schiță de hartă indică localitățile unde acesta se găsește.

In *Sinteza Carpaților Meridionali* (29, 54, 76), MURGOCI arată existența unei mari încălecări ce a avut loc din interiorul arcului carpatic în afară, către sfârșitul Cretacicului inferior, a grupului I de șisturi cristaline (MRAZEC), împreună cu stratele jurasice-neocomiene din spinarea lor, peste șisturile cristaline din grupul II și acoperișul lor mesozoic (Jurasic și Cretacic inferior). Astfel grupul al doilea de șisturi cristaline din Munții Lotrului, Parângului, Retezatului și Almașului, reprezintă autochtonul, iar grupul I constitue pânza de supra-cutare, din care aflăm ca rest petece în Munții Mehedinți (Godeanul) și Platoul înalt al Mehedinților.

---

[1]) L. MRAZEC. Cuvântare la îmmormântarea prof. MURGOCI (manuscris).

Institutul Geologic al României

O problemă de mineralogie care l-a pasionat mult, a fost aceea a *clasificării amfibolilor*, pentru care el adunase un bogat material de literatură pe baza căruia, inclusiv și a unor cercetări proprii, a și publicat mai multe lucrări (31, 92, etc.).

Terțiarul Olteniei a fost de asemenea cercetat de dânsul destul de amănunțit și datele adunate de autor precum și o bogată literatură i-au permis să ajungă la încheieri de mare interes, atât în ce privește structura geologică, cât și bogăția subsolului acestui ținut (30, 40).

In *Studiul asupra Dobrogei nordice*, apărut în 1914 (69, 82), în care pune la contribuție literatura rezultată din toate cercetările vechi și noui apărută până în acel an, caută să sintetizeze geologia și tectonica Nordului Dobrogei, după care desvoltă ideile sale asupra tectonicei întregei Arii Chimerice.

Este o lucrare în care datele sunt folosite cu o mare putere de speculație științifică.

Dar titlul de glorie cel mai de seamă al Profesorului MURGOCI este, desigur, acela de a fi călăuzit primele începuturi ale Agrogeologiei în România și de a fi îndreptat cercetările pe teren pe o cale justă și rodnică.

Având putința, cu ocazia diferitelor și numeroaselor sale călătorii prin apusul Europei, Rusia și America, să cunoască și să compare atât diferitele metode de cercetare a solurilor utilizate în laboratoare, cât și solurile înseși, și-a dat seama că spiritul în care trebuie îndreptate primele cercetări asupra solurilor, este acel adoptat de școala pedologilor ruși sub influența lui DOKUCEAEF, a cărui concepție de a deduce din examinarea caracterelor profilului unui sol, condițiunile de naștere sub acțiunea factorilor climaterici și fizico-naturali, dăduse urmașilor lui: SIBIRTZEW, TANFILIEW, RISPOLOJENCO, FERCHMIN, OTOTZKY, GLYNCA, KOSSOVICI, NABOKICH, DIMO, etc., putința de a reprezentà după o normă unitară și cuprinzătoare, întreaga diversitate de soluri de pe un teritoriu atât de întins cum erà imperiul rusesc.

Prof. MURGOCI, încă din 1904 încercase împreună cu Prof. ZAHARIA să ridice harta agrogeologică a moșiei C r o v u din jud. Dâmbovița, proprietate a așezămintelor Brâncovenești; cu aceà ocazie, utilizând metoda de cartare germană pentru soluri, s'au izbit de dificultatea de a'și face o reprezentare destul de bună asupra repartiției diferitelor varietăți de soluri întâlnite. Numai în urma cunoașterii lucrărilor școalei lui DOKUCEAEF, și-a putut da seama de locul solurilor acelei moșii în clasificarea genetică generală a solurilor.

Acestea l-au determinat, ca încă dela înființarea Secțiunii Agrogeologice a Institutului Geologic, să aplice metodele ruse și în parte cele americane în lucrările pe teren și să recomande pe cele germane pentru cercetările în laborator, dând în acelaș timp o importanță deosebită și cercetărilor asupra vegetației spontane și faunei desvoltate pe diferitele

Institutul Geologic al României

tipuri de soluri, în legătură directă cu condițiunile climaterice de desvoltare a acelor soluri. Grație acestei concepții, Prof. MURGOCI a organizat în așà mod Secțiunea Agrogeologică a Institutului Geologic, ca încă dela început să se studieze nu numai solurile țării, dar și vegetația lor și pe cât i-a fost posibil, dânsul s'a ocupat destul de intens și cu climatologia țării.

Deși personal MURGOCI a dat la lumină puține publicațiuni speciale de Agrogeologie (27, 34, 35, 38, 41, 44, 48, 49, 50, 51, 52, 55, 63, 75, 85, 89, 93, 118, 119, 121—123), lucrând pe teren numai în răstimpurile lăsate libere de numeroasele sale preocupări de tot felul, a utilizat însă orice excursiune, geologică ori de agrement, pentru adunarea de material pentru Agrogeologie. Și a strâns astfel un material bogat de date pe care aveà gândul să-l utilizeze pentru lucrările viitoare.

Dela început a recomandat colaboratorilor săi, să întreprindă cercetarea unor regiuni cât mai întinse din țară, publicând în scurtă vreme numeroase hărți agrogeologice pe diferite scări. Grație acestei stăruințe a lui chiar în al treilea an dela înființarea Institutului Geologic, s'a putut publicà prima ediție a schiței de hartă agrogeologică a țării pe scara 1:2.500.000, care a fost prezentată la prima Conferință agrogeologică, ținută la B u d a p e s t a în 1909. Această schiță, deși la o scară foarte mică, a dat totuși o primă idee asupra repartiției principalelor tipuri de soluri din vechiul regat.

O idee fericită a lui MURGOCI a fost aceea de a se alcătuì și publicà în primul rând hărți pedologice generale, privind întreaga țară, pentru a aveà o vedere sintetică asupra tuturor tipurilor principale de soluri ce le avem și apoi să se întreprindă studii regionale detailate și paralel cu acestea, studiul fiecărui tip de sol în parte. Acum, când avem inventarul general al solurilor țării, ne putem dà seama mai bine de importanța fiecărui tip de sol în economia agricolă a țării și putem deci întreprinde mai cu succes studii asupra nevoilor de menținere, ameliorare sau mărire a productivității lor.

Tot influenței lui se datorește alcătuirea de hărți corelative de vegetație și climă, paralel cu harta solurilor.

Un alt rol, ce și-a asumat el ca agrogeolog, a fost acela de a răspândì cunoștințele pedologice și rezultatele obținute de Secția Agrogeologică între agronomi. In numeroase rânduri a convocat pe cei mai de seamă agronomi din țară, pentru a se consfătuì cu dânșii asupra îndreptării practicei agricole spre utilizarea cunoștințelor pedologice câștigate; mai la toate congresele agronomilor a luat parte activă, expunând în conferințele publice diferite chestiuni de agrogeologie, în legătură cu chestiuni de ordin practic, căutând să familiarizeze pe agronomi cu acele cunoștințe.

In anul 1919, după unirea țărilor surori, a simțit că agricultura trebuie să capete o nouă viață și o nouă organizare în România Mare, odată cu

Institutul Geologic al României

marile reforme agrare, care modificau atât de profund repartiția proprietății pământului. In scopul de a pune pe agronomi și pe aceia cari erau chemați să execute reformele agrare în măsură de a cunoaște pământurile țării și a puteà utilizà cunoștințele ce le avem asupra acestor pământuri, a reușit să organizeze la Institutul Geologic, cu sprijinul Direcției, o serie de cursuri de pedologie, ținute de membrii Secțiunii Agrogeologice. Un mare regret a avut Prof. MURGOCI, că aceste cursuri, cari s'au predat în doi ani consecutivi (1919 și 1920) nu au avut un mai mare răsunet printre agronomi; căci deși cursurile s'au început cu un auditor numeros, în urmă, cea mai mare parte dintre agronomi fiind tocmai în acele timpuri chemați în servicii exterioare, n'au putut urmà acele cursuri până la sfârșit. «Regretul Prof. MURGOCI erà cu atât mai mare — spune G. SISEȘTI, vorbind de aceste cursuri în «Viața Agricolă», — cu cât el aveà o mare prețuire pentru agronomi, cunoșteà desvoltarea științei agricole în România, ca orice om de specialitate și surprindeà în întemeietorii aceste științe în România, în IONESCU DELA BRAD cu deosebire, adevăruri, pe cari le-a adâncit doctrina sa».

«MURGOCI aveà pentru agricultură, pentru pământ și pentru țărani o iubire adâncă, o iubire care vibrà în toate cutele sufletului său, din adâncul obârșiei sale».

Insemnata sa activitate pe domeniul agronomiei române în ultimele decenii, a făcut ca el să fie ales președinte al Consiliului Centralei obștiilor și cooperativelor agricole, unde «duceà în mijlocul colegilor săi frământarea necurmată de a vedeà realizându-se cu un ceas mai de vreme organizarea temeinică a plugăriei țărănești». In mod discret, totuși efectiv, a colaborat, grație relațiunilor sale cu marii agronomi ai țării și la reforma agrară a țării întregite și la temeinica organizare a «Casei centrale a împroprietăririi» și a Direcției Cadastrului. Inființarea acestei din urmă instituțiuni l-a bucurat cu deosebire, pentru că aveà speranța, ca odată cu măsurarea terenurilor expropriate, arpentorii pregătiți în acest scop, vor puteà face și o ridicare sistematică în plan a diferitelor specii de soluri, realizându-se astfel cât mai repede o hartă detailată a solurilor țării întregi. Din cauza dificultăților technice și a timpului foarte scurt în care trebuià să se facă măsurătorile terenului, nu s'a putut însă îndeplini acest deziderat.

O contribuție mai directă și mai eficace a avut Prof. MURGOCI la elaborarea reformei agrare din B a s a r a b i a, unde, cu autoritatea de care se bucurà ca om de știință și ca membru în Comisiunea «Sfatului țării» instituită pentru făurirea reformei agrare, a avut rolul de moderator al tendințelor extremiste a unora din membri, contrabalansând și tendințele antiromânești ale altora. Chemat în 1918 de «Zemstva» Basarabiei autonome să conducă lucrările de cartare a solurilor părăsite de Ruși, dânsul nu s'a mărginit la adunarea de material științific pentru harta agrogeologică și climatologică a Basarabiei, ci, de îndată ce a sosit la C h i ș i n ă u a

Institutul Geologic al României

început desfășurarea unei intense propagande culturale; prin numeroase conferințe și dese consfătuiri cu conducătorii români, el a contribuit mult la reînviorarea sentimentelor românești în clasele culte și populare ale acestei provincii deslipită atâta vreme de patria-mamă.

In urma încheierii războiului, acțiunea începută în Basarabia a fost continuată de el la Paris, unde, pentru documentarea drepturilor Basarabiei de a se reunì cu România, publică și un interesant studiu demografic «*La Population de la Bessarabie*» (109).

Acțiunea Prof. MURGOCI pentru desvoltarea studiilor agrogeologice nu s'a mărginit în limitele țării, ci s'a manifestat puternic și în afară. Astfel el izbutește să facă cunoscute în țările vecine ideile adoptate de dânsul asupra felului de cartare a solurilor. In modul acesta a provocat inițiativa Institutului Geologic din Budapesta de a convocà prima Conferință Internațională Agrogeologică (Budapesta, 1909). La cea de a doua conferință, ce s'a ținut la Stockholm (1911) simțindu-se nevoie de un organ internațional care să pună în curent pe pedologii din toate părțile cu metodele de cercetare a solurilor, care, pornite din răsăritul Europei își făceau tot mai mult loc în știință, Prof. MURGOCI a fost acela care, împreună cu Prof. RAMANN (München), WAHNSCHAFFE și SCHUCHT (Berlin) au fondat și dirijat revista de specialitate «*Internationale Mitteilungen für Bodenkunde*» care a durat până la moartea sa.

La Conferința a III-a (Praga, 1922), ca urmare a prestigiului ce căpătase între pedologi, este ales președinte al «Comisiunii Internaționale pentru Cartografia Solului». In această calitate, cu sprijinul material al Institutului Geologic al României, publică un volum de memorii (121—123), care arată starea cartografiei și studiilor asupra solurilor în lumea întreagă. Acest volum prezentat la a IV-a Conferință Pedologică Internațională dela Roma, a făcut o frumoasă impresie, determinând alegerea Prof. MURGOCI ca membru de onoare al Comitetului Asociației Internaționale Pedologice și Director activ al hărții pedologice internaționale a Europei, a cărei lucrare a fost hotărîtă la aceà conferință.

Ca model al acestei hărți trebuià să servească în mare parte Harta agrogeologică a României, prezentată la Conferința dela Roma în manuscris. In vederea îndeplinirii mandatului încredințat, dânsul alcătuise în ultimele săptămâni ale vieții sale instrucțiunile prime ce trebuiau trimise colaboratorilor din diferite țări pentru alcătuirea hărții pedologice internaționale.

Un studiu de predilecție al Prof. MURGOCI erà deslegarea diferitelor probleme pe care le prezintă orohidrografia Țării Românești și în special a Câmpiei Române; pentru geografia Câmpiei a și adus contribuțiuni (33, 38, 41, 88) care au avut un însemnat răsunet în lucrările mai noui asupra acestei părți din țară, precum schimbările suferite de râurile Buzău, Râmnic

Institutul Geologic al României

și alți afluenți ai Siretului din cauza scufundării Câmpiei în regiunea Focșani — Mărășești, etc.

Cu privire la aceste chestiuni, asupra cărora n'a publicat decât foarte puțin în câteva din rapoartele sale asupra activității Secțiunii Agrogeologice, ne-a rămas un manuscris asupra «Bărăganului» (125) scris încă din 1908, în care este tratată mai ales orohidrografia acestei regiuni în mod destul de detailat, a cărui publicare nu voià să o întreprindă decât după ce ar fi complectat-o cu o descriere a solurilor, pentru care așteptà publicarea rezultatelor cercetărilor chimice asupra acestor soluri.

Nu mai puțin demne de amintit sunt încercările lui de a pătrunde mai adânc în climatologia țării noastre (50), cu scopul de a puteà paralelizà regiunile climaterice cu tipurile de soluri zonale desvoltate în ele. In orele de repaus ce îi lăsà din când în când alte preocupări, el căută cu multă râvnă să desprindă din numeroasele date strânse dela toate institutele meteorologice din jurul țării noastre și dela stațiunile dela noi, corelațiuni între diferitele elemente ale climei și felurile de soluri. Intre manuscrise se află, pe lângă numeroase notițe și diagrame și o lucrare aproape în stare de publicare, asupra climei Basarabiei.

Hidrologia subterană a avut să profite deasemenea mult de cunoștințele lui asupra geologiei țării. Lui se datoresc studiile geologice, cari au condus la lucrările de alimentare cu apă potabilă, sau la amplificarea lucrărilor existente a orașelor Fălticeni (70), Râmnicul Sărat (90), etc. In această ramură de geologie aplicată el a colaborat cu Prof. Macovei și Col. Botez la întocmirea primei hărți hidrologice în România, cuprinzând ținutul sud-dobrogean (97).

Orașul Balcic, unde Murgoci își cumpărase o locuință cu gândul ca să'și petreacă acolo anii de odihnă, este în posesiunea unui raport al său pentru alimentarea cu apă potabilă.

Tot el a indicat, pe simpla bază a interpretării datelor geologice, o regiune de câmpie a țării, imediat la Sud de dealurile subcarpatine, unde la adâncime mică și prin sondaje ușor de făcut, se pot întâlnì ape arteziene cu debit însemnat; dealtfel el a și avut satisfacția de a vedeà reușind să se obțină apă arteziană multă și puternică la sonda ce s'a așezat după indicațiunile sale, pe domeniul Coroanei Gherghița (din județul Prahova) (72, 87).

Naturalist cu cunoștințe vaste în mai toate domeniile științei, geologul Murgoci a fost și un bun geograf; căci pregătirea sa i-a înlesnit mai bine ca altora priceperea legilor naturale care domină forțele modificatoare ale scoarței globului, inclusiv cele dela suprafață. In aproape toate lucrările sale de geologie se găsește un capitol de observațiuni geografice interesante, totdeauna expuse într'o formă atrăgătoare, din care nu lipsesc pasaje poetice, și care ne introduc în evoluția geologică a regiunii.

Institutul Geologic al României

Geografii străini cari în ultimii ani au venit să facă studii la noi, au trebuit să cunoască pe profesorul MURGOCI dela care au avut o colaborare pricepută. Prietenia lui cu ilustrul Prof. DE MARTONNE, îndeobște cunoscută, erà cimentată și cu o strânsă colaborare, din care au rezultat roade de cel mai mare interes pentru țara noastră (14).

Este locul a menționà acì succesul care a întâmpinat apariția (în 1902) a cărții sale de geografie a României, în colaborare cu Prof. POPA-BURCĂ (19), lucrare premiată în urmă de Academia Română (v. și 78, 79).

* * *

Nu putem încheià această schiță biografică, fără să insistăm asupra patriotismului luminat care a susținut toate acțiunile valorosului dispărut. Ridicat din mijlocul țărănimii celei mai curate, înzestrat cu acele «puteri intelectuale latente» caracteristice poporului românesc, el ajunge repede printr'o voință neînvinsă și o putere de muncă uriașă, la asimilarea unei vaste culturi și la atingerea treptelor sociale celor mai înalte; dar oriunde se găsește, el nu uită că este român și că trebuie să'și susțină neamul în toate împrejurările.

«Și cu cât cutreeră țara, cu atât o cunoaște și o iubește mai mult, cu atât este mai nerăbdător să o vadă la locul de cinste ce merită.

Iată de ce el duce, peste tot unde trece, nu numai privirea omului de știință ce pătrunde în întuneric și scoate adevărul la lumină, dar și inima românului care scoate de sub cenușe și aprinde iarăș focul ascuns sub vitregia vremurilor.

In mijlocul războiului cel mare, MURGOCI nu se duce în Basarabia numai să continue cercetările agrogeologice ale Institutelor din Rusia; el este unul din factorii de înfrățire în momentul când a sunat ceasul cel mare al desrobirii.

Tot astfel în urmă la P a r i s, în urma lămuririi drepturilor neamului contestate, el adună, scrie și propagă toate datele trebuincioase pentru apărarea drepturilor noastre; iar acum în urmă bolnav și slăbit, cutreeră congresele internaționale pentru a duce, deodată cu autoritatea ce'și căpătase în agrogeologie pentru fala numelui de Român, și cunoașterea țării reînnoite și sporite.

Dacă pomenesc azi de această parte a activității lui MURGOCI, nu mai puțin importantă, o fac, că nu putem să-i aducem un prinos de recunoștință mai meritat, decât trăgând pentru noi toți dela el învățăminte pentru folosul obștesc.

Omul de știință are la noi, și cu deosebire în timpurile de prefaceri naționale prin care trecem, un rol mai mare și mai greu decât în statele cu civilizație consolidată. El este peste tot cercetașul care prin știință vede mai departe și care, înainte chiar ca agricultorul și industriașul să pună

Institutul Geologic al României

în valoare bogățiile, el le străvede viitorul; dar la noi, popor până azi stânjenit în propășirea lui firească de tot felul, tocmai fiindcă el vede mai departe prin tainele științei, are și menirea apostolului, care cu glasul său redeșteaptă pe toate terenurile conștiința națională.

MURGOCI a fost și acest cercetaș și acest apostol. Mulții săi prieteni, elevii lui și mai numeroși, copii lui cari îl bucurau într'atât, să-i cinstească memoria imitând pilda acestui bun și rodnic român» [1]).

---

[1]) V. BRĂTIANU. Cuvântare rostită din partea Guvernului Român la îmmormântarea Prof. GH. MURGOCI.

Institutul Geologic al României

LISTA CRONOLOGICĂ A LUCRĂRILOR MAI INSEMNATE ALE LUI GH. M. MURGOCI

LISTE CHRONOLOGIQUE DES PRINCIPAUX TRAVAUX DE G. M. MURGOCI

1. L. MRAZEC şi G. MUNTEANU-MURGOCI. *Les quartzites d'Orliga*. Bull. Soc. Sc. physiques V année No. 3—4, Bucarest, 1896.
2. — *Sur le gneiss à cordiérite des montagnes du Lotru*. Bull. de la Soc. de Sciences, Bucarest, 1897.
3. — *La wehrlite du mont Ursu*. Bull. de la Soc. de Sciences. No. 3, Bucarest, 1897.
4. G. M. MURGOCI. *Contributions à l'étude pétrographique des roches de la zone centrale des Carpathes méridionales*. Bull. de la Soc. de Sciences, Bucarest, 1897 (v. şi Földt. Közl. XXIX, Budapest, 1899).
5. — *Comunicare asupra tectonicei din Nordul Parângului*. Bul. Soc. de Sc. Anul VII No. 1, pag. 2—4.
6. — şi L. MRAZEC. Dare de seamă asupra cercetărilor din vara anului 1897. I. *Partea de E. a Munţilor Vâlcan*. Bul. Soc. de mine. Bucureşti, 1898.
7. G. M. MURGOCI. *Calcare şi fenomene de erosiune în Carpaţii Meridionali* (versantul român). Bul. Soc. de Ştiinţe, VII No. 1, 1898, Bucureşti.
8. — *Serpentinele din Urde, Muntin şi Găuri* (Masivul Parângu). Annuaire du Musée géologique et paléontologique, 1895; Bucarest, 1898.
9. — *Masivul Parângului*. Bul. Soc. ing. de mine Bucureşti, 1898. (Cu mai multe profile geologice).
10. — *Ridicări geologice în Nordul Dobrogei*. Bul. Soc. ing. de mine, 1898.
11. — şi L. MRAZEC. *Munţii Lotrului*. Bul. Soc. ing. de mine, 1898.
12. G. M. MURGOCI. *Grupul superior al Cristalinului în masivul Parângului*. Bul. Soc. ing. de mine. 1899, Bucureşti. (Cu o hartă şi profile geologice).
13. — *Determinări cristalografice*. Bul. Soc. de Ştiinţe, Bucureşti, 1899, anul VIII No. 1 şi 2. (Krystallographische Bestimmungen. Tschermak's mineralog. und petrographische Mitteilungen, Bd. XVIII, Heft 6).
14. DE MARTONNE et G. MUNTEANU-MURGOCI. *Sondage et analyse des boues du lac de Gâlcescu* (Carpathes méridionales). C. R. des Séances de l'Académie des Sc. de Paris, 2 avril 1900 şi în rom. în Bul. Soc. Sc. Anul X No. 1 şi 2, 1901.
15. L. MRAZEC et G. M. MURGOCI. *Section géologique le long de la Valée d'Olt*, présentée à l'exposition de 1900 à Paris.
16. G. M. MURGOCI. *Ueber die Einschlüsse von Granat-Vesuvianfels aus dem Serpentin vom Parângumassiv*. Bul. Soc. de Sc., Bucureşti, 1901 No. 5 şi 6. Teză de doctorat, Münich.
17. — *Quelques minéraux de la Dobrogea*. Bul. Soc. Sc. natur. rom. No. 2, Bucureşti. 1901.
18. — *Sur l'âge de la formation de Schela*, 1902.
19. — *Geografia României şi a ţărilor locuite de Români* (cu colaborarea d-lui I. POPA-BURCĂ). Manual premiat de Academia Română. Prima ediţie, Bucureşti 1902,

Institutul Geologic al României

20. G. M. MURGOCI *Excursiuni în Carpaţi. Munţii Lotrului. Peştera din Târnovul mic.* ConvorbiriLiterare No. 2, 1902.
21. — *Vedere geologică în jurul Brăilei.* Convorbiri Literare, 1902. Bucureşti.
22. — *Congresul petroliştilor din Bucureşti.* Conferinţă. Rev. Rom. pol. şi lit. No. 6. Bucureşti 1902.
23. — şi I. POPA-BURCĂ. *Harta vegetaţiei în România.* Bucureşti, 1902.
24. G. M. MURGOCI. *Gisements de Succin de Roumanie.* Monit. des inter. pétr. Roum., Vol IV. No. 6—7, 10—11, 14—16, Bucureşti, 1903 (şi în rom. 1902).
25. — *Mineralogie* pentru cl. VI de liceu. (Cu colaborarea d-lui prof. E. LUDWIG). Bucureşti, 1903.
26. — *Două lecţii de inaugurarea cursului de Petrografie şi Mineralogie* la Facultatea de ştiinţe şi farmacie, Bucureşti, 1903.
27. — *Clasificaţia naturală a solurilor după* SIBIRTZEF. Prelegere la deschiderea cursului de Agrogeologie. Bucureşti, 1903.
28. — *The origin of the riebeckite rocks.* Journal of Science, 1905. (In rom. în Bul. Soc. de Ştiinţe, No. 5, 1905).
29. — *Contribution à la tectonique des Carpathes méridionales. Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes méridionales.—Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Carpathes méridionales.* Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Paris, 1905 şi Bul. Soc. Şt. — Buc. 1907.
30. — *Tertiary formations of Oltenia with regard to Salt, Petroleum and Mineral Springs.* Journ. of Geol. Chicago, XIII, No. 8. p. 671—712, 1905.
31. — *Contribution to the classification of the amphibols.* II. *On some glaucophane schists,* etc. Bull. of the Departement of Geology. Vol. 4, No. 15. University of California publications, 1906.
32. — *Revue du Pétrole* (Revue roumaine des sciences appliquées). Directeur G. MURGOCI. Bucarest, 1907—1912.
33. — *La plaine roumaine et la Balte du Danube* Guide des excursions du Congrés du Pétrole, 1907. Avec une planche de coupes géologiques.
34. — *Le sol arable* dans «La Roumanie, esquisse géographique». III-e Congrès du Pétrole. Bucarest, 1907.
35. — *Graniţa între stepă şi pădure.* Revista pădurilor, 1907. (In ruseşte în «la Pédologie», 1909).
36. — *Die Petroleumlagerstätten von Bălteni,* C. R. du III-e Congrès Internat. du Pétrole. T. II. 1907. Bucarest, 1910.
37. — *Das Facies und die Tektonik des Tertiäres von Oltenia in Bezug auf die Petroleumlagerstätten.* Idem.
38. — *Crovurile şi Movilele Bărăganului.* Rev. «Semănătorul», An. II, Bucureşti, 1907.
39. — *O călătorie prin stepa rusească.* (Ibidem, An. VI, 25, 34, 40, 44 1907).
40. — *Terţiarul din Oltenia cu privire la sare, petrol şi ape minerale. Schiţe anexe la «Terţiarul Olteniei».* Anuar. Inst. Geol. al Rom., I, Buc. 1907. (Das Tertiär Olteniens mi Rücksicht auf das Vorkommen von Salz, Petroleum, und Mineralwässer). An. Inst. Geol. Vol. I, 1907.
41. G. M. MURGOCI, EM. PROTOPOPESCU-PAKE, P. ENCULESCU şi D. RUSESCU. *Raport asupra lucrărilor făcute de Secţia Agrogeologică în anul* 1906—1907. An. Inst. Geol. Vol. I, p. XCIX.
42. G. M. MURGOCI. *Les charbons de terre en Roumanie.* Revue du Pétrole No. 4, 1908.
43. — *Industria minieră în România pe* 1907. Revue du Pétrole No. 4, Bucureşti, 1908.

Institutul Geologic al României

44. G. M. MURGOCI *Solul în genere și în special al Bărăganului* în «Chestiunea împăduririi Bărăganului». I. de D. RUSESCU. București, 1908.
45. — *Regiunea Stejar-Recea* (Revue du petrole. No. 9. 1908).
46. — *Emmagasinement et transport du pétrole en Roumanie.* (Avec la collaboration de M. C. OSICEANU). Industrie du pétrole en 1908. Bucarest 1909 et Revue du Pétrole No. 12, 1909 No. 13, 14.
47. — *Lacul Sărat.* Rev. «Dunărea de jos», An. 1 No. 11, Galați, 1909.
48. — *Solurile României* în «Grâul Românesc» de Dr. AL. ZAHARIA. București, 1909.
49. — *Cercetările agrogeologice în Dobrogea de Sud.* An. Inst. Geol. al Rom. Vol. II, Fasc. 3 (1908), București, 1909. (Rapoarte)
50. — *The climate in Roumania and vicinity in the late quaternary times* în «Die «Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit». C. R. du XI-e Congrès Intern. de Géol., Stockholm, 1910.
51. — *Die terra rossa Bodenserie.* Berichte der II. agrogeologischen Konferenz, Stockholm, 1910.
52. — *Zonele naturale de soluri în România.* An. Inst. Geol. Vol. IV, 1910, p. 1—22 (în germ. Budapest 1909; în franc. în «Revue du Pétrole» 911, No. 6—7).
53. — *Notițe geologice din Taurusul estic (regiunea Nigde-Aladag).* Dări de seamă ale șed. Inst. Geol. Vol. I, 1910, p. 118.
54. — *Sinteza geologică a Carpaților de Sud.* (Idem p. 48).
55. — *Solurile dealungul C. F. anatoliene.* (Ibidem, p. 24).
56. — *Contribuțiuni la tectonica Balcanilor vestici.* (Ibidem, vol. II, 1910—1911, p. 40).
57. — *Discuțiune asupra existenței Permianului în Carpați.* (Ibid., p. 52).
58. — *Observațiuni asupra geologiei regiunii dela Băile Herculane.* (Ibidem, p. 83).
59. — *Discuțiune asupra originii conglomeratelor cu roce verzi din Terțiarul carpatic.* (Ibidem, p. 23).
60. — *Elementul român în industrie.* Rev. du petrole. No. 1, 3, 4, 8, 11 din 1910.
61. — *Regiunea Policiori—Berca—Deciu—Arbanaș* (în colab. cu ing. PORN.) id. No. 7 1910.
62. I. POPESCU-VOITEȘTI și G. MURGOCI. *Discuțiuni asupra tectonicei Văii lui Stan.* (Ibidem, p. 13).
63. G. M. MURGOCI. *Cercetări agrogeologice.* An. Inst. Geol. Vol. IV, p. LXXIV.
64. — *Sur le plateau bulgare et la zone des Balkans.* Compte-rendu d'une publication de M. ST. BONTCEFF, accompagné d'observations personnelles. 1911.
65. — *La Vallée de l'Oltu. Son importance comme voie de communication rapide.* Revue du pétrole, Bucarest, 1911.
66. — *Potopul cel mare și interpretarea lui științifică.* Convorbiri literare, An. XI No. 9 (en roumain).
67. — *Excursion dans la Vallée de l'Olt.* II. *Excursion géologique aux Portes de Fer et à Herkulesbad.* Guide de l'Excursion géologique, 1909, 1910, Bucarest. Revue du Pétrole No. 12, 1911.
68. — *Turcia. Considerațiuni speciale asupra Macedoniei,* cu colaborarea d-lui PERICLE PAPAHAGI. Însoțită de un guide al excursiunii făcute în Macedonia între 1—20 Aprilie 1911. Anuarul Soc. Turiștilor, București 1911.
69. — *Cercetări geologice în Dobrogea nordică.* An. Inst. Geol. Vol. V, 1911, p. 307 apărut în 1914.
70. — *Studii geologice și hidrologice în jurul orașului Fălticeni.* Dări de seamă ale șed. Inst. Geol. Vol. III, 1911—12, p. 91.

Institutul Geologic al României

71. G. M. MURGOCI *Terminologia românească în tectonică.* Dări de seamă ale şedinţelor. Vol. III p. 52.
72. — *Raport asupra apelor arteziene în Câmpia Română şi cu privire specială la Domeniul Gherghiţa.* (Ibidem, p. 82).
73. — *Geologia părţii nordvestice a Dobrogei.* (Ibidem, p. 134).
74. — *Origina serpentinelor în Carpaţii româneşti.* (Ibidem, p. 151).
75. — *Cercetări agrogeologice în Moldova de NE şi în Basarabia.* An. Inst. Geol. Vol. V, p. XXIV.
76. — *The geological synthesis of the South Carpathians.* C. R. du XI-e Congrès géologique international, 1910, Stockholm, 1912. (Avec une carte et plusieurs coupes).
77. — *Ţara nouă. Dobrogea sudică şi Deliormanul.* Bucureşti, 1912.
78. — *Studii de geografie fizică în Dobrogea de Nord.* Bul. Soc. reg. rom. de Geografie No. 1 şi 2, Bucureşti 1912.
79. — *Geographische Skizze der Norddobrudscha.* An. Soc. de geografie a Rom. XXXIII, No. 1 şi 2, Bucureşti 1912.
80. — *Minele de aur din Valea lui Stan.* Revue du Petrole. No. 7. 1912.
81. — *Carierele principale de piatră de moară din ţară şi străinătate.* id. No. 8. 1912.
82. — *Études géologiques dans la Dobrogea du Nord. La tectonique de l'aire cimmérienne.* An. Inst. Geol. Vol. VI, 1912, p. 443, apărut în 1914.
83. — *Asupra formaţiunii de Schela.* Dări de seamă ale şed. Inst. Geol. Vol. IV. 1912—13, p. 26.
84. — *Rezumat al cursului de geologie generală predat la Şcoala de Poduri şi Şosele.* Bucureşti. 1913—1916. (Cu mai multe tablouri, hărţi şi profile geologice).
85. — *Cercetări agrogeologice*: a) *In regiunea Ploeştilor*; b) *In Dobrogea de NW*; c) *In regiunea Fălticenilor.* An. Inst. Geol. al Rom. Vol. IV, Fasc. I (1910), Bucureşti, 1913.
86. — *Nomenclatura în Mineralogie şi Petrografie.* Dări de seamă ale şed. Inst. Geol. Vol. V, 1913—1914, p. 90.
87. — *Rezultatele sondajului dela Gherghiţa.* (Ibidem, p. 96).
88. — *Studii în Câmpia Română, regiunea Haimanalele, Gherghiţa, Crivina-Maia.* Col. R. Ser. XX, 1:50.000. An. Inst. Geol. Vol. VII, p. XXXIII.
89. — *Cercetări agrogeologice*: a) *In Moldova de NE şi în Basarabia.* b) *In Oltenia de Vest.* An. Inst. Geol. al Rom. Vol. V (1911), Bucureşti, 1914.
90. — *Căutarea unor surse noui de apă pentru alimentarea oraşului R.-Sărat.* Dări de seamă ale şed. Inst. Geol. Vol. VI, 1914—1915.
91. G. MURGOCI, EM. PROTOPOPESCU-PAKE şi I. P. IONESCU-ARGETOAIA. *Cuaternarul din Oltenia.* (Ibidem, p. 30).
92. G. MURGOCI. *Asupra clasificării amfibolilor albaştri.* (Ibidem).
93. — *Cercetări agrogeologice.* An. Inst. Geol. Vol. VIII, pag. XXXVIII.
94. — *Excursiune în Valea Oltului.* Bucureşti, 1914.
95. — *Câteva conferinţe asupra Geologiei României şi ţărilor vecine, ţinute la Şcoala Superioară de Războiu.* Bucureşti, 1914.
96. — *Sur la rhodusite et l'abriachanite.* C. R. de l'Académie des sciences. Paris, Séance du 10 mai 1915.
97. — *Harta hidrologică a Dobrogei de Sud* (cu colaborarea d-lui G. MACOVEI şi altora). Bucureşti, 1915.
98. — *Curs de geologie aplicată la industrie şi la agricultură.* 1915. (Prima lecţie cu o hartă a solului Rusiei).
99. — *Cretacicul dela Dâlbociţa.* Dări de seamă ale şed. Inst. Geol. Vol. VII. 1915—1916 p. 146.

Institutul Geologic al României

100. G. M. MURGOCI *Serpentina cu mică dela Firizu.* (Ibidem, p. 303).
101. — *Tectonica Subcarpaților la Apus de Ialomița.* (Ibidem, p. 357).
102. MANOLESCU ST. și G. MURGOCI. *Câteva date asupra Văii Dâmbovița și regiunea dealurilor.* (Ibidem, p. 339).
103. G. M. MURGOCI. *La Géologie de la Roumanie et des pays environnants.* (Avec plusieurs cartes et coupes géologiques). Bucarest, 1916.
104. G. M. MURGOCI. *Cercetări necesare pentru reorganizarea agriculturii în România (inclusiv Basarabia).* Analele statistice și economice. An. I No. 7—8, 1918, pag. 9.
105. — *Asupra Ariei Chimerice.* Dări de seamă ale șed. Inst. Geol. Vol. VIII, 1919—1920. p. 185.
106. — *Discuțiune relativă la vârsta sării.* (Ibidem, pag. 11).
107. — *Gospodăria unui Muntean.* Viața Agricolă. No. 13. 1920.
108. G. MURGOCI, L. MRAZEC și G. MACOVEI *Propuneri asupra întocmirii hărții geologice a României,* Dări de seamă ale șed. Inst. Geol. Vol. VIII. 1919—1920, pag. 27.
109. G. M. MURGOCI. *La population de la Bessarabie.* Étude démographique. Paris, 1920.
110. — *Raport asupra situației hărții* 1:500.000 (Ibidem, Vol. IX, 1920—1921).
111. — *Nouvelles données sur les gisements de pétrole.* Annales des mines de Roumanie. 4-ème Année No. 8—9. Bucarest, 1921.
112. G. M. MURGOCI. *Noțiuni generale asupra coloidelor* (din cursul de Mineralogie). București, 1921).
113. G. M. MURGOCI și EM. PROTOPOPESCU-PAKE. *Lucrări practice de Mineralogie.* A. Caiet de Cristalografie. B. Tabele mineralogice. București, 1922.
114. G. M. MURGOCI *Comunicare asupra sondei de explorare dela Florești.* II. *Despre lucrările de sondaj în regiunea petroliferă dela Govora.* III. *Asupra profilului geologic dela Slătioara (Vâlcea).* Dări de seamă ale șed. Inst. Geol. Vol. XI, 1922—1923, p. 171.
115. — *Chihlibarul din Valea Almașului.* (Ibidem).
116. — *Câteva cuvinte asupra activității agronomului* ION IONESCU DELA BRAD.
117. G. M. MURGOCI și D. DUMITRIU. *Indrumare în analiza pirognostică cu aplicațiuni speciale la determinarea mineralelor.* București, 1923.
118. G. M. MURGOCI *Considerations concerning the classification and nomenclatur of soils. (Mémoires sur la nomenclature et la classification des sols).* Pag. 257—269. Helsingfors, 1924.
119. — *Instructions pour la préparation de la Carte générale du sol de l'Europe.* Bucarest, 1924.
120. — *Laboratorul de Mineralogie al Șc. Politechnice din București.* 1924.
121—123. — I. *Les sols le long du chemin de fer de Badgad.* II. *La Cartographie des sols en Roumanie* (avec plusieurs figures, planches et deux cartes, en couleurs). III *Recherches pédologiques détaillées au Nord de Moghilew.* (In volumul: État de l'étude et de la cartographie du sol dans divers pays de l'Europe, Amérique, Afrique et Asie, publicat în București sub auspiciile Inst. Geologic al României. 1924.
124. — *Expoziția internațională de arte decorative și industriale moderne. Paris* 1925. (Și în franțuzește în Rev. Ind. Științe, Comerț și Finanțe), supl. la An. Minelor, An. VIII No. 2, 10 Febr. 1925.

Manuscrise

125. — *Bărăganul (geologie, hidrologie, soluri).*
126. — *Contribuțiuni la cunoașterea climei Basarabiei.*
127. — *Noui contribuțiuni la cunoașterea succinului românesc* (prezentat la Academia Română).

Institutul Geologic al României

DEGRADAREA CERNOZIOMULUI IN ANTESTEPĂ

DE

PROF. N. FLOROV

PREFAȚĂ

Lucrarea de față atinge două chestiuni, cari sunt strâns legate una de alta și anume: 1. Chestiunea asupra degradării cernoziomului și 2. Chestiunea asupra influenței, pe care o exercită procesul degradării asupra unor însușiri agricole ale solului.

In ce privește prima chestiune, aceasta a luat naștere relativ nu de mult. Dealtfel, în literatura pedologică rusă s'a emis părerea încă din anii 1880—1890, că în natură e posibil procesul degradării cernoziomului. Această părere însă s'a emis numai într'o formă generală, și n'a găsit imediat o recunoaștere din partea tuturor pedologilor și nici o precizare suficientă a acestui termen.

O studiere mai sistematică a chestiunii o vedem însă numai la începutul veacului XX și mai ales în intervalul anilor 1905—1915, paralel cu marea desvoltare a lucrărilor Zemstvelor în studiul solurilor din regiunea loessului în Ucraina. Tocmai de acest studiu sunt legate și cele mai importante lucrări în chestiunea degradării.

Și mai nouă este chestiunea a doua; în privința căreia găsim în literatura, care studiază mai sus menționata regiune a loessului, numai indicațiuni întâmplătoare, și cari apar numai la începutul secolului actual.

Astfel, ambele chestiuni sunt cu totul noi, și e natural, ca în literatura pedologică să existe un material foarte neînsemnat cu privire la aceste chestiuni. Intrucât acest material îl găsim de preferință în literatura pedologică rusă și cum în momentul de față această literatură, cu mici excepții, nu o am la dispoziție, sunt lipsit de posibilitatea de a da un rezumat complect asupra datelor acelei literaturi. Regretând acest lucru, voi face cel puțin un mic corectiv la această lacună și astfel aduc la sfârșitul studiului meu o enumerare a lucrărilor, cari au un oarecare raport, fie cu chestiunile atinse acì, fie cu chestiunile înrudite. Această listă de lucrări e făcută în parte pe baza publicațiilor, ce le am la dispoziție, în parte pe baza notițelor, ce le-am păstrat întâmplător, Astfel, și această listă este necomplectă, și trebuie prin urmare considerată numai ca o încercare provizorie, fiind făcută în condiții, cari exclud posibilitatea unei normale analize a literaturii chestiunii. Aceleași împrejurări au

Institutul Geologic al României

condiționat și faptul că în text nu citez lucrările, ce le-am avut în vedere în expunerea mea.

Ca concluzie, țin să adaug, că lucrările mele în chestiunile ací expuse sunt strict legate, după cum am arătat și în capitolul IV, de preferință de studierea solului în guv. Kiev, studiu, pe care l-am făcut în curs de mai mulți ani dearândul. Rezultatele, ce le-am obținut în perioada acestor lucrări, s'au publicat în parte, iar altele s'au pregătit numai pentru publicare, dar au rămas nepublicate încă. Prezenta lucrare cuprinde concluziile generale ale întregului material.

Deasemenea găsesc necesar să mai arăt, că lucrarea de față are ca scop să reducă tot materialul obținut, privitor la degradarea cernoziomului, la o anumită schemă, la o tabelă, care ar prezenta chestiunea degradării în mod succint tratată din diferite puncte de vedere: morfologic, chimic și agronomic. Aceasta este prima încercare de această natură. Pot să spun, că materialul, pe baza căruia am alcătuit schema, deși nu e totdeauna abundent și adeseori are un caracter provizoriu (vezi experiențele agronomice), totuși indică anumite regularități și inspiră anumite generalități, cari ne dau astfel, o anumită bază pentru schema, aici propusă (vezi capit. VI). Astfel, deși această schemă trebuie considerată ca prealabilă, totuși găsesc publicația ei la timp atât în vederea nouii chestiuni și a absenței materialului respectiv în literatură, cât și în vederea indicațiunilor destul de hotărîtoare, cari se pot deduce din această schemă cu privire la direcția cercetărilor, dorită în viitor.

Chișinău, Martie, 1924. N. FLOROV

Institutul Geologic al României

INTRODUCERE

Noțiunea «antestepă»[1]) (Waldsteppe) aparține acelei categorii de termeni și noțiuni, pentru cari în literatura științifică avem deocamdată definițiuni foarte neclare și adeseori contrazicătoare. Scopul meu însă nu este de a analiza părerile, privitoare la această chestiune, precum și nici să expun materialul respectiv. Subliniind faptul, cât este de greu a da o definiție precisă a acestei noțiuni, mă voiu mărgini numai la oarecari note în chestiunea ridicată și numai cu scopul de a face mai accesibil înțelesul materialului, pe care îl expun mai jos.

Faptul fundamental, care stă la baza noțiunii de «antestepă» este lupta dintre două formațiuni vegetale: formațiunea pădurosă și erbosă; este însă absolut indiferent, dacă această luptă continuă și astăzi, sau dacă ea s'a terminat de mai mult sau mai puțin timp, și în legătură cu aceasta, s'a stabilit și un armistițiu statornic între formațiunile antagoniste.

Deacì rezultă și alt fapt, care asemenea stă la baza noțiunii «antestepă»: evenimentul schimbării climei. Intr'adevăr ambele formațiuni antagoniste cer pentru o existență reușită condițiuni climaterice diferite. Dacă însă la un anumit moment avem aceste formațiuni în același timp, pe unul și același teritoriu, în unul și același raion geografic, precum și în unele și aceleași condițiuni de macro- și micro-relief, apoi altă explicație acestui eveniment nici nu putem da, afară doar de presumțiunea, că aici a fost cândva o climă favorabilă unei formațiuni, care s'a dezvoltat, iar pe urmă clima s'a schimbat în mod favorabil pentru o altă formațiune; aceasta din urmă a invadat regiunea,

[1]) Termenul nemțesc «Waldsteppe» se traduce în românește și franțuzește de obiceiu prin cuvântul «antestepă». E de notat, că termenul nemțesc, indicând precis, că aici avem de a face cu două formațiuni de vegetație suprapuse — ceeace este faptul cel mai caracteristic acestei regiuni — exprimă clar și foarte nimerit ideea principală a noțiunii. Din contră, termenul «antestepă», fiind lipsit de această indicație, e insuficient și nu-mi pare deloc nimerit. Afară de aceasta, termenul «antestepă» e inacceptabil și din alt punct de vedere, fiindcă poate provocà neînțelegeri și încurcături în ce privește înțelegerea schimbărilor de faze în timp și spațiu (de ex.: faza antesetepei urmează de obiceiu după faza stepei, pe când din traducerea textuală reese invers). Puțin mai potrivită ar fi expresia: «stepă cu pădure», dar și această expresie e prea complicată și nu totdeauna corespunde realității. O traducere textuală din nemțește prin expresia «pădure-stepă» ar fi mai acceptabilă, în orice caz, ar aveà avantajul exactității unei traduceri a termenului bun (nemțesc).

Sper că în viitor voiu revenì asupra acestei chestiuni; în lucrarea de față însă întrebuințez deocamdată termenul vechiu «antestepă».

Institutul Geologic al României

a ocupat-o numai parțial și lăsând o serie de parcele în posesiunea primei formațiuni. Cu alte cuvinte, perioada climei favorabile stepei, s'a schimbat cu perioada climei favorabile pădurii[1]); aceasta din urmă a pătruns în stepă ocupând un teritoriu mai mare sau mai mic.

Astfel se stabilește un oarecare raion fizico-geografic sui generis, un oarecare regim la fel, unde două formațiuni antagoniste se învecinează și convețuesc, când continuând lupta între ele pentru teritoriu, cu succes variat, (schimbări climaterice locale), când, fixându-se în pozițiunile ocupate odată, mențin neschimbat statu-quo.

Această schimbare extraordinară în natură își găsește expresia în fenomene din cele mai diferite, ceeace se poate constată și prin fapte botanice, și prin fapte climatologice și geologice. Dar cea mai puternică exprimare o vedem în faptele și evenimentele pedologice, ce rezultă din împrejurarea, că stepa creiază un anumit tip de sol-cernoziom, iar antagonistul ei — pădurea este totodată și antagonistul cernoziomului și astfel, așezându-se pe cernoziom, pădurea într'un timp, relativ probabil nu prea lung, îl distruge, degradându-l și transformându-l la urma urmei în podzol.

Aici sunt de remarcat următoarele: pădurea pătrunde în stepă treptat, încet prin insule, ocupând unele parcele și lăsând neocupate cu totul sau numai provizoriu alte parcele vecine. Astfel observând regiunea în perioada ei finală de împădurire, putem găsi ușor parcele, cari au fost sub pădure un timp neegal de lung. Dar întrucât existența pădurii pe cernoziomul de stepă, provoacă degradarea lui, în funcție de durabilitatea acestei existențe și stadiul degradării poate fi foarte diferit. De aici și caracterul complex al solurilor în antestepă cu prezența a diferite varietăți de soluri degradate, cari se găsesc în diferite stadii de degradare și cari în totalitatea lor restabilesc tot procesul de tranziție dela cernoziom spre podzol. Această complexitate și împestrițare a solurilor, aceste diferite stadii de degradare, cari se găsesc uneori la distanțe foarte mici unele de altele, constitue primul și esențialul caracter al antestepei.

Al doilea caracter este o oarecare neregularitate — la prima vedere — în repartizarea variantelor de degradare pe suprafața regiunii respective, iar uneori, și o iuțeală uimitoare în trecerea dela o variantă la alta și ceea ce este mai ales de subliniat, e faptul, că această trecere poate uneori să nu stea deloc în legătură cu condițiile macro- și micro-reliefului. Așà de pildă, pe unul și acelaș platou o parte poate fi ocupată de cernoziom, pe când o altă parte e ocupată de pedzol sau de un sol mai puțin degradat, fără o schimbare vizibilă a reliefului și prin urmare și fără vreo influență din partea acestui factor.

[1]) Sau invers. In lucrarea de față, însă mă ocup numai de fenomenul invaziei pădurii în stepă.

Institutul Geologic al României

Această suprafață împestrițată în antestepă are adeseori un caracter de contraste neașteptate și contraziceri; asemenea contraste avem acì și în alte domenii ale naturii, ca de pildă în domeniul animalelor, unde alături cu reprezentanții tipici ai pădurii, avem tot așà de tipici reprezentanți și ai stepei, sau și mai puternic această stare de lucrări se pronunță în domeniul plantelor.

Așadar, din punctul de vedere al pedologului, antestepa este o regiune fizico-geografică sui generis, care, datorită unei schimbări radicale de climă, precum și unei schimbări de formațiuni vegetale, prezintă în momentul de față un complex de cernoziom[1]), podzol, și nenumărate tipuri de tranziție între aceste două extreme tipuri, iar repartizarea tuturor acestor variante pe teritoriul respectiv este mai mult sau mai puțin neregulată, dezordonată, poate să nu fie legată cu macro- și micro- relieful și prezintă adeseori un tablou de contraste și contraziceri.

Din toate cele expuse rezultă concluzia, că fenomenul mai caracteristic pentru antestepă este degradarea cernoziomului. A studià antestepa înseamnă a studià mai întâiu fenomenul degradării cernoziomului; iar a clasificà solurile antestepii, înseamnă înainte de toate a le grupà după însușirile caracteristice procesului de degradare.

CAPITOLUL I.

CÂTEVA OBSERVAȚIUNI ASUPRA ROLULUI PĂDURILOR IN PROCESUL DEGRADĂRII.

Importanța pădurii ca factor, jucând un anumit rol în procesele formării solului, se arată în lucrările pedologilor încă din prima jumătate a secolului trecut. Dar abià în ultimul deceniu al acestui secol, s'a pus chestiunea mai hotărît și mai precis asupra genezei acelor soluri de pădure, cari se găsesc

[1]) Se poate întâmplà, că regiunea de antestepă să fie lipsită cu totul de cernoziom, adică acea regiune să fi fost pretutindeni ocupată de pădure; totuși prezența într'însă a solurilor degradate, și în afară de aceasta, a solurilor cu stadii de degradare diferite, arată imediat, că regiunea are un caracter tipic de antestepă.

Institutul Geologic al României

sub formă de pete mici sau mari în regiunile de antestepă; abiă în acest timp s'a ridicat și s'a formulat mai clar chestiunea acelor procese și schimbări în general, cari pot luà naștere în cernoziomul de stepă, dacă acesta este invadat de pădure. Primul pedolog, care a descris aceste schimbări din punct de vedere morfologic, a fost prof. KORJINSCHI, cercetătorul hotarului nordic al cernoziomului în Rusia de sud. Acest pedolog a numit procesul schimbărilor morfologice și fizico-chimice în cernoziom sub influența invaziei pădurii: d e g r a d a r e. Dar atât KORJINSCHI, cât și COSTÂCEV, precum și alți pedologi din acel timp, au dat numai o schiță generală asupra caracteristicei acestui proces; și abià cercetările, cari au urmat în secolul nostru, au intrat mai adânc în amănuntele acestui proces, deși multe laturi ale chestiunii așteaptă încă cercetări și prelucrări.

Și acum sà vedem care este esența acestui proces, cari sunt cauzele și rezultatele lui.

E fără îndoială, că în degradare avem de a face cu un fenomen extrem de complicat, sub influența căruia, cernoziomul capătă o serie de noi simptome și însușiri. Intrucât cea mai obișnuită și mai frecventă cauză în nașterea și desvoltarea procesului degradării este înlocuirea formațiunii ierboase cu una păduroasă, pentru a ne orientà în tot complexul acestor fenomene, ar trebuì să arătăm înainte de toate, dacă, și ce fel de diferență există între asociațiunile forestiere și cele erboase în ceea ce privește desvoltarea vieții solului și formarea orizonturilor sale.

Nu voiu intrà însă în amănuntele acestei chestiuni, fiindcă nu intră în problema, pe care o tratez aici, ci voiu face numai pe scurt câteva observațiuni, amintind datele îndeobște cunoscute.

Pentru a lămurì, care este pentru cernoziom influența schimbării vegetațiunii ierboase cu una forestieră, trebuie să ținem înainte de toate cont de următorul fapt: cernoziomul este un sol relativ xerofil, el formându-se în condițiunile unei umezeli comparativ slabe, sau după terminologia prof. GLINCA, moderate. Intrând în posesiunea pădurii, cernoziomul schimbă radical condițiunile sale de existență, și anume condițiunile regimului său de umiditate.

Aici nu mă refer la chestiunile litigioase asupra schimbărilor climaterice, cari ar fi provocate de pădure, ci am numai în vedere schimbările hidrologice. Voiu amintì acì părerile susținute de diferite stațiuni hidrologice: că: 1. Pădurea încetinează topirea zăpezii, evitând astfel îngrămădirea apelor, provenite din această topire; 2. Pădurea micșorează sau încetinează scurgerea apelor la suprafața pământului; 3. Pădurea micșorează evaporarea apei dela suprafață, mulțumită apărării suprafeței solului de acțiunea razelor solare și a vânturilor uscate; în fine 4. Pădurea micșorează temperatura medie anuală a solului și a aerului, mărind umezeala lor.

Institutul Geologic al României

Toate aceste împrejurări deja dela sine provoacă o mărire a umezelei în orizonturile solului dela suprafață[1]), chiar dacă în regiune se păstrează aceeaș cantitate de precipitațiuni atmosferice.

Dar afară de aceasta, în condițiunile formațiunii păduroase, mai are loc încă un factor, care contribuie în aceeaș direcție la ridicarea umezelei în orizonturile solului dela suprafață și a cărui rol în această privință trebuie considerat ca fiind de mare importanță: acì am în vedere, așà numitul «terici» sau așternutul, provenit din căderea frunzelor, crenguțelor, cetinei, etc. în pădure. După KRAVKOW[2]), acest strat mort, fiind un regulator între procesele ce au loc în aerul înconjurător pe de o parte și procesele, ce se desvoltă în orizonturile solului dela suprafață, pe dealtă parte, trebuie considerat ca un factor foarte important, care determină caracterul bilanțului apei solului; și anume, acest strat, deși cuprinde în sine o umezeală foarte mare, totuș cu mare greutate redă în atmosferă apa absorbită; apoi, ținând umbră suprafeței solului, chiar după ce s'a uscat, apără excelent această suprafață de pierderea apei; și mai ales aceasta trebuie să o spunem în privința păturii superioare a acestui strat, adică în privința frunzelor celor mai proaspete, deoarece acestea din urma n'au de loc însușiri capilare și de aceea ele apără mai bine de evaporare păturile mai jos așezate.

In vederea acestor împrejurări, trebuie să spunem, că în pădure utilizarea apei de către sol se face în întregime; că acì are loc o absorbire extrem de energică nu numai a apelor de ploaie, ci și a apei provenite din topirea zăpezii; și că precipitațiunile pătrund în sol în toată puterea cuvântului, iar orizonturile superioare ale solului le utilizează foarte mult, și în orice caz mai mult, decât aceasta are loc in condițiunile regimului de stepă.

Astfel, dacă schimbarea climei în general și într'un sens larg al cuvântului sub influența invaziei pădurii în stepă este problematică, apoi schimbarea climei «s o l u l u i», adică a regimului de umiditate, ce are loc în orizonturile solului, și mai ales în orizonturile superioare, reprezintă un fapt, de care nu trebuie să ne îndoim de loc. Pentru sol, invazia pădurii, înseamnă o schimbare bruscă și radicală a climei lui, și anume o transformare în sensul măririi umezelei, chiar presupunând, că cantitatea precipitațiunilor atmosferice a rămas aceeași în regiune și după ocuparea ei de către pădure.

Mărirea umezelei în orizonturile superioare ale solului, de care m'am ocupat acuma, este o schimbare esențială, ce se provoacă de invazia pădurii în stepă.

---

[1]) Toate aceste considerațiuni nu se extind pe orizonturi mai adânci, unde putem găsì o repartizare cu totul diferită a umezelii.

[2]) KRAWKOW: Cercetări asupra rolului exercitat de stratul vegetal mort (terici) asupra formării solului.

Institutul Geologic al României

Această schimbare la rândul său aduce după sine și o altă schimbare, nu mai puțin importantă. Știut este, că între elementele esențiale și caracteristice ale solului, este și materia sa organică, sau humusul. Acuma fără să intru în examinarea compoziției acestei materii, voiu amintì numai, că în condiții de formațiuni forestiere avem în această privință două deosebiri: 1. Sub influența condițiilor menționate humusul capătă o formă mult mai solubilă, decât cea în condițiile de formațiuni ierboase; 2. Intrucât pădurea favorizează formarea unui mediu acid, procesul dezagregării sub pădure decurge în condițiuni diferite decât acele de stepă, unde tipul dezagregării e neutral sau chiar slab alcalin.

In sfârșit, vom arătà încă o deosebire între condițiunile desagregării la formațiunile ierboase și forestiere, care joacă asemenea un rol esențial în procesul degradării. Plantele ierboase trăesc în majoritatea cazurilor un an, și toată materia organică, ce se formează în cursul acestei perioade de vegetație, piere în întregime în cursul aceleeași perioade · iar substanța organică moartă, provenită din aceà materie, se depune mai întâiu în mod egal atât pe suprafața solului, cât și înlăuntrul lui; și apoi se depune sub formă de substanță, repartizată în mod aproape egal în massa compactă a pământului, unde circulația aerului nu poate fi liberă; din această cauză substanța organicà nu poate să fie ușor combustionată sub acțiunea acestui agent. Vegetația în condițiunile pădurii prezintă un caz contrar: plantele vieţuesc mai mulți ani; în timpul vieții lor îndelungate, în fiecare an moare numai o parte relativ neînsemnată din organizmul lor, iar materia organică, provenită din această pieire, se concentrează aproape exclusiv la suprafața solului, pe când înlăuntrul lui pier anual numai perișorii dela rădăcină și o mică parte de rădăcini; cantitatea lor fiind foarte mică, și aportul de materie organică în sol este redus.

Afară de aceasta, esențial e și faptul, că materia organică, provenită din plantele lemnoase, care se concentrează la suprafața solului, și compusă din frunze, crenguțe ș. a. m. d., se depune în forma unui terici poros și afânat, în care aerul pătrunde ușor.

Astfel, deosebirea, datorită la două tipuri de formațiuni vegetale, cu privire la desvoltarea condițiunilor, în cari decurg procesele formării solului, se poate rezumà în felul următor: 1. Solul în pădure se găsește la orizonturile superioare în condițiunile unei umezeli mai intensive, decât în stepă; 2. In pădure solul acumulează materia organică sub forma unei substanțe, depuse afânat și la suprafață, pe când înlăuntrul lui această substanță se depune numai în cantități neînsemnate. In stepă însă, cantitatea materiei organice, depusă la suprafață și înlăuntrul solului, e egală, iar materia depusă

Institutul Geologic al României

pătrunde uniform în massa solului. 3. Materia organică în condițiunile formațiunilor păduroase are o reacțiune acidă, pe când în condițiuni ierboase— o reacțiune neutrală sau aproape neutrală.

Aceste particularități biologice, legate de două formațiuni vegetale, influențează esențial asupra proceselor pedologice, și deaceea, când cernoziomul — un sol de formațiune ierboasă — se supune invaziei pădurii, în el se produc o serie de schimbări, atât în privința massei organice, adică a humusului, cât și în privința massei minerale. La rândul lor aceste schimbări firește provoacă schimbări și asupra morfologiei solului.

Să ne oprim deci la expunerea acestor schimbări provocate în cernoziom prin procesul degradării, caracterizând mai întâiu morfologia acestui proces.

CAPITOLUL II.

MORFOLOGIA PROCESULUI DEGRADĂRII.

Morfologia procesului degradării am studiat-o mai mult în antestepa ucraineană și mai ales în raionul Kievului [1]), care prezintă un material foarte favorabil pentru studiu: aici avem cernoziomuri curate, vechi alături de toate stadiile de degradare, aici avem un tablou tipic al reliefului de antestepă; și în sfârșit aici avem regiuni, în cari lupta dintre pădure și stepă se desvoltă așà zis, sub ochii noștri (nordul regiunii) și tot aici mai avem regiuni, în cari această luptă s'a terminat probabil de mult în trecut și în natură s'a stabilit din vechime un anumit sistem de echilibru, mai ales în sudul regiunii.

In vederea acestor fapte, găsesc de cuviință să fac prealabil o descriere a profilului cernoziomului tipic din regiunea Kievului.

Profilul din Lucașiovca, jud. Lipoveți, pe platou Gub. Kiev.

Orizontul A. 0—45 cm., Orizontul cu humus, gri-închis, are pretutindeni aceeași coloare; în partea arabilă (la suprafață) are o structură neclară, sau e compusă din cocoloși și praf; în partea sa inferioară structura e granuloasă. Granulele au mărimi de 1—7 mm. în diametru. Fețele, cari limitează granulele, nu sunt netede, ci când concave, când convexe, colțurile sunt rotunzite, iar muchiile nu sunt ascuțite, din care cauză și toată suprafața grăuntelui prezintă ondulațiuni; neregularitățile de pe suprafața grăuntelui, îi dau o formă multilaterală, ca și când suprafața sa ar fi săpată sau găurită. «Grăunții» mai mari, la lovire, se desfac ușor în particele mai mici, dar absolut cu aceeași formă. Diferitele diametre ale grăuntelui sunt mai mult sau mai puțin egale.

Limita inferioară a orizontului cu humus este invizibilă, adică orizontul trece pe nesimțite și treptat la orizontul următor. La o adâncime de 25 cm. începe efervescența, fără a se observà

[1]) Făcând însă cunoștință cu toată antestepa din Ucraina, am găsit tot temeiul pentru generalizarea concluziilor, obținute în regiunea Kievului și pentru a afirmà, că acelaș tablou, numai cu oarecari variațiuni, are loc pretutindeni în raionul Ucrainei. Exact la aceeași concluzie ajung și în prezent, studiind antestepa în Basarabia și Bucovina.

Institutul Geologic al României

acumulări vizibile de $CaCO_3$, cari apar numai la o adâncime de 35—40 cm. ca un fel de «mucegaiu» abundent (pseudo-micelliul). Pseudo-miceliul acesta format de Ca CO_3 adeseori învelește ca o peliță bulgării solului, concentrându-se mai ales în galerille viermilor.

Orizontul B. 45—120. cm. Orizont de tranziție în privința colorii lui de humus, se caracterizează printr'o slăbire treptată a colorii gri-închise, care mai jos dispare cu totul; astfel orizontul trece pe nesimțite în al treilea orizont. Pretutindeni «pseudo-mucegaiul» de carbonați e abundent, atât la suprafața elementelor de structură (granulilor), cât și în găurile viermilor și rădăcinilor, cari sunt aici în abundență. Orizontul este străpuns intensiv de «crotovine» (găuri și galerii de rozătoare de stepă). Structura granuloasă a orizontului superior se constată și aici, dar în jos grăunții se măresc, ajungând la mărimea unei alune, adică structura granuloasă trece treptat în structura «macro-granuloasă». Conturul acestor «grăunți» se aseamănă în general cu al celor mărunți, adică aici observăm aceeași ondulație în suprafața elementului de structură. De sus în jos, deodată cu creșterea «grăunților» are loc adeseori și o neegalitate în mărimea diferitelor diametre, din care cauză grăunții capătă o formă întrucâtva lungăreață; ca și la grăunțe, concavitățile alternează aici treptat cu convexitățile și astfel fețe netede lipsesc aici cu desăvârșire; asemenea mai lipsesc aici și muchii drepte. Aceste elemente de structură totuș pot fi comparate cu mici coloane neregulate.

Ele formează astfel împreună, o structură în coloane neregulate.

Atât grăunții cât și colonașele nu sunt tari, căci lovindu-l'e, se desfac ușor în mai multe părticele mărunte, fie sub formă de elemente rotunde, fie sub formă de elemente lungărețe, dar mult mai mici.

Orizontul C. 120—180 cm. Loess foarte mult bortelit de rozătoare (crotovine), e puțin murdărit prin pătrunderea humusului de sus prin crăpături etc. și deaceea acest orizont are o coloare cenușiu-gălbui-închisă. Pe alocurea însă petele galbene nemurdărite, cresc cu adâncime. Elementele de structură sunt lungărețe, și au o suprafață ondulată. Pseudo-mucegaiul calcaros precum și tubulețele calcaroase (vinișoare) sunt abundente.

Orizontul D. 180—200 cm. Loessul este galben-deschis și cu tuburi de carbonați (vinișoare); crotovinele sunt mai rare.

In cazul când acest cernoziom este invadat de pădure, atunci el se schimbă mai mult sau mai puțin. Această schimbare, după cum am amintit mai sus, se numește degradare, are un caracter de formare a podzolului și atinge atât însușirile chimice ale solului, cât și deosebirile lui morfologice.

In ce privește schimbările chimice (vezi cap. III), după cum se știe, esența procesului formării podzolului, constă în faptul, că dezagregarea massei solului se produce sub influența unei umidități în mediu acid, și în legătură cu aceasta, în sol se formează o serie de orizonturi și suborizonturi[1]), caracteristice acestui proces. Anume, soluțiunea acidă, descompunând materialul solului, duce din orizonturile superioare mai întâiu carbonații alcalino-pământoși, ușor solubili în aceste condiții, și apoi sesquioxizii (R_2O_3 și P_2O_5), lăsând pe loc silicea. Astfel, pe câtă vreme în profilul cernoziomului se

[1]) După terminologia rusă, prin termenul «orizont» înțeleg pretutindeni acele părți ale profilului, cari apar în evidență, mulțumită însușirilor morfologice, și cari se deosebesc astfel (morfologic) ușor unele de altele. Uneori însă, când orizontul nu e absolut egal pretutindeni din punct de vedere morfologic, deosebesc două (sau mai multe) părți, pe care le numesc «suborizonturi». Expresia «eluviu» o întrebuințez în sens obișnuit, iar «iluviu» — în sensul, întrebuințat de VISOTCHI, care l-a și introdus în literatură.

Institutul Geologic al României

observă o repartizare egală a oxizilor, în profilul solului degradat vedem o schimbare pronunțată în această repartizare, în care privință putem stabili următoarele trei caracteristice:

1. Acumularea de SiO_2; aceasta are loc în pătura superioară și se provoacă prin spălarea tuturor celorlalți oxizi din această pătură; prin aceasta cantitatea acestor din urmă oxizi se micșorează, iar procentul de silice, firește urmează să se mărească. Astfel, aici avem o acumulare eluvială de SiO_2. 2. Acumularea de oxizi și sesquioxizi R_2O_3, RO, R_2O și P_2O_5; aceasta are loc la o adâncime mai mare sau mai mică și se provoacă prin spălarea acestor oxizi în direcția de sus în jos și precipitarea lor. Astfel aici, avem o acumulare iluvială. Și înfine, 3. Acumularea de R_2O și P_2O_5 în pătura superioară; aceasta se provoacă prin acțiunea plantelor.

Această formare a orizonturilor eluviale și iluviale este însoțită de o serie de însușiri morfologice noi, cari lipsesc în cernoziom și cari fără îndoeală rezultă din noile condițiuni ale compoziției chimice ale orizonturilor din sol. Aceste însușiri morfologice sunt ușor vizibile și cercetarea lor mai deaproape ne ajută la rezolvarea chestiunii: dacă are loc degradarea solului și la recunoașterea stadiului ei. Astfel se prezintă ca un criteriu vizibil pentru clasificarea solurilor antestepei.

Caracterele morfologice ale degradării sunt următoarele: 1. Inainte de toate intensitatea colorii închise a orizontului cu humus descrește, ceeace se provoacă atât prin descompunerea humusului, cât și prin acumularea de SiO_2. 2. In legătură cu micșorarea cantității rezervelor de humus, se micșorează și puterea orizonturilor cu humus; această micșorare a puterii se observă clar nă și în primele stadii ale degradării, și mai cu seamă în orizontul de tranziție. 3. Caracterul tranzițiilor orizonturilor dela unul la altul se schimbă simțitor; în primele stadii de degradare începe a se zări o limită între orizontul «de tranziție» și orizontul de löess, așezat mai jos, și astfel tranziția nu se mai face pe nesimțite, cum se făcea la cernoziomul tipic. Apoi, pe măsură dizolvării și îndepărtării humusului, se pronunță tot mai tare și limita dintre orizontul cu humus superior (A) și orizontul de tranziție (B). 4. Carbonații se spală, se levigează din orizonturile superioare în cele inferioare la o adâncime mai mare, sau mai mică, și trecerea orizontului, lipsit de carbonați, în orizontul cu carbonați se manifestă în mod mai net sau mai puțin net, după stadiul degradării. In extremele stadii ale degradării, când avem de a face cu un sol podzolit gri-deschis, se formează un foarte pronunțat orizont de acumulare iluvială a carbonaților, care se vede foarte clar în profilul vertical: linia «efervescenței» e bine pronunțată sub orizontul brun-roșcat, superior, lipsit de carbonați. Până și forma carbonaților e diferită în cernoziom și în solurile degradate: pe când în orizontul cu carbonați al cernoziomului avem un abundent pseudo-«mucegaiu» de carbonați, în care în direcția de sus în jos apare și carbonați pulveriformi (formă microcristalină), depuși pe pereții porilor;

Institutul Geologic al României

în orizontul cu carbonați al solurilor gri-deschise podzolite avem numai carbonați pulveriformi, iar pseudo-mucegaiul lipsește. In solurile de tranziție avem, probabil, ambele forme de precipitare de carbonați una lângă alta. 5. Sesquioxizii, precipitați în procesul degradării, asemenea se spală din pătura superficială în orizonturile inferioare ale solului, unde, după cum am spus mai sus, formează un orizont iluvial. Acesta din urmă poate fi exprimat mai mult sau mai puțin clar deasemenea în raport cu stadiul degradării. Formarea orizontului iluvial al acumulării sesquioxizilor este însoțită de următoarele însușiri morfologice: a) orizontul obține o compacitate mai mare și se face cleios în urma cimentării sale cu sesquioxizi; b) orizontul capătă și o coloare brun-roșcată, mulțumită acelorași sesquioxizi; c) și înfine obține o structură prizmatică. Toate aceste însușiri sunt criterii bune pentru a recunoaște, dacă solul e degradat, fiind totodată și hotărîtoare în precizarea stadiului degradării, deoarece cu cât solul e degradat mai tare, cu atât aceste însușiri se pronunță mai intens. Apariția acestor însușiri în stadiile începătoare ale degradării se observă de obiceiu în locul, unde se întâlnește orizontul brun-roșcat cu orizontul cu carbonați, iar pe măsură, ce se intensifică degradarea și humusul se spală din orizonturile superioare, acele însușiri se extind și asupra acestor din urmă orizonturi; astfel în ultimele stadii ale degradării avem un orizont brun-roșcat de o putere mai mare sau mai mică, care este așezat direct sub orizontul gri-deschis cu humus foarte podzolit, sub el are un orizont gălbui deschis cu carbonați, și e foarte bine delimitat de ambele orizonturi. 6. Silicea, care se formează în procesul dezagregării, se depune în orizontul superficial, pe care îl face să aibă o coloare cenușie albicioasă. In cazul, când silicea se acumulează într'o cantitate mai mare, orizontul cu humus capătă o coloare gri-cenușie, pierzând cu totul structura granuloasă inerentă cernoziomului și căpătând o structură sistoasă și uneori chiar foioasă. SiO_2 se acumulează, deasemenea, și mai jos, în orizontul brun-roșcat, depunându-se acolo ca o fină presurare pe suprafața elementelor prizmatice sau nuciforme și în crăpăturile dintre ele.

Din descrierea însușirilor morfologice, făcută aici, însușiri, cari însoțesc procesul formării podzolului, vedem, că formarea orizonturilor principale, caracteristice procesului, și anume a orizontului de acumulare eluvială de silice, a orizontului de acumulare iluvială de sesquioxizi și a orizontului iluvial de carbonați, este însoțită de apariția unei colori și structuri particulare și caracteristice fiecărui orizont. In ce privește coloarea orizonturilor, în ultimele stadii de degradare profilul solului capătă cinci orizonturi, cari se deosebesc clar în colorile lor, și anume: 1. Orizontul superior cu humus, de coloare gri-deschisă; 2. Orizontul cenușiu, a cărui coloare e datorită petelor și acumulărilor de silice pulverulentă; 3. Orizontul brun-roșcat (iluviul de R_2O_3); 4. Orizontul deschis, aproape alb (iluviul carbonaților) și 5. Orizontul mai puțin deschis, galben, loesul, puțin alterat.

Institutul Geologic al României

In solurile foarte degradate, de exemplu în solurile gri-deschise podzolite, aceste cinci orizonturi se separă în mod foarte net unul de altul. Asemenea radical se deosebesc și particularitățile de structură ale fiecărui orizont. Să ne oprim puțin la aceasta din urmă.

După cum vedem, din descrierea cernoziomului, în profilul vertical al acestui sol, observăm trei tipuri de structură: a) în orizontul cu humus (A) o structură granuloasă; b)în orizontul de tranziție (B) o structură macrogranuloasă și c) în orizontul inferior (C) o structură în coloane neregulate (forma granuloasă lungăreață). La solul gri-deschis podzolit, care reprezintă un stadiu ultim de degradare, observăm în mod consecvent următoarele tipuri de structuri. In orizontul cu humus structura solului capătă o formă tipică șistoasă, fiecare lamelă desfăcându-se ușor în altele subțiri[1]) (aproximativ 0,5 mm. grosime); și în sfârșit și acestea din urmă se desfac ușor la rândul lor, în foițe foarte subțiri, cari, în bucățele mici ne amintesc de «p r i z m e l e» mărunte (vezi mai jos descrierea prizmei); dar spre deosebire de «prizma» orizonturilor brun-roșcate, ele sunt așezate orizontal, și nu vertical. Suprafața fiecărei lamele este puțin pătată, deoarece aici avem când pete albe, când pete ruginii. Aceeași structură se extinde și pe orizontul așezat sub orizontul cu humus, care e bogat în pete de silice, și din care cauză el adeseori se distinge prin coloarea sa albicioasă. Petele albe pe suprafața «lamelelor» în acest orizont sunt și mai dese, alternând cu petele ruginii, cari sunt mai rare. Lamelele acestui orizont, ca și ale orizontului cu humus, se desfac ușor în foițe, cu muchi tipice și cu fețe netede, cari ne amintesc de aceleași însușiri, pe cari le are și «prizma», dar aici ele se prezintă orizontal, și nu vertical.

In orizontul brun-roșcat al solului gri-deschis podsolit avem o structură p r i z m a t i c ă. Deosebirea acestei structuri de cea granuloasă a cernioziomului este următoarea:[2]) a) numărul total al fețelor, limitând această «prizmă», este relativ mic, și în orice caz mai mic, decât la granulele cernoziomului, care, după cum am spus mai sus, este cu multe fețe; b) fețele fiecărui element sunt plane, iar muchiile drepte; c) din cauza aceasta, suprafața prizmei nu e onduloasă, ca accea a granulelor cernoziomului, ci cu muchi pronunțate; d) fețele limitând corpul «prizmei», sunt așezate mai mult sau mai puțin regulat, ceeace dă prizmei un caracter simetric, și creiază o asemănare cu forma cristalografică a prizmei, justificând astfel întrebuințarea termenului de «prizmă»; e) prizmele au o formă lunguiață ca și colonașe'e lunguiețe ale cernozioamului din orizontul B și C, dar spre deosebire de acestea din urmă, prizma este mai compactă (fiind cimentată de coloizi) și are o suprafață lucioasă, adeseori acoperită cu pete dendritice brune-închise, cari urmează tiparurile rădăcinilor mici; f) dacă lovim «prizma», ea se desface în bucățele mai mărunte, dar de

[1]) Vezi anexa-fotografia elementelor de structură, Tabla II și III.

[2]) Vezi anexa-fotografia elementelor de structură, Tabla II și III.

Institutul Geologic al României

acelaș tip prizmatic, adică cu fețe plane, lucioase, cu muchi drepte ș. a. m. d.; g) baza «prizmei» este de obiceiu plană, iar uneori baza de jos este mai mare sau mai mică decât baza de sus, așà că «prizma» ia o formă întrucâtva piramidală.

Dimensiunile prizmelor în orizontul brun-roșcat nu sunt pretutindeni egale; în partea superioară a orizontului avem «prizme mărunte». După cum am arătat mai sus, în această parte a orizontului, adică unde orizontul brun-roșcat se întâlnește cu orizontul cu humus, observăm și o structură în formă șistoasă, precum și prizme mărunte, așezate orizontal; și în fine, în acelaș suborizont mai întâlnim și o structură «nuciformă». Aceste elemente nuciforme ale solului gri-deschis podzolit se deosebesc de macro-granulele cernoziomului prin faptul că, a) suprafața elementelor nuciforme e acoperită cu o presurare de SiO_2; b) aceste elemente au o duritate însemnată; c) au mai departe, o suprafață netedă, și nu onduloasă, ca cele ale cernoziomului [1]), și d) în sfârșit, dacă le lovim, ele se desfac în bucățele mici, cari mai totdeauna au forma și toate însușirile «prizmei».

Pentru a demonstrà aceste însușiri ale solului gri-deschis podzolit, voiu descrie un asemenea profil de sol, din Culicovca, gub. Kiev:

Orizontul A,O—20 cm. Orizontul cu humus, este sărac în humus, cenușiu-deschis și are o structură șistoasă; pe suprafața fiecărei lame se găsește o precipitațiune de pulbere de SiO_2 abundentă. Limita dintre acest orizont și orizontul următor este foarte vizibilă.

Orizontul B, 20—40 cm. Orizontul albicios de silice, are o structură nuciformă-prizmatică; e lipsit de coloarea închisă a humusului, pe alocurea se văd pătrunderi și pete din pătura cu humus superioară. Coloarea elementelor nuciforme este brună; pe suprafața elementelor se observă deasemenea pulbere de SiO_2 abundentă; dacă le lovim, ele se desfac în bucățele mici, cari ne amintesc prizmele prin faptul, că sunt lunguiețe și cu muchii ascuțite. Limita dintre acest orizont și orizontul următor, e vizibilă, dar nu prea pronunțată.

Orizontul C 40—130 cm. Orizontul brun roșcat de sesquioxizi. Este foarte cimentat și are o structură prizmatică; în suborizontul superior «prizmele» sunt mici. Când e umed, pământul devine cleios. «Prizma» are o suprafață lucioasă și e acoperită cu desene dendritice. Suborizontul inferior are «prizme» din ce în ce mai mari.

Orizontul D, 130—200 cm. Orizontul de loess cu carbonați. Galben-deschis (iluviul de carbonați). Carbonații sunt depuși în abundență pe pereții porilor. Pseudo-mucegaiul de carbonați lipsește, având pretutindeni numai tuburi de carbonați. Limita dintre acest orizont și orizontul superior lui este reprezentată prin o linie onduloasă și foarte pronunțată.

Orizontul E, peste 200 cm. Roca mumă. Loessul galben-deschis are mai puțini carbonați și se confundă cu orizontul de mai sus pe nesimțite.

Descrierea solului gri-deschis, făcută aici, caracterizează așa dar ultimul stadiu de degradare a cernoziomului de stepă. Intr'adevăr în natură se observă o serie întreagă de momente de tranziție, caracterizând, evident, tot mersul transformării cernoziomului în solul gri-deschis podzolit, și antestepa

[1]) Vezi fotografia elementelor de structură, tabla II și III.

Institutul Geologic al României

regiunei Kievului prezintă în această privință o regiune foarte elocventă. Gama tranziției treptate a cernoziomului în solul gri-deschis se poate urmări uneori și pe un teritoriu mic.

Având ocazie în timpul lucrărilor mele pe teren a întâlnì momente bine definite din această gamă[1]) a degradării, am elaborat următoarea schemă:

Primul stadiu de degradare e prezentat prin soluri, cari în esență nu se disting încă pronunțat de cernoziomurile tipice și în cari însușirile procesului de degradare abià sunt exprimate; în orice caz, în aceste soluri noi nu observăm încă orizontul brun-roșcat de acumulare a sesquioxizilor; pe de altă parte, aceste soluri nu se pot alătură la cernoziomurile tipice, deoarece ele au pierdut fără îndoeală caracterul și însușirile tipice ale cernoziomului de stepă. Mai întâiu aceasta se constată prin faptul, că ele au pierdut structura lor granuloasă tipică; grăuntele însă într'adevăr s'a păstrat, dar și-a schimbat radical aspectul lui exterior, pierzându-și luciul, și conturile sale onduloase, căpătând muchi ascuțite și lungindu-și forma sa, ceeace creează o oarecare asemănare cu «prizma». Secundo, pe suprafața grăuntelui se observă o presurare de SiO_2, lucru, care arată clar, că a început dejà procesul degradării[2]). In rândul al treilea, de obiceiu la o oarecare adâncime (mai des în pătura nearabilă) se ivește o structură șistoasă, clar vizibilă. In sfârșit, în rândul al patrulea, carbonații se levigează de obiceiu în jos, și nivelul, la care începe acest orizont în profil, este adese ori net, după tipul repartizării lor la solurile degradate.

Toate aceste însușiri nu mai permit a alătură aceste soluri la cernoziom, dar pe de altă parte, n'avem nici temeiu de a le confundà cu acele derivate degradate ale cernoziomului, cari și-au format dejà un orizont brun-roșcat. Din această cauză, le-am și deosebit într'o grupă a parte, și anume în grupa «cernoziomului degradat».

Al doilea stadiu de degradare e prezentat de acele soluri, în privința cărora avem de a face dejà cu o formare clară de orizonturi de acumulare eluvială a $Si\,O_2$, și de acumulare iluvială a $R_2\,O_3$ și a carbonaților, deși aceste orizonturi nu sunt încă tocmai bine pronunțate.

Ca un exemplu de caracterul morfologic al profilului acsetor soluri, pe cari le numim «soluri gri-închise podzolite de antestepă» poate servì următorul profil:

Groapa s'a făcut pe o pantă dulce în orașul Umani, gub. Kiev.

---

[1]) Vezi anexa: caietul de cercetări pedologice, la sfârșit.

[2]) Astfel, în aceste soluri se observă dejà orizontul de acumulare eluvială a $Si\,O^2$, pe când orizontul brun-roșcat lipsește încă. Trebuie să arătăm, că și analiza globală confirmă, că în sol poate aveà loc o acumulare de SiO_2, pe câtă vreme acumularea de R_2O_3 nu se observă încă; cu alte cuvinte în stadiul începător de degradare tocmai repartizarea $Si\,O_2$, și nu $R_2\,O_3$ ne dă un indiciu mai stabil și mai precis, cum că degradarea a început, deoarece primele precipitațiuni de $R_2\,O_3$ pot fi ușor spălate și duse în adânc prin apele de precipitațiune în apele subterane.

Institutul Geologic al României

Orizontul A, O—45 cm. Orizontul cu humus, este omogen colorat, și cu structura șistoasă. Lamelele, însă, nu sunt tocmai tari; dacă le lovim, ele se desfac, dând: a) bulgăraș de formă neregulată; b) multe elemente pulverulente și c) elemente în formă de grănule. Grănulele însă nu pot fi trecute în categoria celor din cernoziom, deoarece ele sunt lipsite de caracterul ondulos, inerent cernoziomului, nu are multe fețe, și muchiile sunt adeseori lungi, ascuțite și drepte; de altfel găsim și grănule tipice cernoziomului, mai ales în partea inferioară a orizontului. Pretutindeni ființează presurarea de SiO_2, dar nu prea în abundență. In jos dimensiunea elementelor de structură se mărește, luând un caracter granulos-nuciform. Tranziția spre orizontul următor nu este bruscă, dar totuș se stabilește ușor pe profil.

Orizontul B, 45—110 cm. Orizontul brun roșcat. Partea lui superioară (aproximativ până la o adâncime de 70 cm.) și-a păstrat încă coloarea de humus, care se vede bine alături de coloarea brun-roșcată, iar în jos dispare destul de repede. Partea inferioară e lipsită de coloarea neagră a humusului, iar coloarea brun-roșcată e mult mai intensă. Astfel, după caracterul colorilor, orizontul se împarte în două suborizonturi: suborizontul superior cu humus, și suborizontul inferior, propriu zis brun-roșcat. Aceste două suborizonturi se deosebesc unul de altul și după structură: în suborizontul cu humus elementele de structură sunt puțin mai lunguiețe, având astfel o oarecare asemănare cu «prizmele; dealtfel prizma este încă puțin cimentată, nu e tare, și se desface fie în bulgărași fără nici o formă, fie în elemente granuloase sau prizmatice. In suborizontul inferior prizma este mult mai tipică, tare, are o coloare brun-închisă, o suprafață puțin lucie și netedă, și cu muchii ascuțite. Elementele pulverulente și de bulgărași sunt foarte puține. Pretutindeni sunt în abundență găuri de rozătoare de stepă (crotovine») și de viermi. In jos suprafața «prizmei» devine mai moale și mai onduloasă, și astfel se înfăptuește tranziția spre loes.

Orizontul C, 110—200 cm. Orizontul de loes, este galben deschis, puțin roșcat și foarte bogat în carbonați. El este delimitat de orizontul superior printr'o linie onduloasă palid-deschisă (linia efervescenței). Pretutindeni sunt găuri de cărțețe și viermi, leosul este pătruns de tuburi și mucegaiuri de carbonați.

Din această descriere vedem, că solurile, pe cari le numesc «soluri gri-închise podzolite ale antestepii» posedă toate însușirile morfologice ale orizonturilor eluviale și iluviale, deși aceste însușiii nu sunt tocmai pronunțate. Dealtfel, în ce privește intensivitatea acestei pronunțări, și în deosebi în ce privește gradul pronunțării orizontului brun-roșcat, vedem, că există diferite variante, fiind diferită intensitatea acțiunii procesului degradării față de sol. Din acest punct de vedere, grupa examinată de soluri, am împărțit-o în două categorii; prima categorie este reprezentată de solul asemănător celui descris mai sus (orașul Umani). Cât privește categoria a doua, aici enumerăm solurile, într'un stadiu de degradare mai înaintat, decât cele precedente, și cari nu sunt altceva, decât o tranziție spre solurile gri-deschise. Spre deosebire de solurile din categoria întâia, constatăm aici o puternică pronunțare a orizontului brun-roșcat, compact, cleios și de o structură prizmatică evidentă. La fel și orizontul superior cu humus are o putere mai mică, decât aceea a solurilor din categoria primă, iar suborizontul cu humus al orizontului brun-roșcat este foarte mic, conține puțin humus și la o adâncime de aproximativ 60 cm. trece brusc la sub orizontul următor, adecă la suborizontul brun-roșcat și lipsit de humus. In legătură cu aceasta, simptomul cel mai caracteristic pentru

Institutul Geologic al României

solurile gri-închise podzolite este puterea orizontului brun-roșcat și a suborizonturilor sale în raport cu puterea generală a întregei părți cu humus a profilului. In prima categorie a solurilor gri-închise podzolite, suborizontul brun-roșcat are o putere foarte mică și în orice caz mult mai mică, decât suborizontul cu humus, pe când în solurile din categoria a doua, din contră, suborizontul brun-roșcat devine de o putere mai însemnată, desvoltându-se de jos în sus spre suborizontul cu humus, și zicând așà pe contul lui. Astfel puterea suborizontului brun-roșcat în raport cu puterea întregei părți cu humus a profilului este mult mai mare în solurile din categoria a doua, decât la aceea din categoria întâia. Astfel, avem un mijloc foarte bun pentru a distinge aceste două categorii ale solurilor gri-închise. Solurile din prima categorie le-am numit: soluri gri-închise puțin podzolite; iar pe cele din categoria a doua, soluri gri-închise podzolite.

Ultima verigă din seria solurilor degradate este solul gri-podzolit, descris mai sus. Modificarea cernoziomului sub acțiunea procesului degradării este aici mai puternică, decât în solul gri-închis podzolit, și în profilul vertical vedem cele cinci orizonturi, descrise mai sus, dintre cari unele sunt clare, iar altele mai puțin distinse. Aceste soluri se deosebesc de cele din grupa precedentă în mod evident, și simptomul cel mai hotărîtor în această privință este lipsa totală a colorii închise a humusului în suborizontul brun-roșcat. Ca și grupa precedentă, și această grupă se împarte în două categorii, după gradul de pronunțare a procesului degradării și în special după cantitatea de pulbere silicioasă și după numărul petelor albicioase de SiO_2. Prima categorie, pe care am numit-o: soluri gri-podzolite, are o acumulare însemnată de SiO_2, dar totuș nu într'o așà măsură, ca în profil să se distingă un orizont special alb-cenușiu. In categoria a doua, numită soluri gri-deschise podzolite, există un asemenea orizont, și dacă acesta nu e întotdeauna cu totul alb, totuș în orice caz abundența petelor albe de $Si\,O_2$ îl distinge destul de clar în profil. Asemenea și orizontul brun-roșcat e mai pronunțat în categoria a doua, atât prin coloare, cât și prin cimentarea și structura sa.

Astfel, la baza schemei mele de clasificare stă gradul de pronunțare a procesului degradării. Dintre toate însușirile, caracteristice acestui proces, și descrise mai sus putem însă indică pe acele, cari cu toată siguranța le putem considerà ca hotărîtoare și conducătoare în determinarea stadiului degradării solului, adică «acele însușiri, de cari sunt legate, cât mai adânc, cât mai bine majoritatea celorlalte însușiri» ale degradării[1]). După cum se vede din cele spuse mai sus, aceste însușiri sunt următoarele: 1. Prezența sau absența orizontului brun-roșcat; 2. Structura granuloasă completă sau distrusă în orizontul cu humus; 3. Prezența sau absența colorii închise a humusului în

[1]) NEFIODOV, Pocivovedenie, 1908, 4.

Institutul Geologic al României

orizontul brun-roșcat; și 4. Prezența sau absența orizontului alb de acumulare de SiO_2.

Plecând dela acest punct de vedere, grupăm astfel solurile de antestepă [1]):

1. Cernoziomul (diferite variante după cantitatea de humus și compoziția mecanică) [2]).

2. Cernoziomul degradat, adică cernoziomul, în care structura granuloasă este dejà distrusă de procesul degradării; pe pereții elementelor de structură se observă o slabă presurare de $Si\,O_2$, ș. a. m. d.; nu se observă însă orizonturile de acumulare iluvială de $R_2\,O_3$ și $Ca\,CO_3$, sau se observă foarte slab.

3. Solul gri-închis slab podzolit [3]) Orizontul brun-roșcat de acumulare de $R_2\,O_3$ și orizontul galben deschis de carbonați sunt clar pronunțate. Puterea orizontului brun-roșcat este neînsemnată; suborizontul său superior este colorat prin humus.

4. Solul gri-închis podzolit. Insușirile grupei precedente sunt mai vădit pronunțate. Puterea suborizontului brun-roșcat este însemnată.

5. Solul gri podzolit. Insușirile morfologice ale orizonturilor eluviale și iluviale sunt extrem de pronunțate; coloarea închisă de humus lipsește în orizontul brun-roșcat.

6. Solul gri-deschis podzolit [4]). Insușirile grupei a V-a sunt pronunțate și mai vădit; în orizontul podzolit se observă pete abundente de acumulare de $Si\,O_2$. Orizontul este chiar peste tot albicios.

Clasificând solurile antestepei a Kievului după principiul arătat, schema de clasificare are următoarea alcătuire. (Tabela 1).

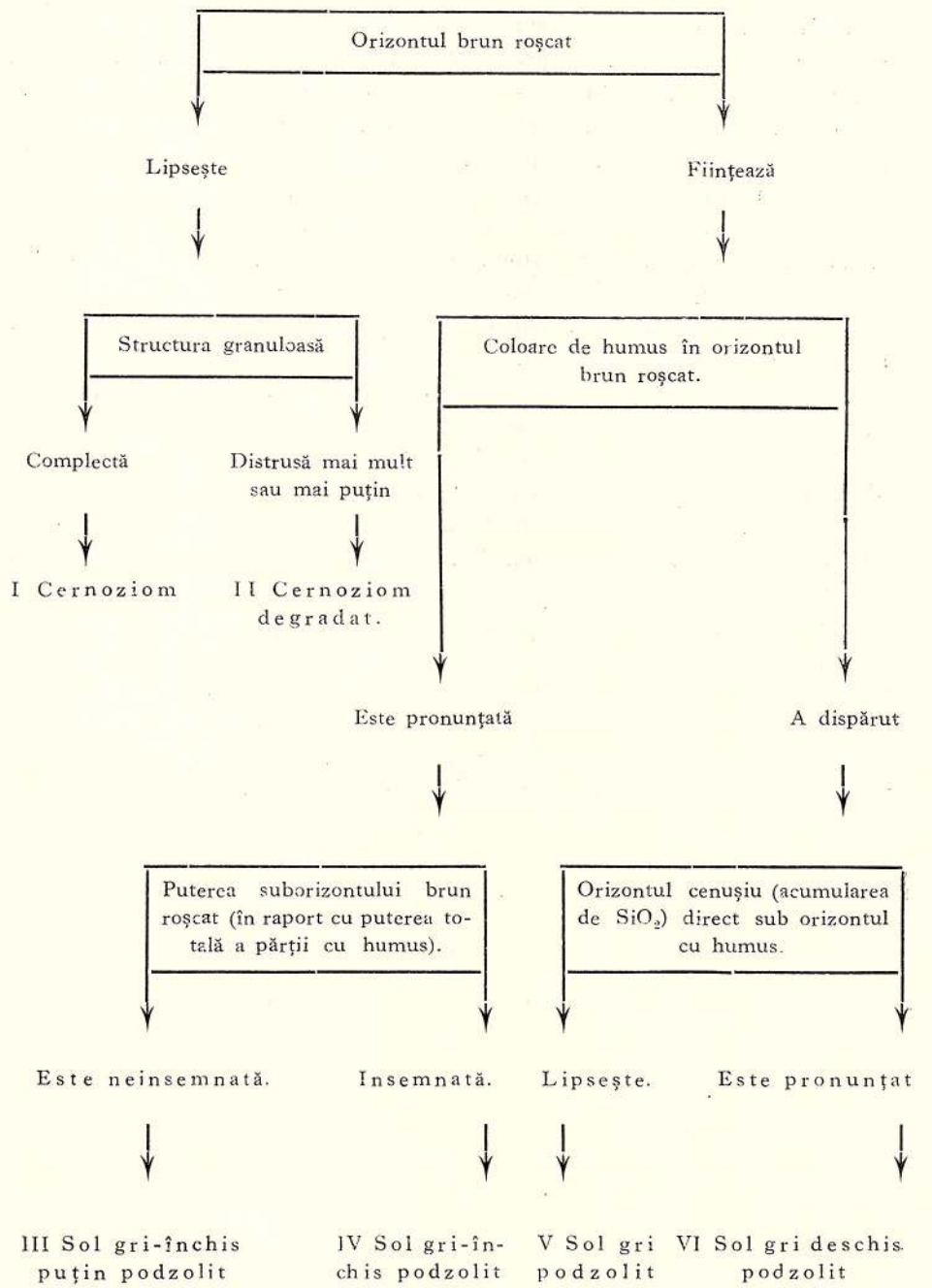
---

[1]) Vezi planșa în colori Tabla I.
[2]) Vezi profilul no. 56 în Tabla I. în colori.
[3]) Vezi profilul no. 77 din Tabla I. în colori.
[4]) Vezi profilul no. 76 din Tabla I.

Institutul Geologic al României

TABELA No. 1

SCHEMA DE CLASIFICARE A SOLURILOR DIN REGIUNEA ANTESTEPII



Institutul Geologic al României

CAPITOLUL III.

CHIMIA PROCESULUI DEGRADĂRII

1. Observațiunile generale pe teren au arătat, că schema aceasta orientează foarte bine pe cercetător în lucrările pe teren. Pe de altă parte, am făcut o serie de analize globale ale păturilor solurilor în diferite stadii de degradare, cu scopul de a verificà schema de clasificare arătată și din punct de vedere chimic. Aceste analize au stabilit precis, că procesul degradării, care creează în cernoziom modificările morfologice, descrise mai sus, mai provoacă și schimbări chimice tot așà de esențiale. Aceste schimbări, după cum am mai amintit, au ca rezultat la urma urmei, o schimbare radicală în repartizarea compușilor chimici în profilul solului, provocând neomogenitate în compoziția diferitelor orizonturi ale profilului și formând acumulări de feluriți compuși în diferitele orizonturi ale solului. E de remarcat, că diferitele stadii morfologice de degradare corespund în total și gradului acumulării acestor compuși și astfel în privința repartizării sărurilor în profilul solului avem aceeaș gamă de tranziție dela cernoziom la solurile gri-deschise podzolite, pe care am stabilit-o și în privința morfologiei solului.

Expunerea amănunțită a tuturor datelor analitice, obținute în laboratorul meu de pe lângă catedra agronomică a Universității din Kiev și publicate în «Materiaux des recherches pédologiques dans le district du guv. Kiev» nu intră în scopul acestei lucrări, și deaceea mă voiu mărgini numai la expunerea câtorva date din analizele globale ale orizonturilor dela două profiluri de soluri din guv. Kiev, și anume pentru cernoziom (comuna Uzin) și pentru un derivat foarte degradat al cernoziomului, adică pentru solul gri-deschis podzolit (comuna Cocergințì), spre a demonstrà diferența dintre tipurile extreme (vezi tabela No. 2 și cifrele din tabela 7, anexe).

Institutul Geologic al României

TABELA No. 2

DATELE ANALIZELOR GLOBALE ALE PROFILELOR DE SOLURI

I ANALIZA GLOBALĂ A CERNOZIOMULUI.

A. Diagrama analizei globale a unui profil de c e r n o z i o m pe loess. Comuna Uzin. Guv. Kiev; probe dela adâncimile: 0, 50, 140, 220, 380 cm. Analizele se referă la 100 părţi sol lipsit de humus şi carbonaţi, uscat la 105° C.

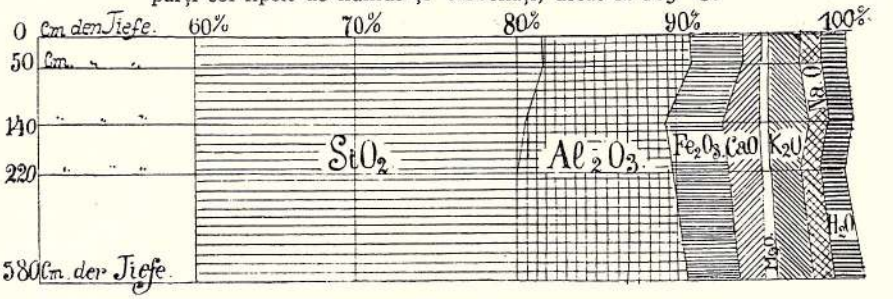
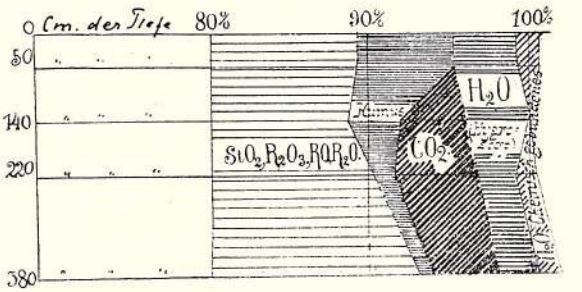


Fig. 1

Fig. 2

B. Diagrama aceloraş analize, socotite pentru solul uscat la temperatura laboratorului, împreună cu humusul şi carbonaţii.



II ANALIZA GLOBALĂ A SOLULUI GRI-DESCHIS PODZOLIT.

A. Diagrama analizei globale a solului gri-deschis podzolit pe loess. Comuna Cocei-ginţi, guv. Kiev. Probe dela adâncimile: 0, 15, 30, 150, 200, 225, 280 cm. Analizele s'au socotit la 100 părţi sol lipsit de humus şi carbonaţi, uscat la 105°C.

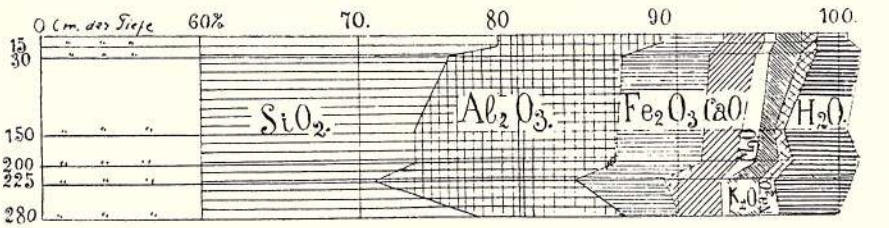
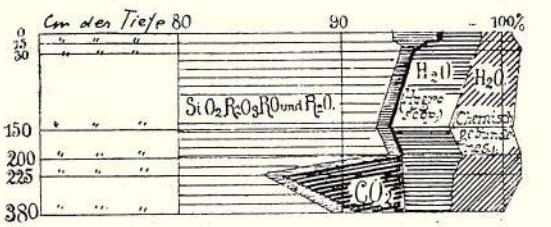


Fig. 3

Fig. 4

B. Diagrama aceloraş analize socotite pentru solul uscat la temperatura laboratorului, împreună cu humusul şi carbonaţii.



Institutul Geologic al României

Schimbarea treptată în compoziția chimică[1]) a profilului în funcțiune de intensitatea degradării se vede foarte bine în tabela No. 3, unde dăm totalizarea cifrelor rezultate din analiza a 11 profiluri de soluri, cari se găsesc în diferite stadii de degradare din gub. Kiev (analizele sunt publicate deja în lucrarea menționată). Această tabelă arată pentru fiecare tip de sol numai d i f e r e n ț a dintre conținutul m a x i m a l ale fiecăruia din oxizi în profil

TABELA No. 3

ACUMULAREA OXIZILOR ÎN PROCESUL DEGRADĂREI [2])	Cernoziom (media pentru două profile)	Cernoziom degradat (media pentru două profile)	Sol gri-închis podzolit (media pentru patru profile)	Sol gri deschis podzolit (media pentru trei profile)
Acumularea eluvială de SiO_2 în orizontul superior al profilului	0.90	2.19	3.67	5.91
Acumularea iluvială de Al_2O_3 în orizonturile inferioare ale profilului	0.92	1.25	1.53	2.46
Acumularea iluvială de Fe_2O_3 în orizonturile inferioare ale profilului	0.48	0.51	0.73	1.31
Acumularea iluvială de Ca O în orizonturile inferioare ale profilului	0.80	1.20	1.09	1.00
Acumularea iluvială de Mg O în orizonturile inferioare ale profilului	0.20	—	0.10	0.20
Acumularea iluvială de K_2O în orizonturile inferioare ale profilului	0.08	—	0.28	0.28
Acumularea iluvială de Na_2O în orizonturile inferioare ale profilului	0.12	0.06	0.15	0.28
Acumularea iluvială de P_2O_5 în orizonturile inferioare ale profilului	0.01	—	0.01	0.03
Acumularea veget. de K_2O în orizontul super.	0.02	0.28	0 20	—
Acumularea veget. de Na_2O în orizontul super.	0.05	0.05	0.02	—
Acumularea veget de P_2O_5 în orizontul super.	0.04	0.03	0.03	0.03

și conținutul lui m i n i m a l, cu alte cuvinte tabela arată proporția acumulării diferiților oxizi în profil în diferitele stadii de degradare.

[1]) Dèjà amintită; vezi pag. 10.

[2]) Cifrele arată diferența între cantitatea maximă și cea minimă a fiecăruia din oxizii considerați la un același tip de sol dela 11 analize de soluri în diferite stadii de degradare.

Institutul Geologic al României

Comparând diferitele tipuri de oxizi, vedem ușor din această tabelă, că mai caracteristice pentru procesul degradării sunt datele pentru SiO_2; proporția acumulării eluviale a acestui oxid crește absolut regulat dela cernoziom spre solurile gri-deschise, deosebindu-se clar diferitele stadii de degradare. Tabloul acumulării Al_2O_3 nu mai manifestă aceeaș regularitate; și înfine se observă o și mai mică concordanță între stadiile de degradare ale solului și acumularea de Fe_2O_3. Toate acestele înțelegem bine, dacă luăm în considerare că s o l a Si O_2, având o foarte mică rezistență, se precipită chiar în locul formării sale, fără a se mai transportà aproape deloc în adâncime prin apele solului. S o l e l e de R_2O_3, însă, sunt relativ mai persistente în zonele noastre climaterice și fiind transportate de apele de infiltrare, pot ajunge ușor în apele subterane, și sunt scoase astfel din sfera formării lor. Aceasta din urmă e mai ales just în privința Fe_2O_3, a cărui soartă poate fi din această cauză foarte variată, fiind supus influenții diferiților factori, ca apelor de precipitare, reliefului terenului, compoziției mecanice a pământului, etc. Astfel nu e de mirare, dacă și proporția acumulării Fe_2O_3 poate varià foarte mult, chiar când solurile au aceleași stadiu de degradare, și deaceea adeseori nu vedem o concordanță deplină între Fe_2O_3 și SiO_2, care, după cum am spus, e ferit mai mult de alte influențe.

Comparând totalizarea datelor analizei globale, date ce le-am obținut în laborator, cu stadiile de degradare, stabilite de mine pe baza însușirilor morfologice, putem da acestor stadii următoarea caracteristică chimică:

Stadiul I: In legătură cu creșterea umidității se începe și o disolvare intensivă a carbonaților, cari sunt duși de apă în jos; humusul se descompune; din silicați sunt puși în libertate hidrații de Fe, Al, etc.; în orizonturile superficiale se precipită coloidele de SiO_2, iar R_2O_3 sunt scoși din aceste orizonturi; hidrații de R_2O_3 se levigează din orizontul superior și în parte se precipită în orizonturile inferioare; această precipitare producându-se mai ales în orizontul cu carbonați. Proporția acumulării de SiO_2 și R_2O_3 nu e mare. In legătură cu faptul, că în orizonturile inferioare se acumulează coloidele cu multă apă constituțională, în aceste orizonturi se provoacă și o acumulare de apă chimic legată.

In ce privește K_2O și P_2O_5, la solurile din acest stadiu se observă o acumulare a lor în orizontul superficial ca o urmare a acțiunei selective a vieții vegetale. Procesul antagonist de levigare nu este atât de intens, încât să poată creà prin iluvionare o acumulare destul de sensibilă în orizonturi inferioare.

Na_2O formează de obiceiu o acumulare iluvială. Conținutul general a humusului în orizontul superficial scade; iar orizontul de iluviu de carbonați se lasă tot mai jos. După terminologia mea, acest stadiu corespunde «c e r n o z i o m u r i l o r d e g r a d a t e», adică unor astfel de soluri, cari în procesul degradării, n'au apucat încă să formeze orizontul brun-roșcat.

Institutul Geologic al României

Stadiul II: Odată cu mărirea acumulării de silice în orizontul superficial, se produce și o acumulare însemnată de R_2O_3. Această acumulare, are lor de preferință aproape exclusiv în orizontul cu carbonați, pe când orizontul brun-roșcat (lipsit de carbonați), care se formează dejà în acest stadiu, arată numai o slabă acumulare de R_2O_3. Acumularea superficială (vegetală) de K_2O e adeseori distrusă din cauza spălării și transportării acestui oxid în orizonturile inferioare, unde se formează un slab orizont iluvial. Aproape totdeauna se formează și un iluviu de Na_2O, a cărui proporție este de obiceiu mai mare, decât în stadiul precedent. Insfârșit, P_2O_5, fiind acumulat la suprafață, formează uneori și o acumulare iluvială, dar nu totdeauna. Paralel cu reducerea generală a cantității de humus în orizontul superficial, și cu lăsarea în jos a iluviului de carbonați, se produce o schimbare în repartizarea acestor substanțe în păturile solului și anume: a) Cantitatea de humus descrește foarte repede dela suprafață spre adânc; b) trecerea dela orizontul lipsit de carbonați, la orizontul cu carbonați e bruscă, adică orizontul cu carbonați începe deodată printr'o acumulare însemnată de carbonați. In schema mea de clasificare acest stadiu corespunde solurilor gri-închise podzolite.

Stadiul III: Precipitarea sesquioxizilor se observă nu numai în cuprinsul orizontului cu carbonați, ci și în orizontul superior, care devine brun roșcat, și în care sesquioxizii ajung la o acumulare chiar mai mare, decât în orizontul cu carbonați. Proporția generală de acumulare a R_2O_3 e în total mai mare, decât în stadiul precedent. Și mai mare este diferența dintre aceste stadii în privința SiO_2: proporția acumulării de silice în orizontul superficial se exprimă în cifre dela 5—7% în solurile gri-deschise, pe când în cele gri-închise, această acumulare de SiO_2 ajunge numai la o cantitate de 3—4%. In ce privește K_2O, acumularea superficială prin vegetație lipsește în acest stadiu cu desăvârșire, cedând locul său acumulării iluviale, iar acumularea iluvială de Na_2O ajunge aici la proporții și mai însemnate, decât în stadiul precedent. P_2O_5 în majoritatea cazurilor formează paralel cu acumularea superficială (vegetală) și o acumulare iluvială, destul de bine pronunțată. Infine, în acest stadiu scade simțitor conținutul în humus. De obiceiu orizontul iluvial al carbonaților este intensificat și scoborît la adâncime mai mare; tot de o dată scăderea humusului de sus în jos se produce și mai repede, decât la solurile din stadiul precedent, iar trecerea dela orizontul lipsit de carbonați la cel cu carbonați devine și mai bruscă. Acest stadiu corespunde în schema mea solurilor gri și gri-deschise podzolite.

* * *

2. Procesul formării orizonturilor de acumularea oxizilor și mai cu seamă a SiO_2 și R_2O_3 e extrem de interesant. Cu regret în această privință multe laturi ale chestiei rămân neclare. Astfel, de ce, și în ce condițiuni se precipită

Institutul Geologic al României

oxizii? Aici avem de aface cu un proces pur chimic, sau cu un proces de transportarea materiei în stare coloidală? Care este rolul materiei organice în acest proces? Toate aceste chestiuni (dar numărul lor mai poate fi mult mărit) aşteaptă cercetările respective.

Găsesc totuş de cuviinţă să fac aici oarecari observaţiuni cu privire la aceste chestiuni, bazându-mă pe datele analitice, obţinute de mine.

După cum reese din aceste date, soluţiile de SiO_2 şi R_2O_3, cari se formează în procesul distrugerii silicaţilor, au diferită soartă. Coagularea solei de SiO_2 are loc chiar în orizonturile superficiale[1]), adică chiar în locul formării acestei soluţii. Invers solele de R_2O_3, sunt mai rezistente şi reuşesc a se scurge în jos, şi numai la oarecare adâncime coagulează.

Şi atunci se naşte întrebarea: cari sunt împrejurările, care condiţionează această coagulare?

Ne având la dispoziţie datele suficiente pentru rezolvirea definitivă a acestei chestiuni, găsesc de cuviinţă totuş să atrag atenţia asupra următoarelor fapte. Coagularea coloidelor R_2O_3 în regiunea, cercetată de mine, stă de obiceiu în legătură cu două cauze: 1. Intâlnirea soluţiilor conţinând R_2O_3 cu orizontul cu carbonaţi şi 2. Intâlnirea aceloraşi soluţii cu un orizont impermeabil, sau în orice caz cu orizonturi, care îngreuează filtrarea soluţiilor

Să ne opriim asupra primului moment.

Examinând datele analitice, privitoare la analiza globală a orizonturilor, se poate constată, că există o diferenţă mare între solurile aparţinând la diferite stadii de degradare, în ce priveşte procesul acumulării R_2O_3. In tabela 4 arăt rezultatele analizei a 9 profile, determinând mărimea acumulării Al_2O_3 şi Fe_2O_3 în diferitele orizonturi ale solurilor din diferitele stadii de degradare. Mărimea aceasta o determin prin aceea metoadă, pe care am aplicat-o şi pentru tabela 3, şi anume, am stabilit diferenţa între cantitatea oxidului în orizontul cu humus şi orizontul mai jos aşezat (brun-roşcat, sau în cel cu carbonaţi). După cum reese din tabela acumularea Al_2O_3 în stadiile de degradare începătoare, adică în cernoziomul degradat, are loc exclusiv în orizontul cu carbonaţi, pe când orizontul aşezat mai sus, nu arată deloc acumularea acestui oxid. Stadiul următor de degradare, adică stadiul formării solurilor gri-închise, puţin podzolite, şi gri-închise podzolite, arată oarecare acumulare de Al_2O_3 nu numai în orizontul cu carbonaţi, ci şi în orizontul, aşezat deasupra lui, adică în orizontul brun-roşcat. Acumularea în orizontul brun-roşcat, însă, nu are loc totdeauna (din 4 profile analizate s'a constatat numai în două profile) şi afară deaceea, e puţin pronunţată, şi în orice caz mai puţin, decât în orizontul cu carbonaţi, unde o constatăm t o t d e a u n a şi unde acumu-

[1]) Mulţumită faptului, că in condiţiile solurilor podzolite «reacţiunea acidă a soluţiei solului e foarte pronunţată şi şi electroliţii, cari se află în această soluţie sunt în cantitate suficientă pentru coagulare repede a s o l e i SiO_2». (vezi Hedroitz, Jurnalul (rus) de agronomie experimentală, 1 1908).

Institutul Geologic al României

TABELA No. 4

PROPORȚIA ACUMULĂRII R_2O_3 ÎN DIFERITELE STADII DE

	Datele pentru					
	Cernoziom degradat	Sol gri-închis podzolit				
PUNCTELE CERCETATE / ORIZONTURILE	Comuna Drabovo	Comuna Dobrovodi	Orașul Uman	Comuna Pomoinic	Comuna Kișcinți	Comuna Trostinca
Acumularea (sau scăderea) în orizontul de tranziție și lipsit de carbonați al cernoziomului degradat, sau în orizontul brun-roșcat și lipsit de carbonați al solurilor din diferitele stadii de degradare	—0.34	—0.54	+ 0.42	—0.19	—0.84	+ 0.49
Acumularea în orizontul cu carbonați	+1.74	+ 1.0	+ 2.18	+ 1.45	+ 1.21	+ 0.41

*) Semnul + înseamnă că cantitatea de oxid este crescută în orizontul respectiv în

Institutul Geologic al României

ORIZONTURI ALE SOLURILOR DIN DIFERITELE DEGRADARE*)

Al_2O_3			Datele pentru Fe_2O_3								
Sol gri-deschis podzolit			Cernoziom degradat		Sol gri-închis podzolit				Sol gri-deschis podzolit		
Comuna Vepric	Comuna M. Greblea	Comuna Cocerjinți	Comuna Drabovo	Comuna Dobrovodi	Orașul Uman	Comuna Pomoinic	Comuna Kișcinți	Comuna Trostinca	Comuna Vepric	Comuna M. Greblea	Comuna Cocerjinți
-1.84(?)	+ 3.28	+ 2.55	+ 0.57	+ 0.36	— 0.22	+ 0.18	+ 0.11	+ 0.04	+ 0.39	+ 0.76	+ 1.41
+ 1.53	+ 2.13	+ 1.92	+ 0.33	+ 0.48	+ 0.37	+ 0.61	+ 1.55	+ 0.12	+ 1.77	+ 0.10	+ 1.49

comparație cu orizontul cu humus. Semnul — înseamnă micșorarea cantității de oxid.

Institutul Geologic al României

larea aceasta e extrem de bine pronunțată. In fine ultimul stadiu de degradare, manifestă o acumulare de Al_2O_3 atât în orizontul cu carbonați, cât și în orizontul brun-roșcat, fiind aceasta acumulare și mai bine pronunțată în orizontul brun-roșcat, decât în orizontul cu carbonați. Acelaș tablou[1]) avem și în repartizarea Fe_2O_3, adică și acì avem adese ori în stadiile începătoare de degradare acumularea Fe_2O_3 cu preferință în orizontul cu carbonați, și numai în solurile gri, și gri-deschise podzolite constatăm o acumulare de Fe_2O_3 pretutindeni nu numai în orizontul cu carbonați, ci și în orizontul brun-roșcat.

Trecem la al doilea moment, mai sus menționat, care joacă un rol mare în acumularea sesquioxizilor, adică la rolul orizonturilor impermeabile, la cari ajung soluțiile de sol, scurgându-se dela suprafață. In această privință țin să atrag atenția, că în regiunea, cercetată de mine, au loc următoarele fapte: a) In profilul loessului se observă totdeauna, la o oarecare adâncime, o pătură de loess închis, așà numit loess cu humus (sol îngropat). De obiceiu deasupra acestei pături, care totdeauna este mai compactă, decât loessul galben, observăm o cimentare a rocei, și o coloare roșie, care e provocată aici prin acumularea de R_2O_3, după cum s'a constatat chiar și prin analize; b) In cazul, când solul îngropat e așezat aproape de suprafață, acumularea de R_2O_3 în orizontul brun-roșcat în solurile degradate (solurile gri-deschise) ajunge la o mărime extrem de mare, ceeace n'are loc în cazul, când solul îngropat e mult mai depărtat de orizontul brun-roșcat, cu alte cuvinte, solul îngropat forțează mult acumularea de R_2O_3, provocată de procesul degradării[2]) c) In loessurile nisipoase și prin urmare permeabile, acumularea de R_2O_3, provocată de procesul degradării, e pronunțată de obiceiu mai slab, decât în loessurile argiloase.

Bazându-ne pe aceste fapte, putem zice, că ele ne sugerează întrucâtva

[1]) Excepțiile aici însă sunt mai dese, după cum se vede din tabelă. Explicația acestui fapt am dat-o mai sus.

[2]) Nordul Basarabiei cu două etaje de loess, ne dă mai multe exemple de acest fenomen. In această regiune observăm pretutindeni în profilul loessului două etaje, despărțite prin solul îngropat. De obiceiu, solul fosil se găsește la o adâncime de aprox. 2 metri, și astfel etajul de loess superior e mic. Fiind așezat aproape de suprafață, solul fosil, care e totdeauna mult mai cimentat și prin urmare și mai impermeabil, decât loessul normal, poate provocà o zăcătură de apă atmosferică, iar orizonturile de loess așezate mai sus, devin astfel mlăștinoase, cimentate, și hleioase; și dacă în aceste orizonturi se desvoltă totodată și procesul degradării, care provoacă eliberarea sesquioxizelor din orizonturile superioare și depunerea lor în orizonturile inferioare, aceste din urmă se cimentează într'o măsură extrem de mare, în urma acțiunii ambelor procese (procesul degradării și procesul formării hleiului prin inundare), fiecare din ele acționând în aceeaș direcție. Astfel loessul, care este așezat sub orizontul brun-roșcat al solului și deasupra solului fosil, capătă un habitus specific, o structură deosebită, o cimentare și o compacitate extraordinară, pierzând cu totul caracterele loessului normal. Și numai o cercetare a orizonturilor inferioare ne dă posibilitate, să înțelegem starea reală de lucruri, și să stabilim, că aici avem de a face tot cu loess, dar modificat sub influența unor anumite procese.

Institutul Geologic al României

următoarea schemă în rezolvirea chestiunii, privitoare la cauzele coagulării de R_2O_3: solele de R_2O_3, cari apar în procesul degradării, se scurg mai mult sau mai puțin fără greutate în jos, până ce dau de orizontul, bogat în carbonați, unde, sub influența acțiunii carbonaților, se produce coagularea lor. Această soartă o au numai primele porțiuni de R_2O_3, cu alte cuvinte, acest tablou se observă numai în primele stadii ale degradării, adică când se formează cernoziomul degradat și solul gri-închis. Pe măsură însă, ce sequioxizii se acumulează în orizontul cu carbonați, acești oxizi provoacă o oarecare cimentare a orizontului, într'adevăr puțin pronunțată, mulțumită prezenței carbonaților, dar totuș ea există. Această împrejurare face, ca filtrarea următoare a soluțiilor să devină anevoioasă, și prin urmare deasupra orizontului cu carbonați începe a se formà o mică pătură de acumulare a R_2O_3. Indată însă, ce s'a format această pătură, desvoltarea ulterioară a procesului de acumulare a R_2O_3 de jos în sus e asigurată, deoarece această pătură nu numai că e bogată în R_2O_3, dar e și lipsită de carbonați, și astfel chiar cantități neînsemnate de R_2O_3 o pot cimentà destul de tare, creându-se prin urmare o piedecă mare în scurgerea soluțiilor. Astfel soluțiile, conținând sole de R_2O_3, filtrându-se prin orizonturile superioare ale solului, când ajung la pătura menționată, se opresc aici în mod mecanic, sesquioxizii se precipită, se depun, și zona depunerii crește mereu de jos în sus, puterea orizontului brun-roșcat se tot mărește, cimentarea lui și structura prizmatică crește treptat, și solul capătă în sfârșit habitusul tipic al solului gri-deschis podzolit.

E evident, că considerațiunile expuse prezintă numai o schemă, o presupunere, care mai cere o cercetare amănunțită și mai cu seamă o analiză experimentală. Dealtfel, materialul, obținut de mine, e destul de bine concordat și prezintă un temeiu destul de puternic în concluziile, ce le-am expus. Iată de ce găsesc, că e foarte interesant să comparăm aceste presupuneri cu schema formării în sol a coloidelor de R_2O_3, care a fost propusă de K. K. Cedroitz[1]).

Analizând chestia cauzelor, cari pot provocà coagularea Fe_2O_3 în solurile podzolite, Gedroitz arată și el următoarele cauze: 1. Pătrunderea solelor Fe_2O_3 până la straturile, mai bogate în electrolite; 2. Pătrunderea solelor până la apele subterane, cari conțin electrolite și sunt bogate în materie organice disolvată în mod coloidal și 3. Pătrunderea solelor până la pătură mai compactă, fiindcă «o astfel de pătură poate la urma urmelor să devină impermeabilă pentru sole, aceste din urmă oprindu-se aici și acumulându-se». Analizând apoi procesele în sărăturile și solurile semipustiei, autorul indică, că factorul, care provoacă coagularea coloidelor anorganice, este pătrunderea soluțiilor până la stratul bogat în $CaCO_3$, fiindcă «materia organică, precipitată prin acțiunea carbonaților, nu mai apără coloidele anorganice de acțiunea

1) Jurnalul de agronomie experimentală rus (1908).

Institutul Geologic al României

electrolitelor și din această cauză în acest strat începe a se formă gela, iar pe măsură, ce părticelele de coloide se depun, filtrarea soluțiilor va devenì anevoioasă, particulele de sole se vor oprì în mod mecanic; așadar, treptat, deasupra păturii, care conține $CaCO_3$, se va formă o pătură dură, cimentată de materia coloidală organică și anorganică».

Așadar, aplicând aceste considerațiuni și în privința solurilor din antestepă, putem aduce următoarea asemănare în privința procesului depunerii coloidelor: orizontul cu carbonați, în care se concentrează totdeauna (în regiunea de antestepă) precipitarea coloidelor de R_2O_3 în stadiile începătoare de degradare[1]), provoacă această precipitare nu numai din cauza, că îmbogățește soluțiile cu electrolite, favorizând astfel precipitarea, ci și din cauză, că în urma precipitării materiei organice (sub acțiunea carbonaților), rolul de apărător al acesteia din urmă dispare, și acțiunea electrolitelor se mărește; iar pe măsură, ce se depun coloidele în orizontul cu carbonați, filtrarea soluțiilor devine anevoioasă, părticelele de solă se vor oprì în mod mecanic și astfel, deasupra păturii cu carbonați se va formă orizontul brun-roșcat, dens, prizmatic, foarte îmbogățit în R_2O_3, adică aici vom aveà ultimul stadiu de degradare, sau formarea solurilor gri-deschise podzolite.

Aplicând această explicație, admitem astfel, că și în condițiunile solurilor podzolie, cu reacția lor acidă, coloidele organice pot jucà un rol de apărător față de solele anorganice, și că materia organică coloidală împiedecă prin urmare coagularea coloidelor de R_2O_3. Atunci e evident, că prezența în sol a carbonatului de calciu, care împiedecă formarea acizilor humici liberi, provoacă astfel coagularea coloidelor de Al și Fe.

Asemenea, prof. C. Glinca, analizând condițiunile formării orizontului brun-roșcat, observă, că condițiile acestei formări sunt următoarele: 1. Participarea formațiunii forestiere și 2. Prezența rocei mume, care conține carbonați. Formațiunea forestieră, după autor, creează soluțiuni acide în sol, iar carbonatul de calciu contribue la neutralizarea acestor soluțiuni și totodată la precipitarea Fe_2O_3. Experimentele, făcute de autor, au arătat, că la locul de contact al soluției de clorură ferică cu loessul bogat în carbonați, se formează o mică pătură, brun-roșcată, mulțumită precipitării de Fe. In aceste experimente se mai observă totodată, că pe măsura formării păturii brun-roșcate, scurgerea soluției de fier se face tot mai încet, cu alte cuvinte hidratul coloidal de fier precipitându-se, a mărit foarte mult impermeabilitatea loessului. Am arătat mai sus, că această are loc și în natură, și că coloidele de R_2O_3, precipitându-se în stadiile începătoare ale degradării în orizontul cu carbonați, provoacă pe urmă, (în stadiile ulterioare) concentrarea acestor coloide în orizonturile, așezate deasupra orizontului cu carbonați.

[1]) Adică, când se formează cernoziomul degradat și solul gri-închis podzolit.

Institutul Geologic al României

Rezultate asemănătoare a obținut și Aarnio [1]), care a arătat, că soluția de $Ca\,CO_3$ influențează foarte mult precipitarea solelor de $R_2\,O_3$.

Propunând o astfel de explicație a procesului formării orizonturilor de degradație, subliniez totodată, că această explicație nu exclude posibilitatea influenței și a altor factori. Așà, e incontestabil, că procesele reducerii compușilor de Al și Fe sub influența stagnării intermitente și apoi procesele oxidării, cari urmează după această stagnare din cauza pătrunderii aerului în sol, joacă un rol mare în transportarea și precipitarea $R_2\,O_3$. Asemenea e incontestabil și faptul, că sistemul de rădăcini influențează și el mult acest fenomen, fiindcă rădăcinile «lasă canale verticale și orizontale pe pereții elementelor de structură» [2]); apa, infliltrându-se, se absoarbe de rădăcini, iar sărurile, disolvate în apă, se precipită, se depun în sol și subsol, dând loc astfel uneori la formare de dentride și pete colorate, pe cari adeseori le observăm pe suprafața elementelor prizmatice.

* * *

3. Asemenea foarte interesantă devine și chestia soartei h u m u s u l u i în procesul degradării. Mai sus am arătat, că cantitatea de humus în sol sub influența acestui proces se micșorează. In aceasta privință țin să adaug următoarele:

Cantitatea humusului în sol depinde în genere de desvoltarea și relațiile reciproce ale următoarelor două procese: acela al creșterii humusului și acela al scăderii sale. De fapt, în fiecare sol se produc necontenit amândouă procesele, adică pe de o parte se distruge în mod permanent humus, pe de altă parte se formează noi cantități de această substanță. In solul format definitiv însă, aceasta nu influențează asupra cantității totale a humusului, cantitate care rămâne totdeauna neschimbată, deoarece proporția creșterii necontenite a humusului în aceste soluri e egală cu proporția scăderii lui. In aceste soluri se creează o condițiune pentru menținerea echilibrului, ceeace putem exprimà prin următoarea ecuațiune [3]).

$$M - A + A = M.$$

adică o anumită cantitate de humus M, pierzând mereu o parte A, și dobândind o asemenea parte A, rămâne totdeauna aceeaș. Acelaș lucru se produce și în cernoziom. Invazia pădurii în ecrnoziom, însă, distruge radical acest echilibru, provocând la urma urmei o scădere definitivă a humusului în sol. La această scădere contribue o serie de schimbări atât în procesul acumulării humusului, cât și în procesul distrugerii sale; scăderea e foarte intensivă, întrucât și acumularea humusului se micșorează și distrugerea lui se intensifică. Să încercăm să explicăm acest fapt.

[1]) Pedologie (jurn. rus), 1915, no. 2—3.

[2]) Prof. NABOCHIH, lucrarea menționată.

[3]) Vezi SIBIRȚEV, Pocivovedenie, (manual).

Institutul Geologic al României

După cum știm, una din cauzele slabei descompuneri a humusului și a marei sale cantități în cernoziom e insuficiența relativă a umidității. Pădurea, menținând asupra solului o umiditate constantă și mai mare, facilitează descompunerea humusului vechi și acumulat timp de veacuri în cernoziom, atunci când cernoziomul este invadat de pădure. Descompunerea humusului (A în formula de mai sus), se mărește astfel în legătură cu acest factor.

Apoi știm, că în condițiile de formațiuni forestiere humusul se preface în forme ușor solubile. In legătură cu aceasta se produce deasemenea o scădere energică în cantitatea de humus, ce există, fiindcă humusul, devenit solubil, este dus în păturile subterane ori în apele freatice. Prin urmare, aici avem o altă cauză, care contribue la micșorarea cantității humusului (A în schema noastră).

Să vedem acuma, ce se întâmplă cu procesele formării de noi cantități de humus în condițiile determinate de năvălirea pădurii în stepa cu cernoziom. In pădure ca și în stepa ierboasă se produce necontenit material pentru humus. Insă sub vegetația ierboasă grație umidității slabe, bazele alcaline sunt necontenit prezente în orizontul cu humus, fiindcă ele nu ajung să fie spălate de apele de precipitațiuni, sau dacă cumva într'un timp ploios se duc la adâncime, sunt însă curând aduse la pătură superficială în timpul uscat prin capilaritate și prin rădăcinile plantelor. Bogăția cernoziomului și reacțiunea lui găsesc în aceste fapte o anumită justificare.

In pădure starea de lucruri se schimbă grație unei umidități mai mari, cantitatea de baze se micșorează și fixarea humusului nu se mai poate produce cu aceeaș intensitate.

In sfârșit încă o împrejurare, poate explică pierderea repede a humusului în cernoziomul, invadat de pădure.

După Kosticev, humusul se formează cu preferință pe seama sistemului de rădăcini, și nu atât pe seama părții aeriene a plantelor. Atunci e evident că formarea din nou a humusului în pădure nu poate fi atât de intensivă, ca în stepă, deoarece sistemul rădăcinelor de arbori și arbuști din pădure nu pot da pentru formarea humusului un material atât de abundent, ca formațiunile ierboase, în cari acest sistem constitue după Kosticev aproape 50% din toată planta. Afară de aceasta, însuș procesul putrezirii materiei organice în pădure și în stepă e diferit și mai favorabil acumulării humusului în stepă, decât în cernoziom. Știm deja, că în pădure materia organică provenită din frunziși, etc. este concentrată la suprafață, unde se depune sub forma unei mase poroase, care e ușor accesibilă aerului. Dacă luăm mai departe în considerare și faptul, că în pădure umiditatea este mărită, e clar, că această massă se descompune în genere foarte repede, așa că din ea se formează puțin humus. Nici rădăcinile subterane nu pot compensà aceasta, fiindcă rămășițele de rădăcini se descompun, după cum a arătat prof. Docuceaev, asemenea relativ repede. «Aceste rădăcini lemnoase, rari și groase încep să putrezească mai

Institutul Geologic al României

întâiu dela măduva lor, unde pătrunde ușor aerul și umezeala: astfel că descompunerea lor se produce ușor și repede».

Astfel în această privință atragem aceeaș concluzie, că în pădure formarea din nou a humusului e foarte mult împiedecată în comparație cu stepa, și că acumularea humusului va fi aici prin urmare foarte mică.

Așadar scăderea humusului în cernoziomul invadat de pădure este inevitabilă, menținându-se tot timpul din două cauze: pe de o parte se mărește descompunerea humusului, iar pe de altă se micșorează formarea lui din nou.

Revenind la formula de mai sus, (a lui Sibirțev) care exprimă echilibrul în sol în privința humusului, stabilim aici, că pentru cazul când stepa e invadată de pădure, aceasta formulă urmează să se schimbe în felul următor:

$$M - nA + \frac{A}{m} = M_1$$

unde «n» și «m» sunt anumiți coeficienți, cari arată, că descompunerea humusului s'a mărit într'o anumită proporție (de «n» ori), pe când formarea din nou a humusului s'a micșorat într'o anumită proporție (de «m» ori). Cantitatea totală M a humusului în sol merge prin urmare spre scădere până la o oarecare cantitate M_1. Dar va sosì timpul, când în sol se va stabilì un nou echilibru între cantitatea totală de humus de o parte, și cantitățile, ce se formează din nou și cele ce se distrug în fiecare moment de altă parte. In adevăr, se pare, că dacă cantitatea totală de materie organică se micșorează într'un sol, atunci și acțiunea tuturor factorilor, cari lucrează la distrugerea ei, va fi micșorată [1]). Așà de ex. fiind o masă mai mică de substanțe organice, procesul bacterian va fi mai redus, etc. Factorii, cari produc humus, rămân însă constanți, căci aceeaș cantitate de materie organică este adusă solului în fiecare an.

In această concepție, cantitățile nA și $\frac{A}{m}$ se egalează, și formula lui Sibirțev, în care nA și $\frac{A}{m}$ le exprimăm prin aceeaș cantitate A_1, devine pentru acest moment

$$M_1 - A_1 + A_1 = M_1;$$

cu alte cuvinte, în sol se restabilește din nou un echilibru analog aceluia, care a avut loc în acelaș sol până la invazia pădurii în stepă, dar cu diferență, că toate cantitățile, caracterizând acest moment, sunt mult mai mici, decât cantitățile în solul de stepă până la invazie.

Această scădere a humusului în sol pe măsură degradării sale, se vede din curba arătată în fig. No. 5, care reprezintă mediile celor (aproximativ)

[1]) Wollny, Die Zersetzung der organischen Stoffe und die Humusbildungen, 1897

Institutul Geologic al României

400 de determinări ale humusului, pe cari le-am făcut pentru solurile din diferitele stadii de degradare în antestepa Kievului.

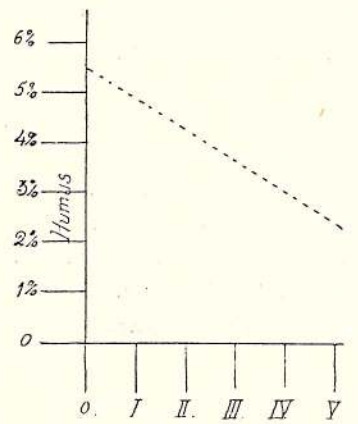


Fig. 5

Diagrama arată scăderea humusului cu stadiul de degradare. Be ordonată s'a înscris cantitatea de humus. Pe absciså sunt stadiile de degradare și anume: la O Cernoziomul, la I Cernoziomul degradat, la II solul gri-închis slab podzolit, la III solul gri-închis podzolit, la IV solul gri podzolit, la V solul gri-deschis podzolit.

* * *

4. Datele analitice arătate mai sus, ne pot da întrucâtva și explicarea variațiunilor în structura solurilor, ce se găsesc în diferitele stadii de degradare, descrise mai sus.

Inainte de toate, în ce privește orizontul cu humus, știm, că solul degradat capătă o structură șistoasă în locul celei granuloase, ce caracterizează cernoziomul. Este evident, că această schimbare este în legătură și cu schimbările chimice, ce se produc concomitent cu ea, și anume: a) micșorarea cantității de humus, b) acumularea pulberei de $Si\,O_2$ și c) scoaterea coloidelor de R_2O_3 din acest orizont, cari toate schimbă starea de agregare a pulberei de sol din granule.

Orizontul cu humus pierde structura sa granuloasă, fiindcă orizontul uscându-se, dela suprafață în jos, se produc crăpături în sens orizontal în pământ. Solul devenind, în mod succesiv când umed, când uscat[1]), fapt care se repetă de multe ori, crăpăturile orizontale ivite odată în procesul uscării, și reînoindu-se de multe ori, se fixează apoi definitiv, dând solului facultatea de a se desface în lamele. Rezultă o structură șistoasă, care reprezintă nu numai o

[1]) Vezi A. NABOCHIH, Mater. pentru cercetarea solurilor din guv. Harcov, pag. 2 (în rușește).

Institutul Geologic al României

însușire foarte caracteristică pentru procesul degradării, dar și un caracter foarte statornic, căci nici distrugerea artificială a lamelelor prin arătură nu nimicește acest caracter; lamelele se restabilesc ușor după arătură, dacă solul este lăsat în liniște un oarecare timp.

Dacă în orizontul alb-cenușiu al solurilor degradate are loc o acumulare de R_2O_3 pe lângă o cantitate destul de însemnată de SiO_2, lipsind însă cantități însemnate de humus, atunci în acest orizont se poate formă așà numita «structura nuciformă», descrisă mai sus; după toate probabilitățile, nașterea acestei structuri e condiționată de faptul, că în legătură cu o altă compoziție chimică a acestei părți din orizontul podzolit în comparație cu partea cu humus a lui, se ivesc împreună cu crăpăturile orizontale de uscare și crăpături verticale. Combinarea ambelor tipuri de crăpături provoacă desfacerea bulgărului solului în elemente nuciforme, caracterizate prin muchii ascuțite și prin fețe laterale netede.

Cu cât înaintează în adâncime, crăpăturile orizontale apar tot mai depărtate una de alta, și astfel elementul nuciform se apropie treptat de tipul «prizmei», până ce se produce transformarea completă a structurii nuciforme în cea prizmatică. Structura prizmatică o avem în orizontul brun roșcat și origina ei o putem explică astfel. Știut este, că orizontul brun-roșcat în ultimele stadii de degradare se caracterizează prin o acumulare abundentă de R_2O_3; SiO_2 e acumulat aici slab, în comparație cu orizontul cenușiu, această acumulare având loc numai în crăpături și în galeriile viermilor. In legătură cu abundența coloidelor de R_2O_3, cari cimentează massa solului, orizontul în lipsă de carbonați (adică suborizontul brun-roșcat, lipsit de carbonați) capătă facultatea de a se umflà, când este umed, și devine cleios; iar când este uscat, devine compact și tare; uscându-se, își micșorează volumul său și capătă crăpături verticale și o consistență extrem de dură. Cum acest suborizont își schimbă mereu umiditatea, când uscându-se, când devenind iarăș umed, crăpăturile ivite odată, se fixează definitiv în sol; iar crăpăturile verticale se combină cu cele orizontale, ca și în orizontul albicios. Distanța dintre două crăpături contigui orizontale e totdeauna mai mare, decât distanța dintre două crăpături verticale, din care cauză elementul de structură are forma unei prizme. Cu cât privim profilul mai jos și pe măsură ce se micșorează cantitatea de R_2O_3, rețeaua crăpăturilor devine tot mai rară, și prizma se mărește, ajungând până la 4—5 cm. (și mai mult) în diametru vertical și 2—3 cm. în diametru orizontal.

In fond, aceeaș structură prizmatică o avem și în suborizontul cu carbonați al orizontului brun-roșcat, dar cu oarecari schimbări, cari se datoresc iarăș compoziției chimice a suborizontului: în acest suborizont avem o acumulare de carbonați împreună cu una de sesquioxizi; în legătură cu aceasta, suborizontul cu carbonați nu e atât de cleios și cimentat, ca suborizontul brun-roșcat, lipsit de carbonați; când suborizontul se usucă, volumul său descrește mai

Institutul Geologic al României

puțin; deși sistemul crăpăturilor orizontale și verticale se menține, totuș dânsul nu e atât de pronunțat și regulat, ca în suborizontul brun-roșcat, lipsit de carbonați; drept rezultat al tuturor acestor fapte, structura prizmatică apare în suborizont mai puțin clară, și prizmele nu sunt atât de netede, regulate și nici așà de solide (o cimentare slabă), ca în suborizontul brun-roșcat, lipsit de carbonați.

CAPITOLUL IV.

INFLUENȚA PROCESULUI DEGRADĂRII ASUPRA UNOR INSUȘIRI AGRONOMICE ALE SOLULUI.

Din cele arătate în capitolele precedente reese, că momentele principale din viața solului-cernoziom, și solului degradat au un caracter diametral opus, și anume:

Cernoeiomul de stepă:	Solul degradat:
1. Formatea humusului e energică, datorită abundentului sistem de rădăcini ale plantelor ierboase.	1. Formarea humusului e slabă, în parte din cauza caracterului sistemului de rădăcini ale plantelor lemnoase, și în parte din cauza felului de descompunere al rădăcinilor tericiului, etc.
2. Umezeala fiind slabă, humuzul se descompune puțin.	2. Umezeala fiind puternică, humusul se descompune energic.
3. Bazele sunt în abundență și reacția solului e neutră sau aproape neutră.	3. Bazele sunt în cantitate mai mică, și reacția solului e acidă.
4. Humusul fiind sub forma grea solubilă se acumulează ușor.	4. Humusul fiind sub forma solubilă se disolvă și se levigează.
5. Roca mumă e mai puțin alterată.	5. Roca mumă e alterată puternic.

Când în anul 1886 prof. KORJINSCHI a exprimat cel dintâiu idea posibilității acestei metamorfoze a cernoziomului invadat de pădure, el a întâmpinat opoziție, până și din partea fundatorului pedologiei ruse, prof. DOCUCEAEV, care în unele lucrări ale sale s'a exprimat dubios asupra posibilității acestui proces. Dar pe urmă, mulțumită studiului pedologilor, fenomenul degradării s'a descris foarte amănunțit și s'a confirmat chiar prin experiențe, și astfel primele presupuneri și păreri în această chestiune s'au transformat într'o teorie statornică și mai mult sau mai puțin dovedită.

Judecând a priori, putem presupune, că schimbările radicale atât în morfologia cernoziomului, cât și în chimia lui, nu pot să nu influențeze asupra însușirilor agronomice ale solului. De această chestiune m'am lovit și eu în studiul antestepei din regiunea Kievului în următoarele împrejurări.

Institutul Geologic al României

Staţiunile experimentale din Rusia au dat în ultimii ani multă atenţie chestiunii îngărăşămintelor minerale. Aceasta chestiune, la început păreà foarte simplă, dar după o serie de experienţe sistematice, s'a dovedit, că ea e foarte complicată. Chestiunea aşà cum a fost ridicată şi formulată de către practica agricolă din regiunea antestepii ucrainene, e simplă şi anume: în ce măsură e rentabilă utilizarea îngrăşămintelor minerale pentru cereale, în condiţiunile agricole din aceà regiune? S'a părut, că pentru rezolvarea acestei chestiuni ajunge simpla experimentare, care va da răspunsul direct chestiunii.

S'a dovedit însă că nu e aşà. Rezultatele experienţelor, făcute de diferite staţiuni experimentale (aici am în vedere numai staţiunile din regiunea sus menţionată a antestepii ucrainene), au fost foarte variate, şi adeseori contrazicătoare. De ex. îngrăşămintele fosforice provoacă o creştere a recoltei, oscilând dela 30—40% în plus, până la 0% sau chiar o descreştere.

Incercarea de a înţelege şi a grupà într'un fel sau altul rezultatele obţinute, a sugerat idea, că cauza diferenţei dintre cifrele obţinute prin experienţe este diferenţa însuşirilor naturale ale solurilor. In special s'a emis hipoteza, că poate cantitatea humusului influenţează efectul îngrăşămintelor[1]).

Totuş, acest mod de a explicà faptele, s'a dovedit că e prea primitiv; s'a constatat în adevăr, că acţiunea îngrăşămintelor fosforice creşte numai în linii generale cu cantitatea de humus din sol; uneori s'au obţinut chiar rezultate contrare: solurile, mai bogate în humus, s'au arătat mai puţin influenţabile de îngrăşămintele fosforice.

N'au ajutat nici analizele chimice complete ale solurilor pentru înţelegerea rolului acestor îngrăşăminte; ba din contră chestiunea s'a complicat şi mai mult. La început s'a aplicat metoda analizei solurilor prin extractele cu HCl 10%: rezultatele au fost până la un anumit grad neaşteptate: s'a constatat, că tocmai solurile închise (cernoziomul sau solurile înrudite) au o cantitate de P_2O_5 solubilă în acid clorhidric mai mare, decât solurile deschise[2]), deşi tocmai aceste soluri închise sunt de obiceiu cele mai influenţabile şi mai sensibile la acţiunea îngrăşămintelor fosforice.

Cum rezultatele obţinute n'au corespuns celor ce se aşteptau, metodele s'au modificat în mod diferit; totuş chestiunea nu s'a rezolvat pe deplin.

Nici analiza globală n'a adus cevà nou, confirmând doar numai faptul, că solurile închise de tipul cernoziomului conţine de obiceiu în orizontul superficial P_2O_5, într'o cantitate mai mare, decât solurile deschise (podzolite).

Această perioadă în cercetările staţiunilor experimentale din Rusia, deşi n'a adus rezolvirea definitivă a chestiunei, totuş a adunat un material analitic foarte interesant şi abundent, elaborând totodată metodele analizei.

---

[1]) Şi anume cu cât e mai bogat solul în humus, cu atât îngrăşămintele fosforice măresc mai mult producţia solului.

[2]) Cel puţin în orizontul superficial, deoarece numai acesta a fost de obiceiu supus analizei

Institutul Geologic al României

Desvoltarea puternică în acest timp a pedologiei în general și a pedologiei agronomice în special, precum și pătrunderea în pedologie a ideilor genezei solului, au dat un viu imbold pentru reexaminarea datelor și pentru interpretarea rezultatelor experimentale agronomice, indicând o nouă direcție în lucrări.

Incepând cu anul 1910 m'am apucat de lucrări din sfera chestiunilor arătate mai sus, organizând după hotărîrea Zemstvei gub. Kiev, o rețea de experiențe cu îngrășăminte minerale în condițiunile gospodăriilor țărănești și studiind totdeodată și solurile acelor parcele, cari au fost supuse experimentărilor. Incepând însă cu anul 1913, Zemstva a întreprins și o cercetare sistematică a solurilor și subsulorilor din gub. Kiev pentru a se întocmì o hartă pedologică amănunțită, însărcinându-mă tot pe mine cu îndeplinirea acestui studiu; astfel două organizații agronomico-experimentală și pedologică — au desvoltat lucrările paralel și în legătură strânsă. Firește acest contact a avut un rezultat foarte productiv, atât pentru cercetările pedologice, cât și pentru cele agronomice. Ele au confirmat pe de o parte, că baza pentru clasificarea solurilor de antestepă descrisă mai sus, este justă, pe de altă parte, mi-a dat și posibilitatea să grupez datele experiențelor agricole după principiul genezei solurilor. Aceasta a dovedit imediat că în rezultatele complicate ale experiențelor de câmp, se constată o regularitate precisă și bine pronunțată.

Aici nu mă voiu oprì la acel mare material de observații, care s'a tipărit într'o serie de publicațiuni ale Zemstvei, ci mă voiu referì numai la rezultatele mai principale, obținute în aceste lucrări.

1. Asupra chestiunii producției naturale a solurilor din diferite stadii de degradare e de notat următoarele.

Intrucât la loturile de experiență, alături de parcelele, în cari se introduceau îngrășămintele minerale, erau și parcele, cari se lăsau fără îngrășeminte, acestea din urmă ne-au putut arătà, care este producția naturală a solului loturilor respective. Fiindcă experiențele au fost făcute de către noi în aceleași condițiuni și au durat o serie de ani, ele prezintă fără îndoeală un material mult mai sigur pentru concluzii, decât materialul care s'ar fi obținut prin declarațiunile proprietarilor, cum se face în mod obișnuit, și iată de ce: a) Aceste experiențe s'au produs într'o regiune relativ nu prea mare din zona nordică a loessului, unde, din cauza micei extinderi a ei, n'au putut aveà loc oscilații tocmai mari de elementele climaterice; b) Subsolul în această regiune este peste tot locul una și aceeaș rocă, și anume leossul, iar caracterul loessului e aproape acelaș în toată regiunea; c) Infine, experiențele s'au făcut pretutindeni la gospodării țărănești și prin urmare în condițiuni mai mult sau mai puțin omogene, în ce privește cultura și tehnica exploatării.

Astfel, cifrele obținute din aceste experiențe, sunt mai mult sau mai puțin comparabile.

Grupând materialul de date după stadiul de degradare, în care se găsesc solurile, am obținut următoarele serii de cifre asupra producției naturale.

Institutul Geologic al României

Recolta medie a cerealelor (grâu și săcară fără paie) în kgr. la 1 hectar.

	Săcară	Grâu
1. Cernoziom și cernoziom degradat	1754	1804
1. Sol gri-închis podzolit	1559	1484
3. Sol gri și gri deschis podzolit	1394	—

Din această serie de cifre constatăm ușor, că procesul degradării ceează în privința producției solului o tendință de scădere treptată a producției naturale pe măsură, ce degradarea crește[1])

2. Și mai clar se manifestă influența procesului degradării asupra însușirilor solului în privința acțiunii îngrășămintelor minerale. O serie de cifre, ce le-am obținut în experiențele din Kiev, și cari după cum am spus, la prima vedere păreau întâmplătoare, grupându-le după tipurile de sol, au arătat o relațiune între ele și stadiul degradării, ceeace putem vedeà din cifrele următoare:

	Cernoziom și Cernoziom degradat	Sol gri închis podzolit.	Sol gri și gri deschis podzolit
1. Recolta în plus grație îngrășemintelor fosforice, în kgr. la un hectar	435	270	45
2. Recolta în plus grație îngrășămintelor azotate	60	240	270

Această tabelă arată, că efectul îngrășămintelor fosforice scade pe măsură, ce degradarea crește, iar efectul îngrășămintelor azotate, din contra, crește. Cu alte cuvinte și în acest caz factorul hotărîtor este procesul degradării și stadiul degradării. Adică și în această privință procesul degradării, modificând radical repartizarea sărurilor în profilul solului, imprimă tiparul său puternic și asupra însușirilor agronomice ale solului, regulând riguros vieața lui și determinând mersul și caracterul influenței factorilor externi.

[1]) Subliniez, că această comparație am făcut-o pentru o anumită regiune geografică cu o anumită compoziție mecanică de loes și că pentru a rezolvà chestiunea, întrucât producția naturală a solului depinde de procesul degradării în alte regiuni geografice și cu o altă compoziție mecanică de loess și sol, se cer fără îndoeală cercetări suplimentare și probabil și corective.

Institutul Geologic al României

CAPITOLUL V.

DATE CHIMICE ASUPRA ELEMENTELOR NUTRITIVE PE ORIZONTURI ȘI INCERCĂRI DE APLICARE A METODEI EXPERIMENTELOR IN VASE IN STUDIUL ORIZONTURILOR DE SOL DEGRADAT.

Rezultatele, arătate în capitolul precedent, dau loc chestiunei: care este cauza relațiunei între degradare și acțiunea îngrășămintelor, constătată prin experiențe de câmp?

1. Să ne oprim înainte de toate la îngrășămintele fosforice.

In privința cantității de P_2O_5 în orizontul superficial al solurilor din diferite stadii de degradare, după cum am arătat mai sus, aceste soluri nu se deosebesc prea mult unele de altele. Există însă totuș o oarecare deosebire,

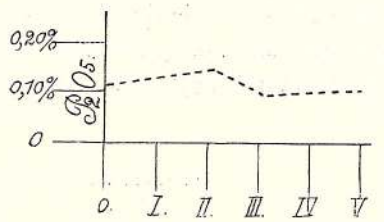


Fig. 6

Legenda: Pe ordonată s'au înscris cantitățile de P_2O_5 %. Pe abscisă solurile în stadii crescânde de degradare: la O cernoziomul; la I cernoziomul degradat; la II solul gri-închis puțin podzolit; la III sol gri-închis podzolit; la IV sol gri podzolit; la V sol gri-deschis podzolit

și anume tendința de micșorare a cantității de P_2O_5 în sol pe măsura degradării (vezi mai jos). Cu alte cuvinte cernoziomul e mai bogat de obiceiu în P_2O_5, decât podzolul. La prima vedere, această împrejurare după cum am amintit deja, [1]) pare că contrazice faptul, că cernoziomul e foarte simțitor la introducerea îngrășămintelor fosforice. Curba din figura 6 arată conținutul P_2O_5 în orizontul superficial al solurilor din diferitele stadii de degradare în regiunea, în care s'au făcut experiențele mele. Curba constată, că în orizontul superficial, cantitatea de P_2O_5 scade în parte pe măsura degradării.

Mult mai mult a contribuit în rezolvirea acestei chestiuni analiza globală a P_2O_5, făcută pentru o serie de orizonturi ale profilului. Diagrama din fig. 7 arată repartizarea P_2O_5 în orizonturile 1) cernoziomului (profilul din comuna Uzin), 2) a solului gri-închis podzolit (un profil în com. Pomoinic) și 3) a solului gri-deschis podzolit (două profiluri din comuna Grebla și Cocerjinți).

[1]) Pag. 37.

Institutul Geologic al României

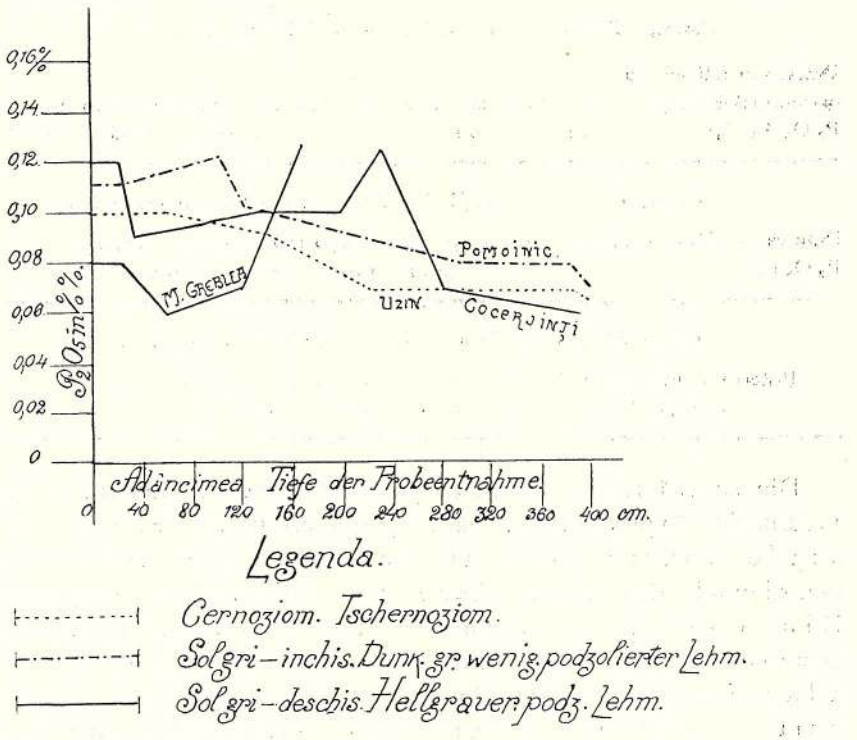


Fig. 7

Diagrama repartizării P_2O_5 în orizonturile solurilor în diferite stadii de degradare. Solurile cercetate: cernoziom dela Uzin, sol gri-închis dela Pomoinic, sol gri-deschis dela Cocerjinţi şi sol gri-deschis dela M. Greblea

Cifrele, referitoare la aceasta diagramă, sunt următoarele[1])

Comuna Uzin (cernoziom):

Puterea şi adâncimea orizontului respectiv:	0—50 cm.	50—140 cm.	140—220 cm.	220—380 cm.	380—730 cm.
P_2O_5 în % % :	0.10	0.09	0.07	0.07	0.04

[1]) Adâncimea, dela care s'au luat probele analizate, corespunde diferitelor orizonturi ale profilului, stabilite după cercetarea morfologică. Cifrele pentru P_2O_5 arată conţinutul global (Pauschal-analyse) al acestui oxid, determinat prin metoda cu molybden. Pentru fiecare orizont s'a analizat o probă, luată din un anumit punct al orizontului. E evident, că cifra obţinută caracterizează numai acest punct, şi că daca am fi făcut analize şi pentru punctele vecine ale aceluiaş orizont, aceste cifre ne ar fi dat o serie de variaţiuni, cari ar stabili o schimbare mai mult sau mai puţin treptată a insuşirei cercetate de la lîmita superioră a orizontului spre limita lui inferioară. Deoarece însă variatiunile pentru determinări, făcute in limitile aceluiaş orizont, sunt mici, pentru simplificare am făcut numai o determinare pentru fiecare orizont, Deaceea curba fig. 7 ca si celelalte curbe din aceasta lucrare, ne apar ca linii frânte între diferitele determinări, deşi în realitate este foarte natural, că curba să prezinte ondulaţiuni, şi nu o formă, din care s'ar deduce, că substanţa rezpectivă este în aceeaş cantitate în toată extinderea orizontului.

Institutul Geologic al României

Comuna Pomoinic (sol gri-închis podzolit):

Puterea și adâncimea orizonturilor respect.	0—20 cm.	20—100	100—120	120—220	220—300	300—380 cm.
P_2O_5 în %;	0.11	0.12	0.10	0.09	0.08	0.08

Comuna Cocerjinți (sol gri-deschis podzolit):

Puterea și adâncimea în cm.:	0—15	15—30	30—150	150—200	200—225	225—280	280—480
P_2O_5 în % ;	0.12	0.09	0.10	0.10	0.12	0.07	0.06

Comuna M. Greblea (sol gri-deschis podzolit):

Puterea și adâncimea în cm.:	0—25	25—60	60—123	123—170
P_2O_5 în % %	0.08	0.06	0.07	0.13

Din această figură, vedem că procesul degradării produce o schimbare în cernoziom în privința repartizării P_5O_5 în profil: în cernoziom, P_2O_5 scade foarte regulat de sus spre adânc, având maximul de acumulare în orizontul superficial. Din contra, în solurile de degradare, are loc o acumulare de P_2O_5 în orizonturile inferioare, la o adâncime de aproximativ 100—250 cm., unde avem de obiceiu maximumul cantității de P_2O_5.

E caracteristic, că în general, cu cât solul e degradat mai tare, cu atât se pronunță mai precis acumularea de P_2O_5 în orizonturile inferioare, ceeace rezultă din comparația solului gri-închis podzolit (Pomoinic) cu solul gri-deschis (Cocerjinți) [1]). De aici rezultă clar, că procesul degradării scoate treptat din orizonturile superioare P_2O_5, care strecurându-se cu soluția, ce se găsește în sol, de sus în jos, la o oarecare adâncime, se precipită din soluție, formând un orizont de acumulare maximă, adică un orizont iluvial. Voiu sublinià, că această acumulare coincide de obiceiu cu pătura acumulării de R_2O_3. Deaceea putem presupune, că R_2O_3, precipitându-se la o anumită adâncime din soluția, ce se găsește în sol, provoacă și precipitarea acidului

[1]) In parte, aceasta rezultă și din tabela No. 3. Dealtfel, tabloul formării păturii de acumulare iluvială a P_2O_5, după cum am mai spus, e mascat de procesul antagonist al adunării de P_2O_5 la suprafață prin activitatea plantelor (acelaș lucru se petrece și cu K_2O, și mai puțin cu Na_2O). Putem zice, că pentru solurile din diferitele stadii de degradare în regiunea cercetată de mine, se observă următoarele regularități: 1) acumularea superficială de P_2O_5 sub influența activității plantelor se simte în toate solurile, independent de degradarea lor; 2) pe măsura degradării însă mărimea acestei acumulări scade până la o un oarecare grad, deoarece procesul degradării provoacă spălarea acidului fosforic din orizonturile superioare în cele inferioare; 3) acumularea iluvială de P_2O_5 în orizonturile inferioare se simte numai în acele soluri, cari au suferit influența procesului degradării mai mult sau mai puțin, și de obiceiu cu atât mai mult, cu cât solul e mai degradat.

Institutul Geologic al României

fosforic; adică aici se petrece acelaș lucru, ca și în practica noastră de laborator, când se determină cantitatea globală de R_2O_3.

Plecând dela aceste date, am puteà presupune, că procesul degradării, spălând P_2O_5 de sus în jos, îl depune în orizonturile inferioare sub altă formă, decât aceea, pe care o are în cernoziom, ceeace trebuie să înrăureze și asupra solubilității sale. Pentru a controlà această presupunere, am întreprins o serie de analize cu extrase cu HCl 1 % din diferitele pături ale profilului de sol. Cu ajutorul acestor extrase am stabilit «solubilitatea» P_2O_5, înțelegând prin acest termin cantitatea acidului fosforic, extrasă de HCl 1 % și exprimată în % față de conținutul ei total în proba analizată [1]). Analizele au confirmat presupunerea mea, arătându-mi, că 1) în solurile degradate «solubilitatea» P_2O_5 crește de sus în jos și 2) că cu cât solul e mai degradat, cu atât mai intensiv crește această solubilitate și cu atât mai adânc pătrunde în sol.

Aceasta se poate constatà din Fig. 8 și fig. 9, unde compar solul gri-închis puțin podzolit cu solul gri-deschis podzolit [2]).

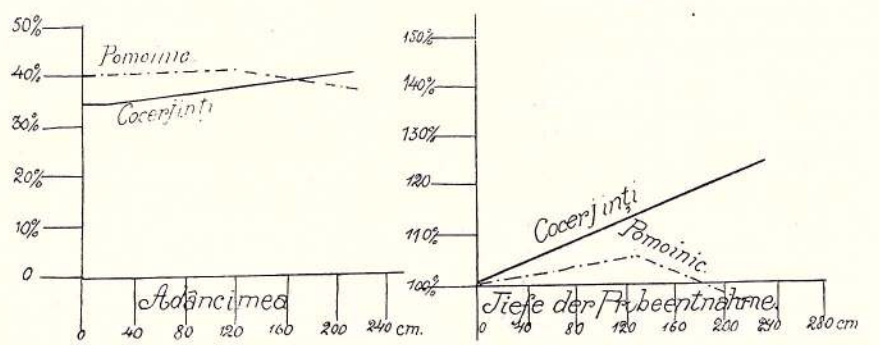


Fig. 8

Diagrama solubilității cu adâncime a P_2O_5 în HCl 1% față de conținutul global al solului. Pe ordonată cantitatea % de P_2O_5 dizolvată de HCl 1% din cantitatea globală.

Fig. 9

Aceeaș diagramă, însă cantitatea de P_2O_5 dizolvată din orizontul superficial este luată = 100% pentru a se vedeà mai bine creșterea solubilității

Legenda.

Sol gri-închis podzolit. Dunkelgrauer wen. podz. Lehm.

Sol gri-deschis podzolit. Hellgrauer podz. Lehm.

[1]) Exemplu: conținutul global de P_2O_5 în proba de sol din Cocerjinți = 0.117%, cantitatea extrasă de 1% HCl = 0,04 %; prin urmare, solubilitatea = 34,2 %.

[2]) Regret că în momentul de față n'am la dispoziție datele privitoare la cernoziom, date, cari fără îndotală, că ar sublinià și mai bine regularitatea, de care ne ocupăm.

Institutul Geologic al României

Interesant e faptul, că solubilitatea mărită a acidului fosforic în solurile degradate se constată chiar și în acele pături de sol, în cari analiza globală nu constată încă o acumulare de P_2O_5, ceeace se vede din cifrele de mai jos, mai ales în cazul solului gri-deschis: aici, în orizontul brun-roșcat și lipsit de carbonați dela o adâncime de 100 cm. conținutul global al P_2O_5 e și mai mic, decât în orizontul așezat mai sus, dar solubilitatea acidului fosforic e mult mai mare și prin umare avem de aface cu un acid fosforic, depus din nou.

Conținutul și solubilitatea P_2O_5 în diferitele orizonturi ale solurilor gri-deschise și gri-închise podzolite

	Sol gri-închis podzolit com. Pomoinic		Sol gri-deschis podzolit com. Cocerjinți	
	Conținutul global al P_2O_5	Solubilitatea[1] P_2O_5	Conținutul global al P_2O_5	Solubilitatea[1] P_2O_5
A. Orizontul de humus, adâncimea 0—20 cm.	0.10%	39.6%	0.12%	34.2%
B. Orizontul brun-roșcat lipsit de carbonați, dela o adâncime de aproximativ 100 cm.. . .	0.10%	41.7%	0.10%	39.6%
C. Orizontul palid deschis de acumulare iluvială de carbonați, dela o adâncime de aproximativ 200 cm.	0.08%	37.5%	0.09%[2]	42.5%

Astfel confruntarea datelor analizei globale cu datele solubilității acidului fosforic ne dă încă odată temeiu să conchidem, că procesul degradării provoacă în păturile superioare ale solului distrugerea compușilor greu solubili, cari conțin acid fosforic, transportând P_2O_5 în păturile inferioare și depunându-l aici din nou, dar sub o formă mai solubilă.

Și acum, plecând deaici, putem face ipoteze cari ar puteà lămurì faptul puternicei reacțiuni a cernoziomului asupra îngrășămintelor fosforice și ale slabei reacțiuni din partea solurilor degradate asupra aceloraș îngrășăminte. In s o l u r i l e d e g r a d a t e planta pătrunzând cu rădăcinele sale în păturile inferioare ale solului, găsește acidul fosforic necesar nutrirei sale, în

[1]) Adeca cantitatea acidului folforic, extrasă de 1 % HCl și exprimată în % % față de conținutul ei global în specimen. Iată cifrele exacte:

	Pomoinic		Cocerjinți	
	Conținutul global	Cantitatea extrasă de 1% HCl	Conținutul global	Cantitatea extrasă de 1% HDI
Orizont. A	0.101	0.04	0.117	0.04
» B	0.096	0.04	0.101	0.04
» C	0.08	0.03	0.094	0.04

[2]) Sau 0.12, socotind pentru sol, lipsit de humus și carbonați.

Institutul Geologic al României

formă ușor solubilă, și prin urmare este asigurată în privința acestui element; de aceea introducerea îngrășemintelor fosforice sau nu provoacă deloc sporirea recoltei (ceeace vedem de obiceiu în solurile gri-deschis podzolite), sau o provoacă, însă puțin (solurile gri-închise podzolite). Din contra, în cernoziom, unde n'avem o acumulare de P_2O_5, ușor solubil în păturile inferioare ale solului, alimentarea plantei cu acest element nu e asigurată, deși acest acid se găsește în pătura superioară într'o cantitate destul de mare. Din această cauză introducerea îngrășemintelor fosforice provoacă un efect puternic.

Pentru a verifică această presupunere, am întreprins în 1918 în laboratorul meu (Kiew) o serie de experiențe vegetale cu diferite orizonturi din diferitele tipuri de sol, cari au fost întrerupte din cauza evenimentelor externe în Rusia. Incercări preliminare totuș am reușit să fac. Voiu trece acum la expunerea rezultatelor acestor încercări.

Pentru aceste experiențe am întrebuințat soluri din două profiluri și anume din cernoziom (com. Drabovo) și din solul gri-deschis podzolit (com. Tocareovca). Descrierea acestor profiluri este următoarea:

Drabovo gub. Poltava, teritoriul stațiunii experimentale agricole a zemstvei guberniale. Panta dulce. Solul: cernoziom pe loess, puțin nisipos.

Orizontul A, 0—30 cm. Orizontul cu humus. Gri-închis, de structură, granuloasă, nu face efervescență.

Orizontul B_1, 30—60 cm. Orizontul de tranziție, a cărui coloare gri dispare treptat. Structura e macro-granuloasă. Urmele de viermi sunt dese. Dela 45 cm. începe efervescență, lipsesc însă acumulări de $CaCO_3$ vizibile.

Orizontul B_2, 60—90 cm. Și mai deschis. Structura se pierde treptat. Urmele de viermi și de larve sunt abundente. Pretutindeni pseudo-myceliu e foarte abundent. Crotovinele sunt dese, având în diametru aproximativ 10 cm.

Orizontul C_1, 90—130 cm. Loessul e gri-murdar, cu crotovine. Pseudo-myceliul e rar.

Orizontul C_2, 130—200 cm. Leossul e tipic, galben și cu crotovine, fărămicios, puțin nisipos, poros, punctat, și cu tubușoare de carbonați.

Orizontul C_3, 200-300 cm. Loessul e galben deschis, crotovinele și urmele de viermi sunt rare.

Comuna Tocareovca, gub. Podolia, panta dulce, teritoriul stațiunii experimentale agricole a Zemstvei. Solul este gri-deschis podzolit pe loess.

Orizontul A, 0—15 cm. Cu humus, este gri și are o structură foioasă. Suprafața lamelelor are pete albicioase de SiO_2 și ruginii de R_2O_3.

Orizontul B_1 15—50 cm. Orizontul brun-roșcat, lipsit de carbonați, are o acumulare de R_2O_3. Petele albicioase de SiO_2 sunt în abundență. Structura e foioasă.

Orizontul B_2, 50—100 cm. Orizontul de acumulare R_2O_3, e tipic, brun-roșcat, și lipsit de carbonați. Structura sa e prizmatică. Suprafața prizmelor e acoperită de SiO_2, adeseori cu pete brune închise și lucioase. E compact și când e umed, devine cleios.

Orizontul B_3, 100—150 cm. E tot așà, dar mai puțin compact și tot lipsit de carbonați.

Orizontul C_1, 150—230 cm. Orizontul de acumulare de R_2O_3, și carbonați; e brun-palid, Limita efervescenței e foarte vizibilă în profil. Structura prizmatică e mai slabă. In jos sunt păpuși de $CaCO_3$.

Orizontul C_2, 230—300 cm. Loessul e galben, cu carbonați, lipsit de structură, fin, cu păpuși de $CaCO_3$ (rare), și cu tuburi; e separat bine de orizontul superior.

Institutul Geologic al României

Pentru experiențele de vegetație s'au luat: din primul profil orizontul A (0—30 cm.), B_2 (60—90 cm.), și C_1 (90—130 cm.); dar din profilul al doilea A (0—15 cm.), B_2 (50—100 cm.), C_1 (150—230 cm.) și C_2 (230—300 cm.). Pământul în cantitate de 1500 gr. se așează în vase de 12,5 cm. în diametru și de 24,5 cm. în înălțime. Pentru îngrășăminte s'a luat $Na\,NO_3$ în cantitate de 1.25 gr. la fiecare kgr. de pământ, și $Na_2\,HPO_4$ în cantitate de 0,5 gr. In fiecare

TABELA 5

RECOLTA OBȚINUTĂ PRIN EXPERIMENTELE ÎN VASE

	CERNOSIOM Drabovo		SOL GRI-DESCHIS PODZOLIT (Tokəriovka)	
	Greutatea grăunțelor în grame	Greutatea pailor în grame	Greutatea grăunțelor în grame	Greutatea pailor în grame
Orizontul A, O [1]	1.54	4.44	2.08	4.86
» A, N	1.21	3.40	1.49	3.98
» A, P	2.35	6.79	1.29	4.38
» A, PN	1.94	7.88	2.03	6.27
Orizontul B_2, O	0.04	0.44	1.58	3.23
» B_2, N	0.05	0.34	0.91	2.15
» B_2 P	0.77	2.56	0.74	1.54
» B_2, PN	2.21	5.98	0.41	1.49
Orizontul C_1, O	0.05	0.44	0.09	0.44
» C_1, N	0.07	0.43	0.10	0.39
» C_1, P	0.78	1.64	0.46	1.07
» C_1, PN	1.49	4.65	1.20	3.12
Orizontul C_2, O	—	—	0.04	0.45
» C_2, N	—	—	0.08	0.56
» C_2, P	—	—	0.20	0.94
» C_2, PN	—	—	1.48	3.67

vas se așează la fund nisip și vasul cu pământ cântărea 4000 gr. Experiențele s'au făcut într'o umiditate de 60% (din capacitatea totală de apă a pământului). Sămânța de ovăz a încolțit într'o cutie de zinc și pe urmă s'a răsădit, când colțul a ajuns la 1 cm. Pentru circularea aerului în fiecare vas s'au așezat câte două tuburi de sticlă, care ajungeau până la nisip. In vase s'au pus trei semințe de fiecare [2]).

[1]) Denumirile sunt următoarele: O — fără îngrășăminte; N — îngrășăminte cu $Na\,NO_3$; P — îngrășăminte cu Na_2HPO_4; PN — îngrășăminte combinată.

[2]) Experiențele au fost executate în laboratorul meu, de către asistentul meu A. Vasiliev.

Institutul Geologic al României

Tabela 5 arată cifrele obținute prin cântărirea recoltei grăunțelor și a pailor sub influența îngrășemintelor de P, N, și P+N pentru fiecare orizont. Aici vedem că în privința îngrășămintelui de P_2O_5 experiența constată o diferență bine pronunțată nu numai între tipurile de sol, ci și între orizonturile unuia și aceluiaș sol. Cernoziomul reacționează vădit pozitiv în toate cele trei orizonturi ale sale. Și după cum se vede din tabelă acțiunea îngrășămintelor P_2O_5 se mărește de sus în jos. Cu totul alt tablou oferă solul gri-deschis (Tocareovka): în orizontul superior și mai ales în cel brun-roșcat (adică în orizontul de acumulare de R_2O_3 și P_2O_5) îngrășămintele de P_2O_5 nu numai că n'au mărit recolta, ci din contra au micșorat-o, scăzând recolta in orizontul brun roșcat chiar mai mult decât de două ori, atât în privința grăunțelor, cât și în privința paielor; și numai în orizonturile cu carbonați (de mai jos de 1.5 m.) îngrășământul a provocat o mărire a recoltei destul de vadită.

Aceleași date le demonstrez prin diagramele figurilor 10 și 11. Dagrama din fig. 10 arată diferențele în plus sau în minus dintre recolta din vasul cu îngrășământ și din cel fără îngrășământ, spre a se vedeà mărirea (însemnată în partea superioare a ordonatei cu +) sau micșorarea (—) recoltei, pe care au dat'o diferitele orizonturi ale celor două soluri. De ex. pentru cernoziom (linia punctată) s'au înscris: la orizontul A diferența dintre 2,35—1.54 = 0.8; adică diferența între recolta orizontului îngrășat cu P_5O_5 și recolta aceluiaș orizont fără îngrășământ. Tot asemenea pentru orizontul B_2 dela 50 cm.: 0.77—0.04 = 0.73 etc. Pentru solul gri-deschis podzolit (orizontul A) 1.29—2.08 = — 0,79 ș. a. m. d.

Acțiunea îngrășămintelor fosforice în experiențele în vase asupra orizonturilor solurilor

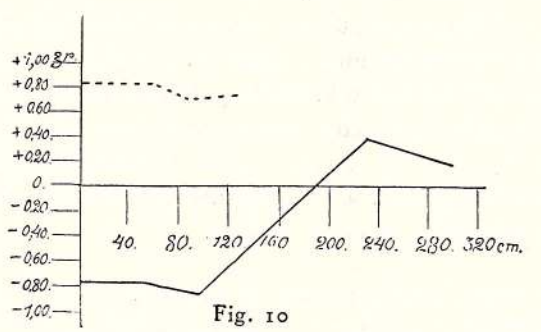
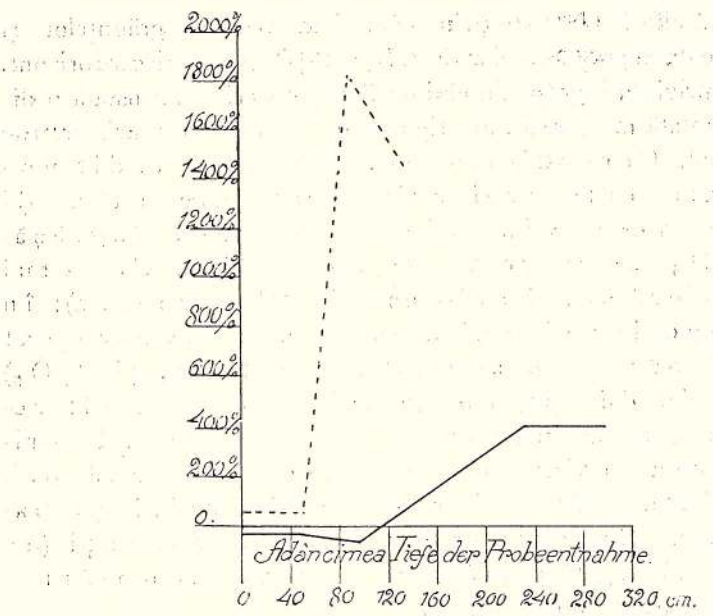


Fig. 10

Institutul Geologic al României



Legenda

..... Cernoziom Tschernoziom (Drabovo)
——— Sol gri-deschis podz. Hellgrauer podz. Lehm. (Tocariovca)

Fig. 11

Se vede, că acțiunea P_2O_5 asupra cernoziomului este pozitivă și aproape pentru toate orizonturile constantă, pe când la solul gri podzolit, acțiunea P_2O_5 este negativă asupra orizonturilor superioare, devinind pozitivă numai pentru orizonturile de mai jos de 1.5 m.

Diagrama din fig. 11 arată aceleași date, dar calculate în % în privința recoltei, obținute în orizontul respectiv fără îngrășământ. Cu alte cuvinte, digrama arată, cu câte procente a crescut recolta orizonturilor sub acțiunea P_2O_5 a aceloraș soluri din diagrama 10. Se vede că acțiunea cea mai puternică s'a produs asupra orizontului cernoziomului dela 60—90 cm., unde recolta a devenit de 18 ori mai mare (1800%)

E de notat, că acțiunea negativă a îngrășămintelor de P_2O_5 asupra orizonturilor superioare ale solului gri închis podzolit apare chiar și în cazul, când la P_2O_5 se adaugă și salpetru. Și numai la acel orizont al solului podzolit, în care avem alăturea de R_2O_3 și o acumulare de carbonați, (orizontul C_1 dela o adâncime de 150—230 cm.), precum și la orizontul de loess (orizontul C_2, 230—300) se manifestă o acțiune pozitivă a îngrășămintelor, deși aici acțiunea nu se produce în aceeaș proporție, ca în cernoziom.

2. In ce privește îngrășămintele azotate, datele obținute sunt mai puțin indicative, decât acele privitoare la îngrășămintele fosforice.

Institutul Geologic al României

Elaborând un program de cercetări amănunțit, am reușit să fac numai câteva lucrări prealabile, pe care le voiu amintì pe scurt.

Inainte de toate, în ce privește experiențele de câmp, aceste experiențe ne dau un tablou destul de clar: cifrele, aduse pe pagina 39 ne arată, că reacția solului la introducerea îngrășămintelor azotate, crește pe măsura degradării. In ce măsură faptul acesta e condiționat de schimbări în repartizarea materiei organice și anorganice în profilul solului, schimbări, provocate de procesul degradării? Aceasta este o întrebare, care așteaptă încă pe cercetătorul său. Separând însă din această întrebare mare o chestie particulară, cu privire la humus, voiu arătà aici următoarele rezultate ale cercetărilor mele, fără ca să determin rolul acestor fapte și importanța lor în întrebarea mai sus menționată.

Inainte de toate, știm că procesul degradării provoacă o scădere a humusului în sol (vezi fig. 5). Astfel, solurile degradate, cari reacționează simțitor la introducerea îngrășămintelor azotate, sunt în acelaș timp sărace în humus. Cercetările viitoare vor arătà, dacă între aceste fapte este o legătură cauzală.

Repartizarea humusului în orizonturile solurilor din diferitele stadii de degradare

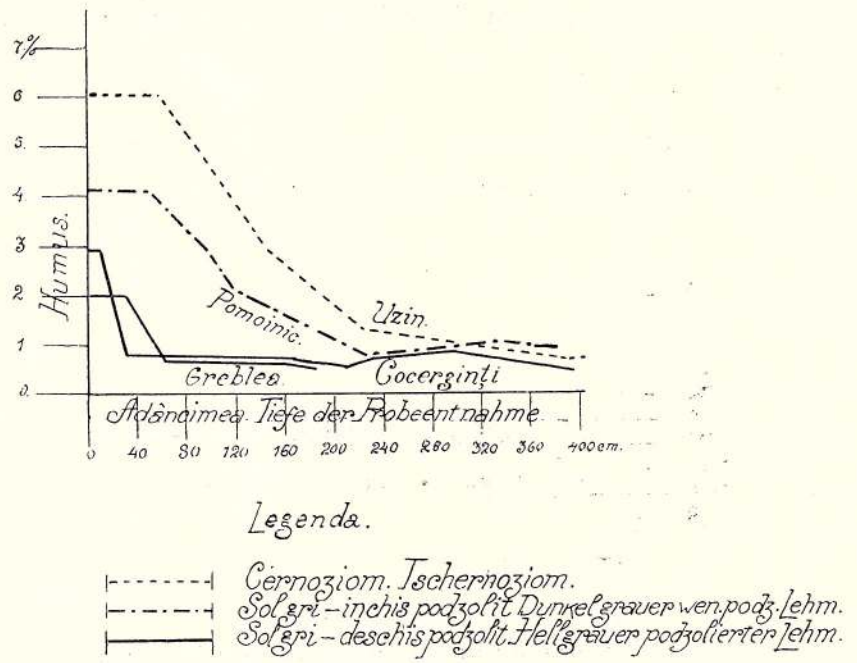


Fig. 12

Humusul descreşte cu adâncimea pe nesimțite la cernoziom și sol gri-închis podzolit și descreşte brusc la cele două probe de sol gri-deschis podzolit

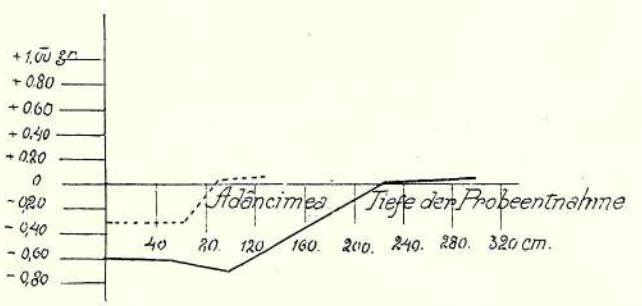
Institutul Geologic al României

Apoi, procesul degradării crează o diferență foarte mare între cernoziom și solurile degradate din punctul de vedere al repartizării humusului în profil. Analizele, făcute de mine, ne arată, că, cantitatea de humus se micșorează de sus în jos, în toate solurile, independent de stadiul degradării. Dar ceea ce e de notat, e, că această micșorare a cantității de humus în profil se produce cu atât mai net și mai brusc, cu cât solul e mai degradat. Diagrama din figura 12 demonstrează această regulă.

Astfel, solurile degradate sunt mai sărace în humus nu numai în orizontul superficial, ci și în orizonturile inferioare.

Din experiențele în vase, putem constata, că s a l p e t r u nu p r o v o a c ă o a c ț i u n e p o z i t i v ă n i c i a s u p r a c e r n o z i o m u l u i, ș i n i c i a s u p r a s o l u r i l o r p o d z o l i t e, a f a r ă d e o r i z o n t u r i l e i n f e r i o a r e, u n d e s e o b s e r v ă o f o a r t e m i c ă m ă r i r e a r e c o l t e i î n u r m a î n g r ă ș ă m i n t e l o r a z o t a t e. Aceasta se vede din tabela 5 și figurile 13 și 14, cari sunt alcătuite la fel, ca și figurile 10 și 11. Întrucât tocmai orizonturile inferioare sunt sărace în humus, și întrucât solurile degradate, sărace în humus, reacționează foarte simțitor la introducerea îngrășămintelor azotate în experiențele de câmp, toate aceste date ne sugerează ideea, că odată ce se cercetează rolul îngrășămintelor azotate în antestepă, e timpul suprem să examinăm și rolul humusului, formelor lui, cantității, etc.

Acțiunea îngrășământului de azot în experiențele în vase asupra orizonturilor solurilor



Legenda

..... Cernoziom Tschernoziom (Drabovo)
———— Sol gri-deschis podz. Hellgrauer podz. Lehm (Tocariovca)

Fig. 13. Adausul de azot a avut influență negativă asupra recoltei în orizonturile superioare ale cernoziomului și solului podzolit. Acțiunea pozitivă începe odată cu orizontul cu carbonați. Mărirea (+) micșorarea (—) recoltei pe orizonturi

Institutul Geologic al României

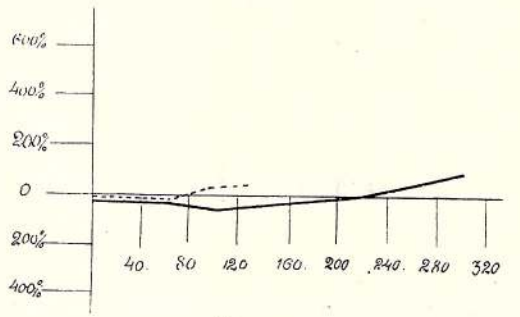


Fig. 14

Aceleaşi date, însă considerând recolta de pe pământul fără îngrăşământ ca unitate, pentru a se vedeà de câte ori recolta pe pământul din orizonturile cu îngrăşământ e mai mare ca pe cel fără îngrăşământ

CAPITOLUL VI.

SCHEMA GENERALĂ PENTRU CARACTERIZAREA PROCESULUI DEGRADĂRII CERNOZIOMULUI

Aceste sunt concluziile, pe cari le-am putut face în baza sistemului de cercetări, adoptat de mine. Ele se văd strânse la un loc în alăturata «schemă generală pentru caracterizarea procesului degradării cernoziomului», schemă în care arăt paralel şi simptomele A) morfologice B) chimice şi C) agronomice ale degradării cernoziomului.

După cum am spus şi în prefaţă, această schemă trebue considerată ca o schemă prealabilă şi care poate că în viitor vă sufere oarecari corective. In orice caz însă e incontestabilă idea, pe care am dorit să-o inspir prin lucrarea de faţă cetitorului, şi anume că în procesul degradării cernoziomului, în procesul acestei metamorfoze, foarte complicate, a solului, trebue să vedem acel obiect, asupra căruia trebue să se îndrepte atât analiza noastră, cât şi atenţia şi cercetările noastre, atunci când căutăm rezolvirea chestiunilor de mai sus. Acest fenomen complicat este fundamental în procesele formării solului în regiunea antestepei; şi tot el este fundamental şi în determinarea poate chiar a majorităţii particularităţilor agronomice ale solurilor din această regiune.

Chişinău, Martie 1924 N. FLOROV.

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

Pag.

Introducere 3
Capitolul I. Câteva observaţiuni asupra rolului pădurilor în procesul degradării. 5
Capitolul II. Morfologia procesului degradării 9
Capitolul III. Chimia procesului degradării 19
Capitolul IV. Influenţa procesului degradării asupra unor însuşiri agronomice ale solului. 36
Capitolul V. Datele chimice asupra elementelor nutritive pe orizonturi şi încercări de aplicare a metodei experienţelor în vase în studiul orizonturilor de sol degradat 40
Capitolul VI. Schema generală pentru caracterizarea procesului degradării 51
Anexe: Caet de cercetării pedologice pe teren cu explicaţie
Desenurile profilelor de sol
Forma elementelor de structură (fotografie)
Tabela 7. Datele analizei chimice
Bibliografia

Institutul Geologic al României

TABELA 6

SCHEMA GENERALĂ

PENTRU CARACTERIZAREA PROCESULUI DEGRADĂRII CERNOZIOMULUI DUPĂ DATELE OBȚINUTE IN URMA STUDIULUI ANTESTEPEI DIN GUB. KIEV.

Stadiul degradării / Simptome		CERNOZIOMUL NEATINS DE PROCESUL DEGRADĂRII	SOLURILE DEGRADATE		
			Primul stadiu al degradării (cernoziomul degradat)	Al doilea stadiu de degradare (sol gri-închis puțin podzolit și sol gri-închis podzolit)	Al treilea stadiu de degradare (sol gri podzolit și gri-deschis podzolit)
A. SIMPTOME MORFOLOGICE		Structura granuloasă. Tranziția între orizonturi e treptată. Linia efervescenței e aproape de suprafață, invizibilă; puterea întregei părți a profilului colorate cu humus (A+B) este însemnată (100—110 cm.) carbonații sunt în formă de pseudă-micelii, presurarea de $S_1 O_2$ lipsește.	Structura granuloasă e distrusă; adeseori se observă o structură foioasă. Intre orizonturi tranzițiile sunt mai repezi. Orizontul de iluviu de carbonați se lasă mai jos (nu întotdeauna) și uneori devine vizibil. Presurarea de $Si O_2$ apare. Pretutindeni se observă pseudomicelii. Orizontul brun-roșcat lipsește. Puterea orizontului colorat cu humus se micșorează.	Structura granuloasă lipsește; se ivesc elemente de structură cu muchi ascuțite. In profil se pronunță foarte bine orizontul palid-deschis de iluviu de carbonați și orizontul brun-roșcat, așezat mai sus. In orizontul superior structura foioasă, iar în orizontul brun-roșcat cea prizmatică sunt mai mult sau mai puțin pronunțate. Presurarea de $Si O_2$ e însemnată; tranzițiile între orizonturi sunt clare. Puterea orizontului cu humus e mai mică decât în stadiul precedent. In orizontul brun-roșcat există un suborizont, colorat de humus. Pseudomiceliul de carbonați e alături de tubulețe de carbonați.	Coloarea humusului în orizontul brun-roșcat dispare cu totul; tranziția între orizonturi e bruscă. Orizontul brun-roșcat și orizontul palid-deschis de iluviu de carbonați sunt bine pronunțate; structura foioasă în orizontul cu humus și cea prizmatică în orizontul brun-roșcat sunt bine pronunțate. Presurarea de $Si O_2$ este în abundență câte odată sub forma de pete albe. Puterea orizontului cu humus e foarte mică. Pseudo-miceliul de obiceiu lipsește, ființând numai tubuletile de carbonați.
	1. Repartizarea globală a substanțelor pe orizonturi	$Si O_2$ este repartizat mai mult sau mai puțin egal în orizonturi; asemenea și $R_2 O_3$, sau sunt puțin spălate în orizonturile inferioare. $K_2 O$ și $P_2 O_5$ formează de obiceiu o acumulare superficială (vegetală) iar $Na_2 O$ o acumulare iluvială. Cantitatea de humus în orizontul superior e mare, micșorându-se de sus în jos în mod treptat. Asemenea succesivă este și tranziția dela orizontul lipsit de carbonați la orizontul cu carbonați.	In orizontul superior analiza globală constată o acumulare de $Si O_2$, deși nu prea mare. Tot așà începe a se formà și o acumulare iluvială de $R_2 O_3$, care se precipită în orizontul cu carbonați. Repartizarea $K_2 O$ și $P_2 O_5$ formează o acumulare superioară, pe când $Na_2 O$ o acumulare iluvială. Cantitatea de humus în orizontul superior se micșorează; în privința repartizării humusului și a CO_2 nu se observă o mare diferență între aceste soluri și cernoziom.	Acumularea eluvială de $Si O_2$ în orizontul superior e mai mare decât în stadiul precedent. Orizontul de acumulare iluvială de $R_2 O_3$ e foarte clar pronunțat, coincizând cu orizontu cu carbonați, pe când orizontul brun-roșcat arată o acumulare de $R_2 O_3$ foarte slabă. $K_2 O$ formează o acumulare superioară deși uneori se formează și iluviul. $P_2 O_5$ formează o acumulare superioară, iar $Na_2 O$ una iluvială. In sol cantitatea de humus se micșorează; această micșorare producându-se nu treptat, ci sărind; tot așà și tranziția dela orizontul lipsit de carbonați la cel cu carbonați e destul de bruscă.	Acumulare eluvială de $Si O_2$ în orizontul superior e pronunțată foarte tare. Orizontul de acumulare iluvială de $R_2 O_3$ e foarte clar pronunțat, această acumulare având loc nu numai în orizontul cu carbonați palid-deschis, ci și în orizontul brun-roșcat și adeseori fiind în acest din urmă orizont și mai mare. Acumularea superioară de $K_2 O$ lipsește, pretutindeni având loc numai acumularea iluvială. $P_2 O_5$ formează o acumulare superioară paralel cu una iluvială. Acumularea iluvială de $Na_2 O$ e mai pronunțată aici decât în stadiile precedente. Cantitatea de humus scade simțitor. Tranziția dela orizontul lipsit de carbonați la cel cu carbonați e foarte bruscă.
B. SIMPTOME CHIMICE	2. Solubilitatea masei minerale în 1% HCl pe orizonturi	Datele lipsesc.	Datele lipsesc.	Solubilitatea $Al_2 O_3$ în 1% HCl în orizontul palid-deschis cu carbonați e puțin mai mare, decât în orizontul cu humus, iar orizontul brun-roșcat nu se deosebește în această privință de orizontul cu humus aproape deloc. Asemenea și $Fe_2 O_3$ e mult mai solubil în orizontul cu carbonați palid-deschis. Solubilitatea RO e puțin mai mare în orizontul cu carbonați și orizontul brun-roșcat, decât în cel cu humus; acelaș lucru se întâmplă și cu privire la $P_2 O_5$.	Solubilitatea $Al_2 O_3$ în 1% HCl crește tare atât în orizontul cu carbonați palid-deschis, cât și în cel brun-roșcat. La solubilitatea $Pe_2 O_3$ se constată o creștere foarte pronunțată atât în orizontul cu carbonați, cât și în cel brun-roșcat. Solubilitatea de $P_2 O_5$ e foarte mărită în ambele orizonturi.
C. SIMPTOME AGRONOMICE	1. Acțiunea îngrășămintelor minerale (experim. pe teren)	Acțiunea îngrășămintelor fosforice e foarte mare. Acțiunea cilitrei e slabă.		Acțiunea îngrășămintelor fosforice e mijlocie. Acțiunea cilitrei e însemnată.	Acțiunea îngrășămintelor fosforice e neîn semnată. Acțiunea cilitrei e foarte mare.
	2. Recolta naturală	Recolta naturală e foarte mare.		Recolta naturală e mai mică decât în cernoziom.	Recolta naturală e și mai mică.
	3. Acțiunea îngrășămintelor minerale în dif. orizonturi (Experimente în vase)	Acțiunea îngrășămintei $P_2 O_5$ în toate orizonturile, adică în cel cu humus, în orizontul de tranziție și cel lipsit de humus e foarte bine pronunțată. Acțiunea cilitrei în orizontul cu humus e negativă, iar în cele inferioare puțin pozitivă.	Datele lipsesc.	Datele lipsesc.	Acțiunea îngrășămintelor de $P_2 O_5$ în orizontul cu humus e negativă; în orizontul brun-roșcat se observă o acțiune extrem de negativă; iar în cel cu carbonați o acțiune pozitivă. Acțiunea cilitrei în orizonturile superioare e negativă; în orizontul cu carbonați puțin pozitivă.

Institutul Geologic al României

ANEXE

Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIUNI LA «CAIET DE CERCETĂRI PEDOLOGICE PE TEREN»

După cum se știe, clasificația științifică a solurilor, se găsește încă în stadiu de desvoltare. E natural, că nici cartografia solurilor principiile de descrierea lor morfologică, nu pot fi considerate ca stabilite definitiv. Din contra, diferiți cercetători aplică foarte felurite metode, cercetând solurile pe teren, și nu sunt rare cazurile, când descrierile morfologiei solurilor, făcute pentru două regiuni geografice, chiar vecine, dar de diferiți autori, e imposibil a le pune în concordanță. Mai cu seamă aceasta are loc în cazurile de cartografie, făcută pentru raioane mici, fiindcă în aceste cazuri trebuie să se elaboreze o clasificație, așà zis, locală și detailată, care ar prinde toate însușirile, separând însă însușirile principale de cele secundare. Tocmai, problema momentului contimporan și constă în elaborarea unor atari clasificări locale, dar evident că pe baza princiipilor generale ale pedologiei contimporane. Și numai după o atare studiere amănunțită a raioanelor geografice ale globului terestru se va puteà adunà materialul necesar pentru stabilirea definitivă a bazelor clasificării științifice ale solurilor.

Incepând studierea antestepei din Kiew în 1910, am constatat, că în literatură lipsesc schemele necesare și conducătoare pentru clasificarea solurilor antestepei, și în lucrările mele prealabile am elaborat atât o schemă pentru clasificarea amănunțită a solurilor din antestepă, cât și un caiet de cercetări pe teren, bazat pe această schemă, și întrebuințat apoi (în 1913—1917) în expediția pedologică a Zemstwei Kiewului, condusă de mine.

Anexez aici acest caiet; schema de clasificare, pe care se bazează, o dau în lucrarea de față, la pagina 18; iar mai înainte a fost publicată în 1916 în ediția rusă «Materiale pentru studierea solurilor și subsolurilor din gub. Kiew»[1]).

Din acest caiet vedem ușor, că la baza descrierii solurilor din antestepă e pus principiul, care e considerat de mine ca fundamental în formarea solurilor antestepei, și anume formarea orizonturilor iluviale și eluviale în profil, și mai cu seamă a orizontului brun roșcat. Toate simptomele, în număr aproape de 70, sunt împărțite în grupări, fiecare din aceste grupări corespunzând unui anumit orizont, genetic independent. Cercetătorul, făcând lucrări pe teren, erà obligat să noteze: 1) prezența sau absența fiecărui simptom în profil; și 2) gradul de pronunțarea lui.

Prof. Nabochih cu ocazia ridicării hârții pedologice a Podoliei în 1915 atinge între altele și schema mea, în prefața lucrării sale: «Materiale pentru cercetarea solurilor și subsolurilor din gub. Podolia», vol. I. In această lucrare D-sa caracterizând metodele mele de cercetări pe teren,

[1]) Materiaux des recherches pédolique dans le district du gouv. Kiew. Memoire de la société imperial d'agriculture de la Russie meridionale 1916 (cu un rezumat în limba franceză).

Institutul Geologic al României

arată atât utilitatea schemei mele, cât şi originalitatea ei prin faptul, că întroduce în cartografie sistemul de a «utilizà pentru scopuri de clasificare numai simptome de degradare homogene din punct de vedere genetic» [1]), apucând prin urmare «pe calea de preferinţă a simptomelor de o anumită geneză» şi construindu-se astfel «o nouă, originală şi unitară schema de clasificare cu un număr minimal de simptome conducătoare, care deşi este foarte simplă, totuş e cu totul suficientă pentru a distinge toate variaţiunile fundamentale ale solurilor degradate din antestepă» [2]).

Cu ocazia conferinţei internaţionale pedologice dela Roma, ce s'a ţinut în Maiu 1924, Biuroul Comisiunii V Internaţionale pedologice («Cartographie du Sol») a publicat în Maiu 1924 sub redacţiunea, d-lui prof. Murgoci traducerea în rezumat a broşurei lui Nabochih «Pedologische Arbeit im Felde» cu o prefaţă de prof. A. Till. In această broşură se găseşte un caiet pentru lucrări pedologice pe teren, întitulat: «Nabochihs Notizbuch der Bodenuntersuehung in der Natur für Tschernoziomgebiet, bearbeitet von Florov und Murgoci 1924» [3]), care cuprinde cu foarte mici schimbări [4]) caietul meu de faţă, înaintat de mine Comisiunii menţionate încă în Ianuarie 1924 pentru publicare ca anexă la articolul meu «Über die bodenkartographischen Arbeiten in der Ucraina». Am găsit, că s'a făcut o greşeală, că s'a adus schimbări caietului meu prin adausele (asupra florii şi stării culturale punctului cercetat), precum şi că s'a atribuit caietul profesorului Nabochih, sau e considerat ca fiind prelucrat de Florov şi Murgoci. Deasemenea ţin să remarc, că caietul a fost alcătuit special pentru antestepă, şi nu pentru cernoziom, cum este dat în caietul broşurii amintite.

Deaceea, în urma dorinţei mele, în publicaţia Comisiunii V Internaţionale pedologice din vol. «État de l'étude et de la cartographie du sol», ce a apărut în Septemvrie 1924 sub redacţiunea D-lui Murgoci, caietul meu s'a publicat în articolul meu «Über die bodenkartographisen Arbeiten in der Ucraina» [5]) fără schimbări şi greşeli menţionate, adică sub forma şi titlu, după cum l-am prezentat la timp Comisiunii şi după cum îl public şi în ucrarea de faţă.

---

[1]) Vezi Prefaţa la lucrarea: Materiale pentru studierea solurilor şi subsolurilor din gub. Podolia, Vol. I, 1916

[2]) Idem.

[3]) Iar în prefaţa de prof. A. Till numit «ein Probeblatt der letzten Zusammenstellung von Murgoci und Florov».

[4]) Sunt introduse câteva coloane şi anume pentru descrierea florei şi stării culturale a punctului cercetat.

[5]) Vezi V-eme commission internationale pe'dologique. État de l'étude et de la cartographie du sol dans divers pays de l'Europe, Amerique, Afrique, et Asie, pag. 252.

CAIET DE CERCETĂRI PEDOLOGICE PE TEREN
pentru regiunile de antestepă (Waldsteppengebiet)
de N. FLOROV.

Intrebuinţat în expediţia pedologică a Zemstvei Kievului în 1913—1917.

No. Secţiunii	Localitatea. Relieful (macro şi micro). Altitudinea dela nivelul mării	Puterea totală a orizonturilor cu humus	Puterea orizontului cu humus şi carbonaţi	Orizontul cu humus, omogen colorat (A)						Orizontul cenuşiu (podzolit) de acumulare a SiO_2					Orizontul brun-roşcat de acumulare a R_2O_3; partea colorată cu humus şi lipsită de carbonaţi					Orizontul brun roşcat de acumulare a R_2O_3; partea necolorată cu humus şi lipsită de carbonaţi							Orizontul brun roşcat de acumulare a R_2O_3; partea cu carbonaţi			
				Puterea	% de humus (după analiză)	Coloarea şi nuanţele	Compoziţia mecanică	Structura		Structura orizontului de tranziţie (B) în cernoziom şi cernoziomul degradat	Forma şi gradul pronunţării (pete izolate sau strat neîntrerupt)	Puterea	Structura			Coloarea şi nuanţele	Puterea	Cimentarea	Structura		Coloarea şi nuanţele	Puterea	Cimentarea	Structura				Puterea	Structura		
								foioasă	granuloasă				nuciformă	prizmatică	foioasă				prizmatică	granuloasă				părţii superioare			părţii inferioare				
																								nuciformă	microprizmatică	foioasă	prizmatică		prizmatică	granuloasă-lungăreaţă	Elemente fără formă
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32

Puterea	Orizontul de acumulare a R_2O_3 izolate: Tipul, forma şi adâncimea acumulării de R_2O_3										Orizontul cu carbonaţi						Presurarea de SiO_2			Elementele fără formă			Crotovine	Găuri de viermi	Blocurile eratice şi adâncimea apariţiei lor	Caracterul tranziţiei de la orizontul A la orizontul B	Caracterul tranziţiei de la orizontul cu humus la orizontul lipsit de humus	Apa subterană			Roca mumă						Tipul de sol	Observaţiuni
	Aţe şi fire feruginoase	Pete rugînite	Pete sure	Vivianit	Pseudofibre	Pojghiţe brune şi negre	Bobovine	Ortştein sub formă de concreţiuni	Ortştein sub formă de straturi	Punctaţii	Adâncimea unde începe efervescenţa	Adâncimea carbonaţilor evidenţi	Gradul pronunţării în profil a „liniei efervescenţei"	Forma carbonaţilor şi adâncimea apariţiei lor: Liublinitul (sau pseudomiceliul)	Tubuleţele	Bieloglazca (ochi albi)	Depuneri pulveriforme	Bobovine şi păpuşi	In orizontul A	In orizontul de tranziţie	In orizontul brun-roşcat	In orizontul A	In orizontul de tranziţie	In orizontul brun-roşcat					Adâncimea	Hleiul; adâncimea şi gradul pronunţării	Structura piramidală	Loessul	Depozite loessoide	Morene	Argilă fără blocuri eratice	Aluviul	Alte formaţiuni		
33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73

Institutul Geologic al României

EXPLICAREA DESENURILOR COLORATE

TABLA I

Trei desenuri colorate prezintă tipurile de sol principale ale antestepei basarabene ($^1/_{20}$ din mărimea naturală). Probele, adunate de mine în cutii până la o adâncime de 4.5 metri se păstrează în Muzeul Național din Chișinău.

Desenul I. Cernosiom pe loess, Budachi, Sudul Basarabiei, malul Mării Negre. Loessul e compus din 3 etaje, separate unul de altul prin pătura de sol fosil. Desenul ne dă etajul de loess superior, și solul fosil superior. Etajul superior de loess are la o adâncime de 160—240 cm. o pătură de loess brun roșcat cu bieloglazcă, care e caracteristă stepei uscate (semipustie). Solul contimporan prezintă un cernosiom tipic, granulos, cu tranziție treptată dela un orizont la altul.

Desenul II. Solul gri-închis, puțin podzolit, pe loess, Percauți, Nordul Basarabiei. Loessul e compus din două etaje, ceeace e caracteristic părții nordice a Basarabiei. Desenul ne reproduce ambele etaje și solul fosil între ele. Solul contimporan are orizontul brun roșcat, de acumulare a R_2O_3 clar pronunțat, și extins până la o adâncime de 110 cm., acest orizont e clar delimitat de orizontul de acumulare al carbonaților, așezat mai jos; linia efervescenței e bine vizibilă. Orizontul brun roșcat e compus din partea superioară, care și-a păstrat coloarea de humus și partea inferioară, sau brun roșcată, propriu zis.

Desenul III. Solul gri-deschis podzolit pe argila loessoidă de terasă, având la bază nisipuri; Darabani, Nordul Basarabiei. Loessul are un caracter deluvial, e compus dintr'un etaj, e puțin stratificat, ceeace caracterizează regiunile aluviale. Dela o adâncime de 345 cm. loessul se înlocuește cu nisipuri cu prundiș. Solul contimporan prezintă extremul stadiu de degradare, având nu numai orizontul brun roșcat al acumulării R_2O_3. (50—105 cm.), ci și orizontul albicios al acumulării SiO_2 (20—50 cm.). Orizontul brun roșcat e pronunțat și mai clar, decât în profilul precedent, și e delimitat și mai bine de orizontul cu carbonați, așezat mai jos. Linia efervescenței (la o adâncime de 105 cm.) e foarte pronunțată.

Descrierea orizonturilor a parte și mărimea lor sunt date în tabla I, pe pagina din stânga.

TABLA I

TREI PROFILURI DE SOLURI DIN DIFERITE STADII DE DEGRADARE. DESENURILE SUNT FĂCUTE DUPĂ COLECȚIUNILE D-LUI N. FLOROV DIN 1922—1923, CARE SE PĂSTREAZĂ ÎN MUZEUL NAȚIONAL DIN KIȘINĂU

I		II		III	
A. Oriz. cu humus, omog. colorat. Structura granuloasă.	A. 0-30 cm.	A. Oriz. cu humus structura granuloasă-foioasă.	A. 0-35 cm.	A. Oriz. cu humus, structura foioasă.	A. 0-20 cm.
B. Oriz. de tranziție Dela 50 cm. apare pseudomicelliul.	B. 30-65	B_1. Partea superioară a oriz. brun-roșcat, colorată cu humus.	B_1. 35-60	B. Oriz. cenușiu; acumulare de SiO_2.	B. 20-50
C. Loessul gri-galben cu pete de humus, găuri de viermi crotovine, punctație.	C. 65-100	B_2. Partea inferioară a oriz. brun-roșcat, necolorată cu humus. Iluviul de R_2O_3 se observă prin coloare și structură.	B_2. 60-110	C. Oriz. brun-roșcat.; structura prizmatică și «linia efervescenții» sunt pronunțate foarte bine.	C. 50-105
D. Oriz. de loess prizmatic, palid-roșcat cu beloglazca.	D. 100-160	C. Etajul superior de loess, oriz. palid de acumulare a $CaCO_3$; găuri de viermi, tubulețe de carbonați.	C. 110-200		
E_1. Oriz. de loess brun-roșcat, prizmatic. Beloglazca se găsește rar.	E_1. 160-240	D. Solul fosil de tip cernoziom, puțin degradat. Oriz. cu humus. Apar crotovine.	D. 200-250	D. Argila loessoidă, galbenă, cu punctuație, pete ruginite și crotovine (rar). Pretutindeni carbonați sub forma de tubulețe.	D. 105-345
E_2. Acelaș loess, dar mai deschis.	E_2. 240-260	E. Oriz. palid cu carbonați al solului fosil, cu crotovine foarte dese. Apar carbonați sub forma de păpuși.	E. 250-300		
F_1. Oriz. de loess palid deschis cu găuri de viermi, e bogat în carbonați.	F_1. 260-300				
F_2. Acelaș loess. Apar crotovine.	F_2. 300-370	F. Loess palid-etajul inferior. E străpuns de crotovine (fosile).	F. 300-400	E. O pătură de prundiș.	E. 345-370
G. Solul fosil superior, brun-roșcat, prizmatic, cu crotovine.	G. 370-450 cm.	G. Acelaș loess. Crotovinele sunt rare.	G. 400-450 cm.	F. Nisip stratificat și cu carbonați.	F. 370-450 cm.

Institutul Geologic al României

N. FLOROV

Degradarea cernoziomului în antestepă

Tipul de sol: cernoziom de stepă pe loess. Localitatea: Budachi, Basarabia, malul Mării-Negre. N. Catalogului 56

Tipul de sol: Sol gri-închis puțin podzolit pe loess cu două etaje. Local.: Percauți, Basarabia; malul drept al Nistrului. N. Catalogului 77

Tipul de sol: Sol gri-deschis podzolit pe argilă loessoidă, având la bază nisipuri. Local.: Darabani, Basarabia. N. Catalogului 76



EXPLICAREA FOTOGRAFIILOR

TABLA II ŞI III

Fotografiile prezintă elementele de structură din diferitele orizonturi ale solurilor din diferite stadii de degradare ($^2/_3$ din mărimea naturală). NN 1, 3 şi 5 ne arată structura cernosiomului, NN 2, 4, 6 şi 7 ne dau structura solului gri-deschis podzolit.

N 1. Elementele de structură granuloasă a cernosiomului, dela o adâncime de 25 cm. (orizontul cu humus, A).

N 2. Elementele de structură prizmatică ale solurilor gri-deschis podzolite; dela o adâncime de 25 cm.

Comparând N 1 cu N 2, vedem clar, că procesul degradării schimbă conturile rotunjite ale grăunţelor, dându-le un caracter cu muchii drepte.

N 3. Elementele de structură granuloasă maşcată a cernosiomului, dela o adâncime de 60—80 cm. (Orizontul de tranziţie, B.).

N 4. Elementele de structură nuciformă a solului gri-deschis podzolit, dela o adâncime de 30 cm. (orizontul albicios).

Comparând N 3 cu N 4, vedem că procesul degradării distruge caracterul ondulos al elementelor, inerent cernozionului.

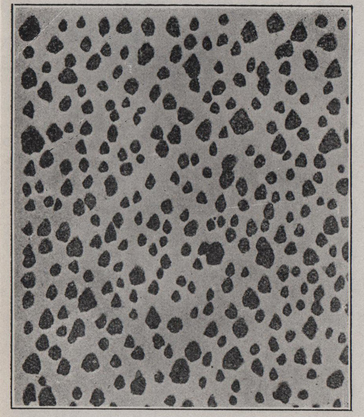
N 5. Elementele de structură în coloane neregulate ale cernosiomului (forma granuloasă-lungăreaţă), dela o adâncime de 90 cm. (orizontul de tranziţie). La stânga, jos se văd acumulări de pseudomiceliul de carbonaţi.

N 6. Elementele de structură prizmatică mascată, din orizontul brun roşcat al solului gri-deschis podzolit, dela o adâncime de 90 cm.

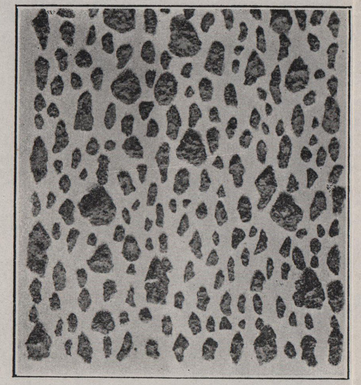
Comparând N 5 cu N 6, vedem, că sub influenţa procesului degradării «coloanele» cernosiomului cu conturele lor onduloase, se înlocuesc cu prizme, adică cu elemente, cari au feţe plane şi muchii drepte şi pronunţate.

N 7. Elemente de structură şistoasă şi foioasă din orizontul superficial al solului gri-deschis podzolit.

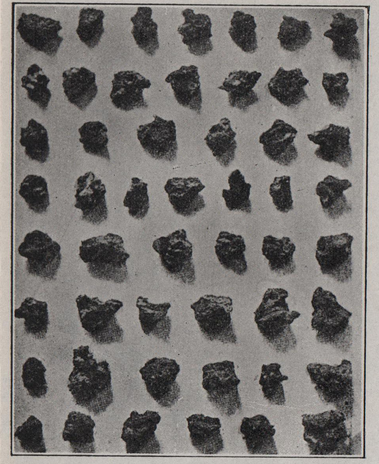
TABLA II



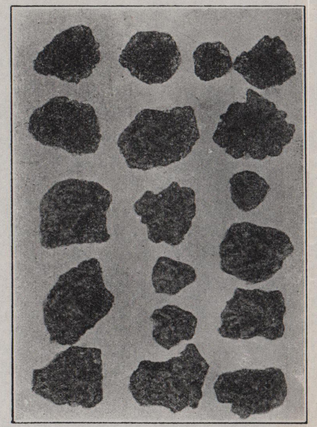
No. 1. Elemente de structură granuloasă (microgranuloasă) ale cernoziomului, Orizontul cu humus (A)



No. 2. Elemente de structură prizmatică (microprizmatică) ale solului gri-deschis podzolit. Orizontul cu humus (A)

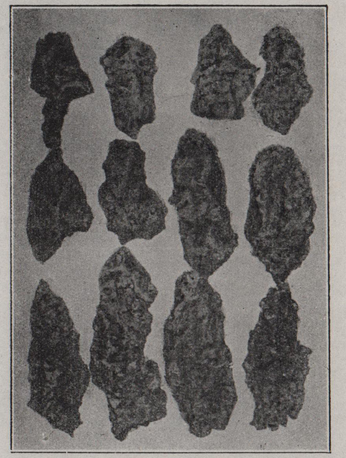


No. 3. Elemente de structură granuloasă (macrogranuloasă) ale cernoziomului. Orizontul de tranziţie (B)

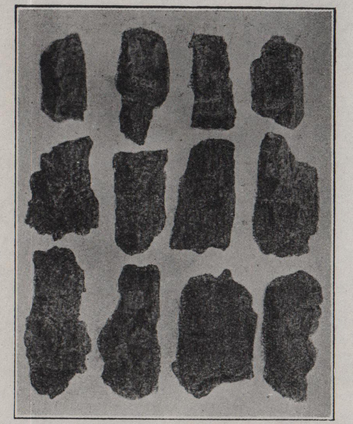


No. 4. Elemente de structură nuciformă ale solului gri-deschis podzolit. Orizontul cenuşiu

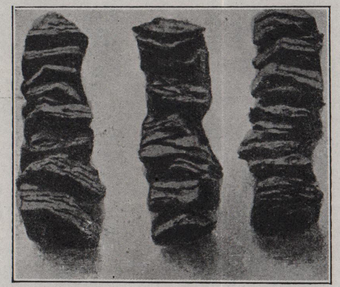
TABLA III



No. 5. Elemente de structură lungăreaţă-granuloasă (sau în coloane neregulate) ale cernoziomului. Orizontul de tranziţie (B)



No. 6. Eemente de structură prizmatică (macroprizmatică) ale solului gri-deschis podzolit. Orizontul brun roşcat



No. 7. Elemente de structură şistoasă (si foioasă) ale solului gri-deschis podzolit. Orizontul cu humus

Institutul Geologic al României

DATELE ANALIZEI GLOBALE

No. 200. COMUNA UZIN, GUB. KIEW. PLATOU; CERNOZIOM PE LOESS.

TABELA 7

	100 PĂRŢI DE SOL (USCAT LA TEMPERATURA AERULUI), CONŢIN:																		LA 100 PARTI DE ŞI O_2		100 PĂRŢI DE SOL LIPSIT DE HUMUS ŞI CARBONAŢI ŞI USCAT LĂ TEMPERATURA DE 105°, CONŢIN:									
	humus	CO_2	H_2O (hig.)	H_2O (chim)	Pierderea prin combustie	Azot	SiO_2	P_2O_5	Al_2O_3	Fe_2O_3	Mn_3O_4	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	$CaCO_3$	$MgCO_3$	total	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	P_2O_5	Al_2O_3	Fe_2O_3	Mn_3O_4	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O (chim)
Orizontul A, 0—50 cm. gri-închis, structura granuloasă	6.02	0.05	3.84	1.40	11.26	0.46	73.67	0.09	8.30	2.82	0.06	1.19	0.34	1.89	1.02	0.09	0.01	100.69	11.27	3.83	81.81	0.10	9.21	3.13	0.06	1.26	0.36	2.09	1.13	1.55
Orizontul B, 60—140 cm. Tranziţie; dispariţia treptată a coloarei gri. Pretutindeni e pseudomiceliu; crotovine	3.11	4.04	2.91	0.94	6.96	0,16	68.40	0.08	7.75	2.97	—	6.19	0.81	1.75	0.97	7.76	1.18	99.92	11.33	4.34	80.43	0.09	9.11	3.49	—	2.17	0.29	2.05	1.14	1.10
Orizontul C, 140—220 cm. Loessul e foarte mult bortilit de cârtiţă, e murdărit prin scurgerile humusului	1.30	5.20	2.23	1.27	4.80	0.05	68.19	0.06	8.33	2.61	0.04	6.97	1.39	1.81	0.98	9.23	2.15	100.38	12.21	3.08	80.13	0.07	9.78	3.06	0.04	2.12	0.43	2.12	1.15	1.49
Orizontul E, 300—380 cm., Loessul galbendeschis, cu vinişoare de carbonaţi, Crotovinele sunt rare	0.70	4.49	2.23	1.57	4.50	0.07	69.89	0.06	9.51	3.09	0.06	5.30	1.92	1.93	1.09	6.78	2.86	101.84	13.61	4.42	79.93	0.07	10.87	3.53	0.06	1.72	0.64	2.20	1.24	1.79

NO. 6033. COCERJINŢI, GUB. KIEW. PLATOU; SOL GRI-DESCHIS PODZOLIT PE LOESS.

Orizontul A, 0—15 cm., orizontul de humus de coloare deschisă, structura foioasă, presurarea de Si O_2 e abundentă	2.88	0.045	2.77	1.66	7.31		74.23	0.117	9.63	3.84		2.31	0.86	1.51	0.77	0.07	0.01	100.61	12.97	5.17	78.74	0.12	10.21	4.07	—	2.40	0.90	1.60	0.81	1.75
Orizontul B_1, 15—30 cm., orizontul podzolit alb, cu pete brun-roşcate, şi pete de Si O_2; structura nuciformă	0.82	0.062	3.79	2.91	7.52	nat	72.17	0.182	10.62	5.04	nat	2.51	1.06	1.80	0.65	0.09	0.03	101.51	14.71	6.98	75.74	0.09	11.14	5.29	—	2.58	1.10	1.88	0.68	3.05
Orizontul B_2 30—150 cm. Orizontal brun-roşcat, structura prizmatică, suprafaţa prizmei lucie; e lipsit de carbonaţi	0.70	0.072	3.84	3.84	8.38	mij	70.02	0.101	12.18	5.23	mi	2.06	1.15	0.92	0.54	0.09	0.05	100.66	17.41	7.46	73.45	0.10	12.78	5.48	—	2.10	1.18	0.96	0.56	4.02
Orizontul C, 150—200 cm. Acelaş orizont; structura piramidală, foarte compactă	0.52	0.072	4.03	3.70	8.25	ter	70.19	0.095	12.02	5.11	ter	2.09	1.11	1.41	0.92	0.09	0.05	101.26	17.16	7.28	73.64	0.10	12.61	5.36	—	2.14	1.14	1.47	0.96	3.88
Orizontul D_1, 200—225 cm. Orizontul galben deschis, iluviul de carbonaţi; pretutindeni vinişoare de Ca CO_3	0.73	7.98	3.41	3.76	7.90	de	55.78	0.094	9.56	4.38	de	11.67	1.07	1.68	0.81	15.97	1.71	100.94	17.13	7.85	71.34	0.12	12.21	5.60	—	3.43	0.33	2.15	1.03	4.81
Orizontul D_2, 225—280 cm. Loess închis. Sol fosil, mai sărac în carbonaţi.	0.90	3.03	3.19	3.31	7.40	sia	69.11	0.062	8.26	3.60	sia	4.95	0.90	1.73	1.06	5.49	1.16	100.11	11.95	5.21	77.42	0.07	9.26	4.03	—	2.10	0.39	1.93	1.18	3.70
Orizontul G_5, 330—480 cm. Loess palid, cu concreţiuni de Ca CO_3	0.36	6.93	1.19	1.96	3.51	Nu	71.69	0.050	6.05	2.52	Nu	7.12	1.08	1.31	0.89	12.25	2.15	100.76	8.43	3.51	85.29	0.06	7.20	2.99	—	0.32	0.07	1.55	1.05	2.33

Institutul Geologic al României

INDICATORUL LITERATURII (Pe scurt) [1])

A. AGAPITOV — In chestia originii cernoziomului. Comunicările secţiei ost-siberiene a societăţii imperiale ruse de geografie, 1881 (r).

N. ADAMOV — Factorii productivităţii cernoziomului rus. (r)

A. BÂCIHIN — In chestia mobilizării şi demobilizării acidului fosforic în orizonturile cernoziomului din comuna Ploti. (r)

N. BOGOSLOVSCHI — In chestia trecului stepelor noastre. Revista rusă. «Pedologia» 1902. (r)

— — Asupra unor evenimente de dezagregare în regiunea şesului rus. Comunicările comitetului geografic 1889. (r)

— — Asupra conţinutului de humus în diferitele orizonturi. Materiale pentru studiul solurilor ruse VI. (r)

N. DIMO — Apercu geo-pedologique sommaire de la partie meridionale de Gouv. de Saratow Bodenkunde 1903 No. 2.

V. DOCUCIAEV — Materiale pentru aprecierea pământurilor din gubernia Nijnii-Novgorod. B. X., XII, XIV. (r)

— — Materiale pentru aprecierea pământurilor din guv. Poltava. B. I-XVI. (r)

— — Asupra podzolului. Lucrările societăţii imperiale libere economice, 1880. (r)

— — Cernoziomul rus 1883. (r)

— — Stepele noastre înainte şi acum 1892. (r)

— — Metode pentru rezolvirea chestiunii, dacă în stepele Rusiei de Sud au fost cândva păduri. Lucrările societăţii imperiale libere economice 1889. (r)

P. ENCULESCU — Trecutul solului din câmpia română 1921.

— — Curs de agro-geologie (litografiat; neterminat încă, 1921—1922).

N. FLOROV — Materiaux des recherches pedologique dans le district du Guv de Kiev. Memoire de la société imperial d'agriculture de la Russie meridionale 1916. (r; rezum. franc.)

— — Experimente în massă cu îngrăşeminte minirale în guv. Kiev şi cercetările de sol în legătură cu aceste experimente 1912. (r)

— — Zur Frage über den Degradierungsprozess des Tschernosioms und über die Bedeutung dieses Prozesses für einige Gebiete der Agronomie. (Comptes rendus de la conférence extraordinaire agropédologique a Prague 1922). 1924.

— — Zur Frage über die Klassification der Boden der Wald-Steppe. (Comptes rendus...) 1924.

— — Experimente în massă cu îngrăşăminte minerale în guv. Kiev. Dare de seamă generală pe 3 ani, 1915. (r)

— — Uber die bodenkartographischen Arbeiten in der Ukraina. Etat l'étude et de la cartographie du sol. Collection de memoires de differénts auteurs presentés a la 4 eme conference intern. pedologiq. de Rome.

[1]) Litera r în paranteze înseamnă, că lucrarea e publicată în rusește.

Institutul Geologic al României

I. FREIBERG — Materiale pentru aprecierea pământului din jud. Kromny din guv. Orel 1902. (r)

K. GLINCA — Formarea solului, caracteristica tipurilor de sol şi repartiţiunea geografică a solurilor 1913. (r)

— — Pocivovedenie (Manual-Pedologie) 1908. (r)

St. C. HEPITES — Clima şi pădurile.

— — Schimbatu-sa clima? 1898.

A. ISMAILSCHI — Umiditatea solului 1894. (r)

B. IANOVCIC şi BONDAREV — Cercetarea solului din guv. Herson prin metoda cu experimente în vase 1913. (r)

KORGINSCHI — Lucrările societăţii naturaliştilor din Cazani V. XVIII şi XVII. Frontiera nordică a regiunii cernoziomului. (r)

P. KOSTACEV — Solurile regiunii de cernoziom din Rusia, 1886. (r)

— — Formarea şi însu irile humusului. Lucrările societăţii naturaliştilor din Petersburg XX, 1889. (r)

— — Legătura dintre soluri şi unele formaţiuni de plante. Congresul al VIII al naturaliştilor şi medicilor din Rusia, 1890. (r)

KRASNOV — Stepele ierboase din emisfera nordică. (r)

P. KOSSOWITSCH — Die Schwarzerde 1912.

— — In chestia conţinutului de bioxid de carbon în soluri. Jurn. Rus de agronomie experimentală 1900. (r)

— — Planta, fosforitul şi solul 1910. (r)

A. KRASIUC — Cercetările asupra scoarţei solului ale şcoalei de pomicultură din guv. VORONEJ. (r)

A. KOSTELETSCHI — Jurn. (rus) de agronomie experimentală 1909.

— — In chestia productivităţii solurilor în privinţa P_2O_5. (r)

S. KRAWKOW — Cercetări asupra studiului rolului, pe care îl joacă tericiul în formarea solului 1911. (r)

— — Materiale asupra studiului descompunerii resturilor de plante în sol 1908(r)

— — Cercetări asupra unor însuşiri fizice ale cernoziomului din stepa neexploatată. (r)

E. A. MITSCHERLICH — Bodenkunde für Land und Fostwirte 1920

G. MOROZOV — Materiaux pour l'étude de l'ecorce d'alteration dans le district de Bobrov, gouv. de Woronege.

GH. MUNTEANU MURGOCI — Die Bodenzonen Rumaeniens.

— — The climate în Roumania and vicinity in the late quatemary times 1910

— — Graniţa între pădure şi stepă. 1907.

A. NABOCHI — Problema clasificării în pedologie. (r)

— — Scurte observaţiuni asupra subsolurilor din guv. Podolia şi regiunile vecine 1915. (r)

— — Câteva observaţiuni la harta pedologică schematică a guv. Podolia. (r)

— — Materiale pentru cercetările solurilor şi subsolurilor din guv. Podolia. (r)

— — Rezultatele cercetărilor prealabile ale solului dela 1906—1911 în Sud-Vestul Rusiei. (r)

— — In chestia metodei cercetărilor pedologice pe teren şi în laborator 1914—1916. (r)

— — Mersul şi rezultatele lucrărilor pedologice în guv. Harcov. 1914. (r)

— — Compoziţia şi geneza diferitelor orizonturi ale unor soluri şi subsoluri din Sudul Rusiei. (r)

Institutul Geologic al României

P. OTOTKI — O scurtă caracteristică a tipurilor de sol din guv. Saratov 1884. (r)
N. OKINSEVICI — Pădurile Basarabiei şi raporturile cu relieful regiunii şi al solurilor. Analele societăţii naturaliştilor din Rusia, XXXII 1908. (r)
I. PACIOSKI — Stepele regiunii Mării Negre. Analele societăţii imperiale geografice din Rusia de Sud 1908. (r)
După redacţia prof. D. Pranişnicov. — Rezultatele experimentelor în vase şi ale cercetărilor în laborator. (r)
— — Este angidridul fosforic accesibil plantei? 1899. (r)
D. RUSESCU — Chestiunea împăduririlor artificiale în România 1906.
E. RAMANN — Forstliche Bodenkunde und Standortslehre 1903.
— — Der Ortstein und aehnliche Sekundarbildungen in den Diluvial—und Aluvialsanden. Iahrb. d. k. press. geol. Landesanst. für 1885 Berlin 1886.
— — Ueber Bildung und Kultur des Ortsteins Zeitschrif. Forst- und Jagdwesen. 1886. H. I.
— — Die Waldstreu und ihre Bedeutung für Boden und Wald. 1890.
— — Bodenkunde, 1911, Berlin.
RUPRECHT — Geobotanische Untersuchungen über den Tschernoziom, 1886.
N. SIBIRŢEV — Materiale pentru aprecierea pământurilor din jud. Epifan guv. Tula, 1899. (r)
— — Cernoziomul în diferite ţări 1898. (r)
— — Pedologie (Manual) 1900. (r)
K. SPRENGEL — Bodenkunde, 1837.
TH. SAIDEL — Untersuchungen über die Reaction wesserlicher Bodenauszüge 1913.
TH. SAIDEL şi E. PROTOPOPESCU PACHE — Rezultatele unor încercări de vegetaţie cu soluri şi extracte de soluri.
A. SABANIN — Manual prescurtat de pedologie, 1909. (r)
SAHAROV — Scoarţa dezagregării şi cernoziomul din stepa Lorii, Bodenkunde, 1906. (r)
P. SLIOSKIN — Exerciţii asupra humusului, 1900. (r)
SMIDT — Cercetări fizico-chimice ale solurilor şi subsolurilor din zona cernoziomului din Rusia, 1879. (r)
TULAIKOV — Acţiunea diferitelor elemente nutritive introduse în sol sub formă de îngrăşăminte, 1911. (r)
TANFILIEV G. — Baraba şi stepa Kulundina în regiunea Altai, 1902. (r)
— — Graniţa pădurilor în Rusia de Sud 1894. (r)
— — Cercetările botanico-geografice în zona stepei. (r)
M. TCACENCO — Rolul pădurii în formarea solului. (r)
W. WILLIAMS — Pedologie (Manual), 1914, 1916. (r)
WELBEL — Lucrările staţiunii experiementale din Poltava, experimente în vase. (r)
G. WISOTSKI — Condiţiunile culturii pădurilor din raionul silvic, Samara, 1908. (r)
— — Cercetările geologice în zona cernoziomului din Vestul Siberiei. (r)
— — Pădurea şi stepa; jurnalul (rus) silvic, 1904. (r)
— — Din cele mai vechi documente asupra schiţilor, râurile principale, şi lipsa de păduri în stepele din Rusia de Sud, jurnal silvic, 1905. (r)
— — Iluviul din stepa şi structura solurilor de stepă, jurnal (rus), Pedologie, 1901. (r)
— — Importanţa hidro-climaterică a pădurilor din Rusia 1911. (r)
— — Observas. hidrologique et geo-biologique dans Veliko-Anadol, 1899.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ÜBER DIE DEGRADIERUNG DES TSCHERNOSIOMS IN DEN WALDSTEPPEN

VON

PROF. N. FLOROV

VORWORT

Die vorliegende Arbeit berührt zwei Fragen, die mit einander eng verbunden sind: 1. Die Frage über die Degradierung des Tschernosioms, 2. Die Frage über den Einfluss, welcher die Degradierung auf die agronomischen Eigentümlichkeiten des Bodens ausübt.

Was die erste Frage anbetrifft, so ist sie erst verhältnissmässig vor kurzem aufgetaucht.

Die Vermutungen über die Möglichkeit eines Degradierungsprozesses in der Natur waren übrigens in der russischen Litteratur schon in den Jahren 1880—1890 ausgesprochen, aber nur in einer allgemeinen Form und fanden nicht sofort eine allgemeine Anerkennung.

Eine planmässigere Erforschung dieser Fragen sehen wir erst im Anfang dieses Jahrhunderts und besonders in der Zwischenzeit von 1905 bis 1915, als die Arbeiten des russischen Zemstwo in der Erforschung der Bodendecke der Loesszone in Russland eine hohe Entwickelung erhielten. Mit dem Studium dieser Zone sind hauptsächlich die bedeutendsten Schriften über die Degradierung verbunden.

Erst später ist die zweite Frage aufgekommen. Wir finden in der Literatur über die Loesszone nur zufällige Andeutungen, welche diese zweite Frage berühren und zwar erst in den Schriften des Anfangs dieses Jahrhunderts.

Auf diese Weise erscheinen diese beiden Fragen neu und es ist natürlich, dass darüber in der Bodenliteratur nur spärliches Material enthalten ist, wobei diese Fragen in der russischen Bodenliteratur hauptsächlich berührt worden sind.

Da augenblicklich diese Literatur bis auf einige Ausnahmen nicht zu meiner Verfügung steht, so bin ich der Möglichkeit beraubt einen Überblick über diese Literatur zu geben. Indem ich diesen Umstand sehr bedauere, möchte ich versuchen diese Lücke bis zu einem gewissen Grade auszufüllen und gebe am Ende dieser Schrift ein Verzeichnis der Arbeiten,

Institutul Geologic al României

welche einige oder sogar entfernte Beziehung zu den von mir erörterten Fragen haben.

Dieses Verzeichnis ist von mir teils auf Grund der in meinen Händen sich befindlichen Schriften, teils auf Grund der bei mir sich befindlichen Anmerkungen zusammengestellt. Es ist natürlich nicht vollkommen und kann nur eine provisorische Bedeutung haben, da es unter solchen Umständen zusammengefasst ist, welche die Möglichkeit einer normalen Bearbeitung des ganzen wissenschaftlichen Materials ausschliessen. Diese Umstände sind auch die Ursache, warum ich im Texte keine Stellen aus den Schriften anführe.

Zum Schlusse halte ich es für nötig zu bemerken, dass, wie ich es im IV. Kapitel erwähne, meine Arbeiten inbetreff der berührten Fragen hauptsächlich zu der Zeit sich beziehen, wo ich im Auftrage des Kiewschen Zemstwo im Verlaufe von einer Reihe von Jahren, von 1910 angefangen, die Erforschung der Böden im Kiewschen Gouvernement unternahm.

Einen Teil des bei diesen Arbeiten gewonnenen Materials habe ich veröffentlicht, den anderen Teil zum Druck vorbereitet; er ist aber bis jetzt nicht gedruckt. Diese meine Arbeit enthält die Grundthesen und die Ergebnisse des ganzen Materials.

Gleichfalls halte ich es für nötig darauf hinzuweisen, dass das Ziel dieser Arbeit darin besteht, das erlangte und zerstreute Material über die Frage der Degradierung des Tschernosioms in ein bestimmtes Schema zusammen zustellen, welches nach Möglichkeit die Frage von verschiedenen Standpunkten betrachtet: dem morphologischen, chemischen, und agronomischen, und einen in dieser Hinsicht ersten Versuch vorstellt. Dabei muss ich bemerken, dass dieses Material, obgleich es nicht umfangreich ist und den Charakter von Vorarbeiten trägt (siehe die agronomischen Versuche), dennoch auf eine bestimmte Gesetzmässigkeit hinweist, auf gewisse Verallgemeinerungen schliessen lässt und leicht dem von mir gegebenem Schema sich anpasst (siehe Kapitel VI). Deswegen, obgleich dieses Schema als ein zeitweiliges oder eher als ein Arbeitschema angesehen werden muss, halte ich dennoch seine Veröffentlichung vollständig für zeitgemäss, wie infolge der Wichtigkeit der Frage, die in letzter Zeit aufgetaucht ist und der Dürftigkeit der Literatur hinsichtlich dieser Frage, so auch infolge der bestimmten Hinweisungen, die auf Grund dieses Schemas inbetreff der weiteren Richtung der Arbeiten gemacht werden können.

Kischineff, März, 1924. N. FLOROV

Institutul Geologic al României

EINLEITUNG

Der Begriff «Waldsteppe» gehört zu jenen Begriffen und Ausdrücken, für die es in der wissenschaftlichen Literatur bis jetzt sehr unklare und zuweilen sogar widersprechende Definitionen gibt. Ich stelle mir aber nicht als Aufgabe die verschiedenen Meinungen darüber zu kritisieren, oder das dazu betreffende Material auszulegen. Indem ich zugebe, wie schwer es ist eine vollständige Definition von diesem Begriffe zu geben, will ich nur auf einige Bemerkungen betreff der berührten Frage mich beschränken und nur um das Folgende begreiflicher zu machen.

Das Grundmoment, welches der Begriff «Waldsteppe» in sich einschliesst, ist die Erscheinung des Kampfes zwischen zwei Pflanzenformationen, dem Walde und der Steppe, wobei es ganz gleichgiltig ist, ob dieser Kampf bis heute besteht, oder ob er mehr oder weniger zu Ende ist, und demgemäss zwischen diesen beiden Gemeinschaften-Antagonisten (Wald und Steppe) ein dauerhafter Waffenstillstand eingetreten ist.

Aus dem gesagten ergibt sich auch ein anderer wesentlicher Umstand, welcher zu Grunde des Begriffes liegt: die Erscheinung des Klimawechsels. In der Tat, die zwei feindlichen Formationen verlangen zu ihrem Gedeihen verschiedene klimatische Bedingungen. Wenn wir im gegebenen Moment diese beiden Formationen zu gleicher Zeit, auf einem und demselben Gebiete, in einem und demselben geografischen Rayon und bei gleichen Bedingungen des Makro- und Mikroreliefs sehen, so gibt es keine andere Erklärung für diese Erscheinung, als diejenige, dass hier einst ein Klima geherrscht hat, welches günstig für eine gewisse Formation war, wobei diese sich auch wirklich entwickelt hat, dass aber dann das Klima sich zu Gunsten der anderen Formation verändert hat; diese letztere drang ins Gebiet ein, nahm es ein, aber nur teilweise, wobei eine Reihe von Bezirken im Besitze der ersten Formation blieb. Mit anderen Worten das für die Steppe günstige Klima veränderte sich und es trat ein Klima ein, welches für den Wald günstig war[1]); dieser letztere drang in die Steppe ein und nahm ihren grösseren oder kleineren Teil ein.

Auf diese Weise bildet sich ein eigenartiger physikalischer geographischer Rayon, wo zwei feindliche Formationen nebeneinander existieren, wobei

[1]) Oder umgekehrt. In dieser Arbeit aber habe ich nur die Erscheinung des Eindrigens des Waldes in die Steppe im Auge.

Institutul Geologic al României

sie bald den Kampf um das Gebiet, zuweilen mit abwechslendem Erfolge, (lokale klimatische Schwankungen), fortführen, bald die gewonnenen Positionen befestigen und das Status quo aufrechterhalten.

Diese merkwürdige Veränderung und diese bemerkenswerte Abwechselung in der Natur findet ihren Ausdruck in den verschiedenartigen Erscheinungen. Man kann diese Veränderung durch botanische, klimatologische und geologische Fakta konstatieren. Mit besonderer Mächtigkeit aber offenbart sie sich in den Böden. Die Sache ist nähmlich die, dass die Steppe einen bestimmten Bodentypus — den Tschernosiom — bildet. Ihr Antagonist — der Wald — ist auch der Antagonist der Tschernosioms, und nachdem der Wald in den Tschernosiom eingedrungen ist, zerstört er ihn im Verlaufe von verhältnissmässig kurzer Zeit, degradiert ihn und verwandelt ihn endlich in Podzol.

Es ist bemerkenswert folgendes. Der Wald dringt in die Steppe langsam, allmählich ein, indem er hier Waldinsel bildet, da er einige Bezirke einnimmt, und andere nebenbeiliegende ganz oder zeitweilen frei lässt. Darum wenn wir ein Gebiet in der Schlussperiode des Waldeindringens beobachten, so können wir mit Leichtigkeit solche Bezirke bemerken, welche nicht egal lange von Wäldern bedeckt waren. Da aber das Vorhandensein des Waldes auf dem Tschernosiom seine Degradierung hervorruft, so kann auch der Degradierungsgrad des Tschernosioms je nach der Dauer des Vorhandenseins des Waldes auf dem Tschernosiom sehr verschieden sein. Dieser Umstand bedingt den Komplexcharakter der Bodendecke der Waldsteppe mit den verschiedenen Varianten der degradierten Böden und den verschiedenen Degradierungsstadien des Tschernosioms, welche in ihrer Gesammtheit uns das vollständige Bild des Überganges des Tschernosioms in den Podzol zeichnen. Dieser bunte Komplexcharakter also und diese Mannigfaltigkeit der Degradierungsgrade der Böden, welche zuweilen sogar auf nicht allzugrossen Landstrecken beobachtet wird, bilden das wesentlichste Merkmal des Waldsteppenregims.

Das zweite Merkmal ist die Unregelmässigkeit, eine auf den ersten Blick gewisse Ordnungslosigkeit in der Verteilung der Degradierungsvarianten auf der Oberfläche eines gewissen Gebietes und die merkwürdige Mannigfaltigkeit zwischen den nebeneinander liegenden, nicht schnell vor den Augen abwechselnden Degradierungsvarianten; wobei diese Abwechselung nicht im Zusammenhang mit den Bedingungen des Makro- und Mikroreliefs stehen kann. So z. B. kann in einem Teil eines Plateau's-Tschernosiom und im anderen Teil desselben Plateau's-Podzol, oder ein weniger degradierter Boden sein, wobei keine Veränderung des Reliefs zu bemerken ist, also nicht durch den Relief wird diese Verteilung der Bodenvarianten hervorgerufen.

Die Mannigfaltigkeit der Bodendecke der Waldsteppe ist voll unerwarteter Kontraste, was wir auch in anderen Reichen der Natur beobachten,

Institutul Geologic al României

wie z. B. im Tierreiche, wo neben den typischen Vertretern des Waldes wir diejenigen der Steppe sehen, aber noch mehr fällt in's Auge dieselbe Erscheinung im Pflanzenreiche auf.

Von dem Standpunkte der Bodenkunde aus, ist also die Waldsteppe ein eingenartiger physikalisch-geographischer Rayon, welcher in der Vergangenheit eine scharfe Veränderung des Klimas und eine dem entsprechende Veränderung der Pflanzenformationen durchgemacht hat und jetzt einen Komplex von Tschernosiom[1]), Podzol und verschiedener Ubergangsstufen zwischen diesen beiden Typen vorstellt, dabei kann die Verteilung aller dieser Varianten auf dem gegebenen Gebiete mehr oder weniger unregelmässig, ordnungslos sein, in keiner Abhängigkeit vom Makro- und Mikrorelief, und voll Kontraste.

Das charaktervollste Merkmal also für die Waldsteppe ist die Degradierung des Tschernosioms. Die Waldsteppe zu studieren ist also vor allem die Erscheinung der Degradierung des Tschernosioms zu ergründen, und die Böden der Waldsteppen zu klassifizieren heisst vor allem sie nach den Merkmalen, welche den Degradierungsprozess kennzeichnen, zu gruppieren.

KAPITEL I.

EINIGE BEMERKUNGEN ÜBER DIE BEDEUTUNG DES WALDES IM DEGRADIERUNGSPROZESSE.

Die Bedeutung des Waldes, als eines Faktors, welcher eine bestimmte Rolle im Prozesse der Bodenbildung spielt, wird in den Arbeiten der Bodenforscher schon seit der ersten Hälfte des vorigen Jahrhundertes hervorgehoben. Übrigens erst in den neunzigerr Jahren dieses Jahrhunderts wurde bestimmter die Frage über die eigentliche Entstehung derjenigen Waldböden, welche in Form von geringeren oder grösseren Inseln im Waldsteppengebiete auftauchen, berührt. Erst um diese Zeit wurde die Frage über diejenigen Processe und überhaupt über diejenigen Veränderungen erörtert, welche im steppischen Tschernosiom im Falle von Eindringen des Waldes in die Steppe entstehen können. Zum ersten Mal beschrieb diese Veränderungen vom morphologischen Standpunkte aus Professor KORSCHINSKY,

[1]) Es kann vorkommen, dass der uns interessierende Rayon gar keinen Tschernosiom enthält, d. h., dass er überall vom Walde bedeckt war oder ist, aber dass Vorhandensein hier von Böden mit verschiedenem Degradierungsgrade zeigt uns sofort auf den Waldsteppencharakter der Gegend.

Institutul Geologic al României

beim Untersuchen der nördlichen Grenze des Tschernosioms im Süden Russlands und er war es, der den Prozess der morphologischen und physisch-chemischen Veränderungen im Tschernosiom unter dem Einfluss des Eindringens in denselben des Waldes — mit dem Namen «Degradierung» benannt hatte. Ubrigens in den Arbeiten von KORSCHINSKY, wie auch von KOSTITSCHEV, gleich wie auch anderer Forscher dieser Zeit, war nur das Schema zur Schilderung der Eigentümlichkeiten dieses Prozesses angegeben. Und erst die folgenden Forscher, schon in unserem Jahrhunderte, fingen an die Einzelheiten dieses Prozesses zu ergründen, obgleich vieles auch jetzt noch einer weiteren Untersuchung und Erklärung bedarf.

Worin besteht denn das Wesen dieses Prozesses, seine Ursachen und Ergebnisse?

Zweifellos ist es, dass wir in der Degradierung es mit einer sehr komplizierten Reihe von Erscheinungen zu tun haben, unter deren Einfluss der Tschernosiomboden neue besondere Merkmale und Eigenschaften erlangt. Die am häufigsten vorkommende Ursache der Entstehung und Entwickelung des Degradierungsprozesses ist das Verdrängen der Gräsergemeinschaft durch die Waldgemeinschaft. Und darum, um in dem Komplexe dieser Erscheinungen sich zu orientieren, müssen wir vor allem feststellen, ob und welcher Unterschied zwischen den Wald- und Steppgrasgemeinschaften hinsichtlich der Gestaltung dieser oder jener Bedingungen für das Leben des Bodens und für die Entwickelung der Bodenbildungsprozesse existiert.

Ich halte es nicht für möglich ausführlich in diese Frage einzugehen, da sie nicht die Aufgabe dieser meiner Arbeit ist und will mich nur mit einer kurzen Darlegung der allbekanten Grundsätze beschränken.

Um sich die Bedeutung des Verdrängens der Gräsersteppenformation durch den Wald zu erklären, müssen wir vor allem folgendes Moment in Anbetracht ziehen: der Tschernosiom ist ein die Trockenheit liebender Boden, welcher in den Bedingungen einer geringen, oder nach der Terminologie des Prof. GLINKA, mässigen Durchfeuchtung sich bildet. Vom Walde gewaltsam eingenommen, verändert der Tschernosiom scharf die Bedingungen seines Daseins, und zwar die Bedingungen seines Wasserregims.

Ohne in die Streitfragen über die klimatischen, durch den Wald hervorgerufenen, Veränderungen einzugehen, möchte ich aber nur die hydrologischen Veränderungen ins Auge fassen. Allbekannt sind die Grundsätze, die auch durch die Arbeiten einer Reihe hydrologischer Versuchsstationen bestätigt werden, nämlich: a) der Wald hält das Tauen des Schnees auf, indem er auf diese Weise in dem Prozesse des Tauens eine Allmählichkeit und Langsamkeit hervorruft, und dadurch eine schnelle und reichliche Anhäufung von Tauwasser vorbeugt; b) der Wald hält den Abfluss von Tauwasser auf der Oberfläche der Erde zurück; c) der Wald vermindert die Ausdünstung des Wassers von der Oberfläche, da die Bodenfläche im Walde

Institutul Geologic al României

von der Wirkung der Sonnenstrahlen und trockener Winde geschützt wird; d) der Wald endlich setzt die jährliche durchschnittliche Temperatur des Bodens und der Luft herab und vergrössert die Feuchtigkeit der letzteren. Schon an und für sich können alle diese Faktoren die Feuchtigkeit in den oberen Bodenhorizonten[1]) erhöhen, sogar wenn die Menge der atmosphärischen Niederschlage ohne Veränderung bleibt.

Aber ausserdem kommt in den Bedingungen der Waldpflanzenwelt noch ein Faktor vor, welcher in derselben Richtung wirkt und der Erhöhung der Feuchtigkeit in den oberen Horizonten des Bodens beiträgt und dessen Rolle in dieser Hinsicht für wesentlich und sehr wichtig annerkannt werden muss; ich meine hier nämlich die sogenannte Waldunterlage (Streudecke), welche aus abgefallenen Blättern, Nadeln, Aesten, Zweigen u. s. w. sich bildet. Nach KRAWKOWS[2]) Meinung ist diese tote Walddecke ein regulierendes Verbindungsmoment zwischen den Prozessen, welche einerseits in der umgebenden Atmosphäre vorkommen, und den Prozessen, welche anderseits in den Oberhorizonten der Böden sich entwickeln, und zwar muss diese Walddecke als einer der wichtigsten Faktoren, welche den Charakter der Wasserbylanz des Bodens bestimmen, anerkannt werden. Die Sache ist nämlich die, dass obgleich diese Decke eine recht genügende Feuchtigkeit enthält, sie aber dennoch mit Mühe und langsam das eingesaugte Wasser in die Luft zurückerstattet. Indem sie weiter den unter ihr liegenden Boden beschattet, beschützt sie ausgezeichnet, sogar wenn sie selbst ausgetrocknet ist, den Boden vor dem Austrocknen. Besonders muss man es von der oberen Schicht dieser Walddecke, d. h. von den frisch gefallenen Blättern, sagen, da die letzteren gar keine Kapillarität besitzen und darum gut die niedriger liegenden Schichten vor Ausdünstungen bewahren.

Infolge dieser aller Umstände muss man feststellen: im Walde ist die Ausnützung der Feuchtigkeit durch den Boden eine völlige; hier findet also ein sehr starkes Einsaugen nicht nur des Regenwassers, sondern auch des Tauwassers statt; die ausgefallenen Niederschläge dringen sehr gründlich in den Boden ein und die oberen Bodenschichten nützen sie in sehr beträchtlichem und jedenfals in einem grösseren Masse aus, als es in den Bedingungen des Gras-Steppenregims der Fall ist.

Auf diese Weise, wenn die Veränderung des Klimas überhaupt unter dem Einfluss des Eindringens des Waldes in die Steppe auch streitbar erscheint, so bleibt dennoch die Veränderung des «Bodenklimas», d. h. der klimatischen Erscheinungen, welche sich in den Bodenhorizonten und zwar

---

[1]) Alle diese Erwägungen beziehen sich nicht auf die tiefer liegenden Horizonte, wo das Bild ein ganz anderes sein kann.

[2]) KRAWKOW: Untersuchungen im Gebiete des Studiums der Rolle einer abgestorbenen Streudecke in der Bodenbildung.

Institutul Geologic al României

besonders in den höheren abspielen, eine zweifellose Tatsache. Das Eindringen des Waldes bezeichnet für den Boden eine starke Veränderung des Klimas, nämlich eine Wendung in der Richtung zu einer grösseren Feuchtigkeit hin, wenn sogar dass algemeine Quantum der Niederschläge mit dem Eindringen des Waldes in die Steppe unveränderlich dasselbe bleibt.

Diese Veränderung in der Intensivität der Durchfeuchtung der oberen Bodenhorizonte ist eine Grundveränderung, welche durch das Eindringen der Waldvegetation in die Steppe hervorgerufen wird. Seinerseits ruft diese Veränderung eine andere nicht weniger wesentliche hervor. Wir wissen, dass zu den Elementen, welche ein wesentliches und eigentümliches Merkmal des Bodens bilden, sein organischer Bestandteil, der Humus, gehört. Ohne hier in das Auseinanderlegen des komplizierten Bestandes dieses Elementes näher einzugehen, will ich nur bemerken, dass in den Bedingungen der Waldformationen wir zwei Eigentümlichkeiten beobachten: 1. unter dem Einfluss dieser Bedingungen nimmt der Humus neue löslichere Formen an als es in den Bedingungen der Steppenformationen der Fall ist; 2. da der Wald im Boden eine sauere Reaktion hervorruft, so geht hier der Verwitterungsprozess in anderen Bedingungen vor sich, als in der Steppe, wo der Verwitterungstypus neutral und sogar schwach alkalisch ist.

Endlich will ich noch auf einen Unterschied zwischen den Gräser- und den Holzgewächsgemeinschaften zeigen, welcher ebenfalls eine sehr wesentliche Rolle in dem Degradierungsprozesse spielt. Die Gräserpflanzen sind meistens einjährig und der ganze organische Stoff, welcher im Verlaufe einer Vegetationsperiode sich gebildet hat, stirbt in dieser Periode vollständig ab; wobei der in diesem Falle sich angesammelte abgestorbene organische Stoff erstens gleichmässig auf der Oberfläche des Bodens, gleich wie auch in der Bodenmasse sich ablagert, und zweitens auch in Form von einer dichten kompakten Masse sich absondert, in der keine freie Luftcirkulation vorkommen kann, infolge dessen einzelne Teile dieser Masse nur schwach dem Einfluss dieses Faktors ausgesetzt sind. Den Gegensatz zu den Gräsergewächsen bieten die Holzgewächse. Diese letzteren sind vieljährig (perennierend). Während ihres vieljährigen Lebens stirbt jährlich nur ein verhältnissmässig geringer Teil ihres Organismus ab, wobei der jährlich absterbende organische Bestandteil fast ausschliesslich auf der Bodenfläche sich ansammelt, während im Schosse der Erde jährlich nur die Wurzelfasern und ein geringer Teil der Wurzel absterben, wobei ihre Menge unbedeutend ist.

Ausserdem ist es wesentlich sehr wichtig, dass der auf der Bodenfläche konzentrierte organische Stoff der Holzgewächse, also die Blätter, Zweige und überhaupt das Material, das die Waldunterlage bildet, in Form von einer lockeren Masse sich ablagert, welche in allen ihren Teilen der Luft zugänglich ist.

Auf diese Weise kann man den Unterschied zwischen den beiden Typen

Institutul Geologic al României

der Pflanzengemeinschaften hinsichtlich der Bedingungen, unter deren Einfluss die Bodenprozesse sich vollziehen, folgendermassen kurz zusammenfassen: 1. Der Boden unter den Holzgewächsen in den oberen Horizonten befindet sich in Bedingungen einer intensiveren Durchfeuchtung, als der Boden unter den Gräsergewächsen. 2. Der Boden unter den Holzgewächsen häuft auf seiner Oberfläche eine Menge von abgestorbenem lockerliegendem organischem Stoffe an und im inneren des Bodens sammelt sich nur eine geringe Menge von diesem Stoffe an; während bei den Gräsergewächsen die Menge des organischen Stoffes mehr oder weniger überall gleichmässig verteilt ist und dabei den Charakter einer dichten Masse hat. 3. Der abgesonderte organische Stoff im Boden der Waldformationen besitzt eine permanente sauere Reaktion, und im Boden der Gräserformationen—eine neutrale Reaktion, oder annähernd neutrale.

Diese biologischen Eigentümlichkeiten, die den zwei verschiedenen Typen der Pflanzengemeinschaften eigen sind, üben einen wesentlichen Einfluss auf die Bodenprozesse aus, und darum während der Tschernosiom, also der Boden der Steppen, vom Walde eingenommen wird, so kommen in ihm sehr wesentliche Veränderungen vor, wie hinsichtlich der organischen Masse, d. i. des Humus, so auch hinsichtlich der mineralischen Masse. Ihrerseits rufen diese Veränderungen natürlich wesentliche Veränderungen in der Morphologie des Bodens hervor.

Zur Erklärung und Auseinanderlegung der Gesammtheit dieser hoch interessanten Eigentümlichkeiten des Tschernosioms, die durch den Degradierungsprozess hervorgerufen werden, gehe ich jetzt über, und möchte vor allem mit der Charakteristik der Morphologie des Prozesses ein wenig näher mich befassen.

KAPITEL II.

DIE MORPHOLOGIE DER DEGRADIERUNG.

Die Morphologie des Degradierungsprozesses habe ich in der Ukrainischen Waldsteppe, hauptsächlich im Kiewschen Rayon [1]), studiert, welcher

[1]) Nachdem ich die ukrainische Waldsteppe bereist habe, halte ich mich für berechtigt zur Verallgemeinerung der aus der Kiewschen Waldsteppe erhaltenen Schlüsse und zur Behauptung, dass dasselbe Bild nur mit wenigen unbedeuteeden Variationen überall auf dem grossen Gebiet der Ukraina vorkommt. Zu denselben Schlüssen gelange ich auch jetzt, wo ich die Waldsteppe von Basarabien und Bucovina erforche.

Institutul Geologic al României

für's Studium ein sehr dankbares Material bietet: hier haben wir häufig Urtschernosiom und nebenbei alle seine Degradierungsstadien, dann ein typisches Bild von Waldsteppenrelief, eine Waldsteppenfauna und -flora; endlich sehen wir hier einerseits den Kampf zwischen dem Walde und der Steppe, der sich bis jetzt fortsetzt (der nördliche Teil), und anderseits haben wir hier auch solche Bezirke, wo dieser Kampf längst erloschen und schon von je her ein gewisses Gleichgewichtssystem Platz gefunden hat (hauptsächlich der südliche Teil).

Bevor ich zum weiteren übergehe, halte ich es für nötig hier eine Beschreibung eines typischen Profils des Kiewschen Tschernosioms zu geben. Profil beim Dorfe Lukaschewka, Kiewsches Gouvernement:

Horizont A, 0—45 Cm. Humushorizont, dunkelgrau, vollkommen gleichartige Färbung. In dem Teile, welcher vom Pfluge aufgeworfen wird, ist die Struktur unausgesprochen, oder einwenig krümmelig-pulverig; niedriger, wo der Pflug nicht ankommt, ist die Struktur krümelig. Die einzelnen Krümel haben von 1—7 mm im Druchmesser. Die Seitenflächen dieser Krümel sind nicht glatt und flach, sondern zuweilen hervorstehend und konvex, zuweilen konkav, ohne scharfe Konturen und Ecken, wodurch die Fläche weich wellenartig erscheint. Eine grosse Anzahl dieser unregelmässig zerstreuten Seitenflächen eines jeden Krümeles geben dem Krumel das Aussehen eines vielkantigen Gebildes mit einer durchwühlten schwammzellenartigen Oberfläche. Die grösseren Krümel zerfallen leicht beim Anstossen in kleinere Krümel mit ebensolchen Konturen. Die Dimensionen des Krümels in verschiedenen Richtungen sind mehr oder weniger egal. Die untere Grenze des Horizontes tritt nicht markiert hervor, so dass der Horizont allmächlich und unscheinbar in den folgenden Horizont übergeht. Auf der Tiefe von 25 Cm. fängt der Boden an aufzubrausen, wobei die hier vorhandenen $CaCO_3$-Anhäufungen mit dem Auge nicht bemerkbar sind und erst in der Tiefe von 35—40 Cm. treten die Karbonaten in Form von zahlreichen Schimmel-Anhäufungen (Pseudo-Mycellium) auf. Der Schimmel überzieht wie mit weisslichen Federn die Klumpen des Bodens, indem er in besonders grosser Menge in den hohlen Räumen, längs den Wurmgängen u. s. w. sich ansammelt.

Horizont B, 45 — 120 Cm. Uebergangshorizont inbetreff der Humusfärbung kennzeichnet sich durch allmähliches Heller werden der dunkelgrauen Färbung, die nach unten hin ganz verschwindet. Der Horizont vermengt sich ganz unbemerkt mit dem dritten Horizont. Überall eine Menge von Karbonatschimmel, wie auf der Fläche der einzelnen Strukturkrümel, so auch längs den Wurzeln- und den vielen Wurmgängen. Der Horizont ist durch Maulwurfsgänge (Krotowine) stark durchgraben. Die Krümeligkeit des ersten Horizontes (A) ist auch hier bemerkbar, aber nach unten hin vergrössern sich die Krümel, indem sie die Grösse einer Haselnuss erreichen, und auf diese Weise geht die feine Krumelstruktur in eine gröbere über. Die Konturen dieser groben Krümel entsprechen im allgemeinen den kleinen Krümeln des Horizontes A, und wir bemerken hier dieselben weichen wellenartigen Konturen, wie im Horizont A. Nach unten hin mit der Vergrösserung des Umfanges der groben Krümel entsteht auch häufig eine verschiedene Vergrösserung der Durchmesser dieser Krümel, infolge dessen die Nussform eine nach unten hin verlängerte Form erhält. Die Fläche aber dieser einwenig ausgedehnten «Säulchen» bleibt dieselbe, wie bei den Krümmeln d. h. sie hat eben solche weiche Konturen, die konvexen Flächenteilen wechseln sich häufig, wenn auch nicht scharf, mit den konkaven ab. Auf diese Weise fehlen hier ganz grosse, egale, glatte Flächen, wie auch die scharf ausgeprägte Geradläufigkeit der Kanten und Berührungslinien. Infolge der unregelmässigen Form und einer zufälligen Verteilung einzelner Teile

Institutul Geologic al României

haben die Berührungslinien der Teilflächen das Aussehen unregelmässiger Muster und Zeichnungen, die sich unregelmässig verflechten, in deren Zellen bald konkave bald konvexe Teilchen vorkommen. Wie die Krümel, so auch die «Säulchen» besitzen keine grosse Festigkeit und zerfallen beim Anstosse in kleine Stücke, welche auch die Form oder von «Säulchen», oder von Krümeln haben.

Horizont C, 120—160 Cm. Löss, stark von «Krotowinen» durchgraben, von dem Durchgesickerten aus dem oberen dunkleren Gestein leicht beschmutzt und darum mit einer schmutzig grauen hellgelben Schattierung. Einige Stellen des Profils unbeschmutzt, hellgelb, nach unten hin kommen sie häufiger vor. Der Loess zerfällt in «Säulchen» mit einer unregelmässigen durchgewühlten Fläche. Menge von Karbonatschimmel und Karbonatröhrchen.

Horizont D, 160—200 Cm. Hellgelber Loess mit Karbonatröhrchen. Krotowinen selten. Dunkelfarbige Punktierung.

Dieser Tschernosiom beim Eindringen der Waldvegetation verändert sich von Grund aus. Diese Veränderungen, welche wir mit dem Namen «Degradierung des Tschernosioms» bezeichnen und welche eigentlich den Charakter der Podzolbildung haben, berühren wie die chemische Beschaffenheit des Profils, so auch seine morphologischen Eigentümlichkeiten.

Was die chemischen Veränderungen anbetrifft, so, wie bekannt, besteht das Wesen des Podzolbildungsprozesses darin, dass die Verwitterung bei disem Prozesse unter dem Einflusse der saueren Lösungen verläuft, wobei im Zusammenhange mit diesem Prozesse im Boden eine Reihe von Horizonten und Schichten [1]), die für diesen Prozess so eigenartig sind, sich bildet. Die sauere Lösung nämlich, indem sie die Bodenmasse zersetzt, wäscht aus den oberen Schichten vor allem die leicht löslichen Karbonaten der Alkalerden und dann die Sesquioxyden, alkalische Erden und Alkalien (und P_2O_5) aus, und lässt Kieselsäure zurück. Auf diese Weise, während man im Tschernosiom die mehr oder weniger gleichartige Verteilung der Oxyden im Profil beobachtet, haben wir im Profil des degradierten Bodens eine wesentliche Umgestaltung der Verteilung der Oxyden, und in dieser Hinsicht kann man folgende drei Momente feststellen:

1. Die Anhäufung von SiO_2; dieses findet in der oberen Bodenschichte statt und wird durch die Auswaschung von hier aller übrigen Oxyden her-

[1]) Hach der in Russland angenommenen Terminologie werde ich überall mit dem Namen «Horizont» einzelne Teile des Profils nennen, welche durch ihre morphologischen Merkmale auf dem Profil sichtbar hervortreten und sich von einander unterscheiden. Zuweilen, wenn der Horizont nicht vollkommen gleichartig vom morphologischen Standpunkt aus ist, so unterscheide ich in diesem Horizonte zwei Teile, die ich Unterhorizonte nenne, wobei ich einen oberen Unterhorizont und einen Unterhorizont unterscheide. Die Teile des Profils, welche sich von den angrenzenden durch ihre chemischen Merkmale unterscheiden, nenne ich Schichten oder Unterhorizonte. Den Ausdruck Eluvium gebrauche ich im allgemeinen Sinne, und den Ausdruck «Illuvium»— in dem Sinne, wie ihn Dr. Wisotzky gebraucht, der ihn in die Literatur eingeführt hat.

Institutul Geologic al României

vorgerufen, infolge dessen diese letzten in der Oberschichte sich verringern, der Prozentsatz aber von SiO_2 natürlich sich hier verhältnissmässig vergrössern muss. Wir haben also hier eine Eluvialanhäufung von SiO_2; 2). Die Anhäufung von R_2O_3, RO, R_2O und P_2O_5, — welche in einer mehr oder weniger beträchtlichen Tiefe stattfindet und welche durch das Einwaschen dieser Verbindungen in der Richtung von oben nach unten hervorgerufen wird. Das ist also, eine Illuvialanhäufung von R_2O_3, RO, R_2O und P_2O_5. Und endlich: 3). Die Anhäufung von R_2O, und P_2O_5 in der oberen Bodenschicht, welche von der Vegetationstätigkeit bedingt ist. Das ist also die Schicht der Vegetationsanhäufung der Alkalien und Phosphaten.

Diese Formierung von Eluvial-und Illuvialanhäufungsschichten wird von neuen morphologischen Merkmalen begleitet, welche im Tschernosiom fehlen und welche zweifellos das Resultat der neuen Bedingungen des chemischen Bestandes sind. Diese morphologischen Merkmale sind gewöhnlich leicht bemerkbar und dienen als Richtschnur in der Frage, ob der Degradierungsprozess vorhanden und wie stark der Degradierungsgrad ist, und geben eine sichere Grundlage für die Bodenklassifizierungen.

Diese morphologischen Merkmale der Degradierung können auf folgende Weise zusammengefasst werden: 1) Vor allem verringert sich die Intensivität der dunkelen Färbung des Humushorizontes, was infolge wie der Humuszersetzung, so auch des SiO_2 Anhäufung geschieht. 2) Im Zusammenhange mit der Humusverminderung verringert sich auch die Mächtigkeit der Humushorizonte. Diese Verringerung sogar im Anfangsstadium der Degradierung ist an der Humusfarbe des Übergangshorizontes (B) klar zu bemerken, d. i., also in dem Horizonte, wo man beim normalen Tschernosiom eine ganz allmähliche Abnahme der Humusfärbung und einen ganz allmählichen Übergang zum unteren, vom Humus ungefärbten Horizont, beobachtet. 3) Der Charakter des Überganges eines Horizontes in den anderen verändert sich schroff, wobei im Anfange der Degradierung eine Grenze zwischen dem Übergangshorizont (B) [1]) und dem niedriger liegenden Horizonte des Loesses (C) bemerkbar wird, und auf diese Weise verschwindet die Allmählichkeit des Überganges, welche wir an diesen Stellen in dem typischen Tschernosiom beobachten. Danach taucht auch allmählich die Grenze zwischen dem oberen Humushorizonte (A) und dem Übergangshorizonte (B) auf, und je nach der Ausspülung des Humus tritt sie scharf hervor. 4) Die Karbonaten werden aus den oberen Schichten in die in einer grösseren oder minderen Tiefe liegenden Schichten ausgelaugt, wobei der Übergang des karbonatlosen Horizontes in den Karbonat-Horizont mehr oder weniger scharf, dem Degradierungsgrad gemäss, ausgeprägt ist. Bei einem starken Degradierungsgrad, wenn wir es mit dem hellgrauen podzolierten Lehm der Wald-

[1]) Zu sehen die Beschreibung des Tschernosioms in Lukaschewka.

Institutul Geologic al României

steppe zu tun haben, bildet sich ein scharfausgeprägter Karbonatilluviumhorizont. Er ist auf dem senkrechten Profil an der hellgelben wellenartigen Linie, welche unter dem rotbraunen vollständig karbonatlosen Horizonte ruht, ganz sichtbar. Ausserdem ist die Form der Karbonaten in dem Tschernosiom und in den stark degradierten Böden auch verschieden. Während die Karbonaten im Tschernosiom in Form von reichem Schimmel (Pseudo-Mycellium) abgelagert sind und während erst nach der Tiefe hin das an den Seiten der Röhren abgelagerte Karbonatmehl sich hinzufügt, sehen wir in dem Karbonathorizonte der hellgrauen podzolierten Lehmböden gewöhnlich nur die mehlförmigen Karbonate (mikrokristalische Form), wobei das Pseudo-Mycellium fehlt. In den Böden der Übergangsstadien der Degradierung kann man die eine Form der Karbonatenablagerungen neben der anderen sehen. 5) Die im Verwitterungsprozesse sich abgelagerten Sesquioxyden werden ebenfalls in die niedriger liegenden Horizonte ausgespült, wo sie, indem sie sich ablagern, einen entsprechenden Illuvialhorizont bilden, worüber die Rede schon war. Dieser letzterer kann mehr oder weniger klar ausgeprägt sein, je nach dem, in welchem Grade der Tschernosiom dem Podzolbildungsprozess ausgesetzt war. Die Bildung des Illuvialhorizontes der Sesquioxydenanhäufungen ist von folgenden äusseren Kennzeichen begleitet: a) der Horizont gewinnt an Zähigkeit und Dichtigkeit infolge der Zementierung durch Kolloiden der Sesquioxyden, b) er bekommt weiter eine eigentümliche rotbraune Färbung infolge der Ablagerung der Sesquioxyden und c) endlich erhält er eine prismatische Struktur. Dank diesen Merkmalen können wir uns gut in der Frage, ob eine Degradierung stattfindet, orientieren; zugleich dienen diese Merkmale, als Richtschnur bei der Bestimmung des Degradierungsgrades, denn je stärker die Degradierung ausgedrückt ist, desto schärfer treten diese Kennzeichen hervor und umgekehrt. Das Erscheinen dieser Merkmale in den Anfangsstadien der Degradierung wird gewöhnlich an der Grenze zwischen dem Karbonathorizonte und dem über ihm liegenden Horizonte beobachtet, mit der Vermehrung aber der Degradierung und der Ausspülung des Humus aus den oberen Horizonten verbreiten sich diese Merkmale in der Richtung nach oben. Auf diese Weise haben wir in den Endstadien der Degradierung einen mehr oder weniger mächtigen rotbraunen Horizont von Sesquioxydenanhäufungen, welcher unmittelbar unter dem hellgrauen stark podsolierten Humushorizonte und über einem hellgelben fast weisslichen Karbonathorizonte liegt, wobei sich dieser Sesquioxydenhorizont von den beiden Horizonten scharf abgegrenzt ist. 6) Die im Verwitterungsprozesse sich bildende abgesonderte $Si\,O_2$ lagert sich ab und häuft sich in dem Humushorizonte an, wo sie klar bemerkbar ist, da sie in Form von weissem Anflug an den Seiten der Strukturelemente sich ablagert. Bei einer beträchtlichen Menge der letzteren bekommt der Humushorizont die eigentümliche aschgraue Farbenschattie-

Institutul Geologic al României

rung, verliert vollkommen die den Tschernosiomböden eigene Krümelstruktur und erhält eine plattenartige zuweilen blätterartige Struktur. Dieselbe Ablagerung von $Si\,O_2$ häuft sich auch niedriger in dem rotbraunen Horizonte an, indem dieses Oxyd in Form von dünnstem Pulver auf der Fläche der Nussstruktur-Elemente (darüber weiter) sich ablagert.

Aus der Beschreibung der äusseren Merkmale, welche während des Podsolbildungsprozesses im Boden entstehen, sehen wir, dass die Formierung der drei für den Prozess so charakteristischen Grundhorizonte, nämlich des Eluvialhorizontes der Kieselsäurenanhäufung, des Illuvialhorizontes der Sesquioxydenanhäufung und des Illuvialhorizontes der Karbonaten von einer für jeden Horizont besonderer Färbung und einer besonderen Struktur begleitet wird. Was die Färbung der Horizonte anbetrifft, so zerfällt der Profil des Bodens, wie gesagt, in Fällen stark ausgeprägter Degradierung in fünf deutlich nach der Färbung sich unterscheidende Horizonte, welche sind: 1) der obere Humushorizont von grauer oder hellgrauer Färbung. 2) hellweisslicher Horizont, welche Färbung durch die vielen weissen Flecken von $Si\,O_2$-Anhäufungen bedingt wird. 3) der rotbraune $R_2\,O_3$-Illuvialhorizont. 4) Hellgelber von den Karbonat-Anhäufungen fast weisser Horizont. 5) weniger heller, rein hellgelber Horizont (wenig veränderter Loess).

In den stark degradierten Böden, wie z. B. in dem hellgrauen podzolierten Lehm der Waldsteppe, sind diese fünf Horizonte scharf von einander abgegrenzt und heben sich auf dem Profil scharf hervor. Ebenso deutlich treten auch die Struktureigentümlichkeiten eines jeden Horizontes hervor. Wollen wir uns einwenig ausführlicher mit den letzteren befassen.

Wie es aus der Beschreibung des Tschernosioms hervorgeht, beobachten wir im senkrechten Profil des Tschernosioms drei Strukturtypen: 1) oben die feine Krümelstruktur, 2) dann im Uebergangshorizont die grobe Krümelstruktur, und 3) die Säulchenstruktur im unteren Horizonte.

Im hellgrauen podzolierten Lehm, welcher eine der höheren Degradierungsstadien vorstellt beobachten wir folgende Strukturtypen. Im Humushorizont erhalten die einzelnen Teilchen-Klümpchen die typische Strukturform von Platten, von denen jede in kleinere dünnere Plättchen [1]) (ungefähr 0,5 mm. dick) zerfällt, endlich zerfallen ihrerseits auch die letzteren in kleine sehr dünne Plättchen, welche, indem sie beim Anstoss in kleine Klümpchen sich zerstückeln, häufig an kleine Prismen (die Beschreibung der Prismen kommt weiter) erinnern, aber im Unterschied von den Prismen des rotbraunen Horizontes liegen sie horizontal und nicht senkrecht. Die Fläche eines ieden Plättchens ist einwenig fleckig, da auf dem allgemein grauen Grunde, vom Humus bedingt, zuweilen hier weisse und rotbraune Flecken auftreten. Dieselbe Platten-Struktur verbreitet sich auch auf den Horizont,

[1]) Siehe Beilage: Lichtbilder der Strukturelemente.

Institutul Geologic al României

welcher sofort unter dem Humushorizont liegt und mit reichlichen weisslichen Flecken der Kieselsäure-Anhäufungen versehen ist und darum häufig durch seine weissliche Färbung sich hervorhebt. Die Fläche der Platten in diesem Horizonte ist in Vergleich mit dem Humushorizonte dichter, mit weisslichen Flecken bedeckt, welche mit rostigen Flecken sich abwechseln. Die Plättchen in diesem Horizonte, ebenso wie im Humus-Horizonte, zerfallen leicht in Blätterchen und in kleinere Teilchen mit einer typischen scharfen Kante und glatten Flächen, was an eben dieselben Merkmale der Prismen-Struktur erinnert. Diese Plättchen liegen aber auch horizontal und nicht senkrecht.

Der rotbraune Horizont des hellgrauen podzolierten Lehmes der Waldsteppe hat eine prismatische Struktur. Der Unterschied zwischen dieser Struktur und der obenbeschriebenen Krumel-und Säulchen Struktur ist folgender: a) die Zahl der verschiedenen Flächen, welche eine Struktur-Prisma hat, ist nicht gross und jedenfals viel weniger als in den Krümeln des Tschernosioms, welche, wie gesagt, typisch vielkantig sind; b) Die Seitenfläche eines jeden Struktur-Prismas ist glatt und eben, und die Berührungslinien (Kanten) dieser Flächen sind gerade, deswegen hat das Gesamtaussehen eines Struktur-Prismas keine weichen und welligen Konturen, wie im Tschernosiom das Krümel, sondern scharfkantige und eckige; c) die Seitenflächen des Struktur-Prismas sind mehr oder weniger gleichmässig verteilt, was dem Prismas eine Symmetrie verleiht und dieser Umstand gibt ihm eine äusserliche Ahnlichkeit mit einem kristallographischen Prisma, weshalb man auch den Gebrauch des Ausdruckes «Prisma» rechtfertigen kann. d) Die Prismen sind alle in einer Richtung, ihrem Diameter nach, gezogen, gleich wie auch die Säulchen des Tschernosioms, aber zum Unterschiede von diesen letzteren sind sie dank dem Einflusse der Kolloiden ziemlich kompakt und haben eine schillernde einwenig glänzende Fläche. Diese Fläche ist häufig mit dunkelfarbigen Dendriten-Mustern verziert, welche der Abdruck von kleinen Wurzelverzweigungen sind; dabei ist die Zahl der pulverartigen strukturlosen Teilchen im Horizonte sehr gering; e) Beim Anstoss zerfallen die Prismen in kleinere Einzelteilchen, die dieselbe prismatische Form beibehalten, d. i. sie sind scharfkantig und haben glatte Flächen u. s. w.; f) Die Grundflächen (Basen) der Prismen sind gewöhnlich glatt und flach, wobei eine Grundfläche zuweilen grösser, als die andere ist, infolge dessen das Prisma dann eine pyramidenartige Form bekommt.

Die Dimensionen der Prismen längs dem ganzen rotbraunen Horizonte sind nicht egal. In der Oberschichte des rotbraunen Horizontes unmittelbar an der Grenze des Humushorizontes bemerken wir eine kleinprismatische Struktur, d. h. die kleinen Einzelteilchen haben alle Merkmale eines Prismas, aber unterscheiden sich von den gewöhnlichen Prisma durch ihre sehr

Institutul Geologic al României

geringe Dimensionen. Wie oben erwähnt war, können wir hier unmittelbar an der Grenze mit dem Humushorizonte auch die Plattenstruktur und die kleinen horizontalliegenden Prismen beobachten. Endlich treffen wir in dieser Oberschicht des rotbraunen Horizontes auch Einzelteilchen der Nusstruktur. Diese Nusstrukturteilchen der hellgrauen podzolierten Lehmböden unterscheiden sich von den groben Krümeln des Tschernosioms dadurch, dass: 1. die Fläche der ersten mit Si O_2-Mehlstaub bedeckt ist; 2) dass sie eine ziemliche Festigkeit besitzen; 3) dass sie eine glatte und nicht eine schwammartige, zellenartige poröse, wie in den Tschernosiomböden, Fläche haben, und 4) endlich, dass sie beim Anstosse in kleinere Einzelteilchen zerfallen, welche gewöhnlich die Form und alle Merkmale der Prismen haben.

Um die gesagten Merkmale des hellgrauen podzolierten Lehmes zu demonstrieren, nehmen wir den Durchschnitt eines solchen Bodens beim Dorfe «Kulikowka» des Kiewschen Gouvernements, ohne dass wir mit der ausführlichen Schilderung, welche aus dem Vorhergesagten klar ist, uns befassen.

Horizont A, 0—20 Cm. Humusarm, farblos, aschgrau, Plattenstruktur, die Fläche der Platten mit Mehlstaub von Si O_2-Ablagerungen bestreut, scharf vom niedriger liegenden Horizont abgegrenzt.

Horizont B, 20—40 Cm. Weisslicher Horizont, nussartige und prismatische Struktur, ohne Humusfärbung, stellenweise aber Einwaschungen von Gestein aus der Oberschicht. Die Färbung der nussartigen Teilchen ist bräunlich. Auf den Flächen der Nüsse in den Vertiefungen reichliche Si O_2-Anhäufungen. Beim Auseinanderdrücken zerfallen die Nüsse in kleine Teilchen, die durch ihre Scharfkantigkeit und durch ihre in einer Richtung verlängerte Form an das Struktur-Prisma erinnern. Die Grenze des niedrigerliegenden rotbraunen Horizontes ist sichtbar, aber nicht allzuscharf.

Horizont C, 40—130 Cm. Rotbrauner stark zementierter Horizont prismatischer Struktur; In seinem oberen Unterhorizonte kleine Prismen. In feuchtem Zustande zäh. Die Strukturprismen haben eine glänzende Fläche und sind mit Dendriten-Mustern bedeckt. Der untere Unterhorizont hat eine grobe prismatische Struktur.

Horizont D, 130—200 Cm. Stark hellgelber Loess (Karbonatilluvium). Die Karbonate sind im Ueberfluss an den Wänden der Loess-Röhrchen-Poren abgelagert; kein Karbonatschimmel, überall Karbonatröhrchen. Die Grenze zwischen diesem und dem höher gelegenen Horizonte in Form einer hellwellenartigen Linie tritt scharf hervor.

Horizont E. Uber 200 Cm. Hellgelber Loess mit geringerem Karbonatengehalt, welcher unbemerkbar mit dem vorigen verschmelzt.

Die hiergemachte Beschreibung des hellgelben podzolierten Lehmes der Waldsteppe zeigt also den höchsten Degradierungsgrad des Steppentschernosioms. In Wirklichkeit findet in der Natur eine ganze Reihe von Übergangsstufen statt, welche mit vollkommener Anschaulichkeit uns den ganzen Prozess der Verwandelung des Tschernosiems in den hellgrauen Lehm schildern und die Kiewsche Waldsteppe zeigt uns in dieser Hinsicht ein überaus anschauliches Beispiel, wie ich es schon gesagt habe. Die Gamme des allmählichen Überganges des Tschernosioms in den hellgrauen Lehm, seine

Institutul Geologic al României

allmähliche Degradierung kann man zuweilen auf einer nicht grossen Landstrecke und auf einer nicht allzugrossen Anzahl von Bodendurchschnitten (Profilen) verfolgen.

Indem ich während der Feldversuche die einzelnen Momente dieser Skala [1]), die einzelnen Stadien in der Degradierung in's Auge fasste, stellte ich folgendes Schema auf.

Das erste Stadium der Degradierung bilden solche Böden, welche eigentlich von dem typischen Tscernosiom sich noch nicht scharf unterscheiden und in den die Kennzeichen des Podzolbildungsprezesses noch schwach wahrzunehmen sind. Jedenfals sehen wir hier noch nicht den rotbraunen Horizont der Sesquioxyden-Anhäufungen. Aber anderseits kann man diese Böden auch zu dem typischen Tschernosiom nicht hinzurechnen, da sie entschieden den Charakter und die typischen Merkmale des Steppentschernosioms verloren haben. Dieses äussert sich im Folgenden: 1) Die typische Krümelstruktur haben sie verloren. Die Krümel sind wohl erhalten geblieben, aber haben ihr äusseres Aussehen verloren; haben, so zu sagen, eine matte trübe Färbung erhalten, die wellenartigen Konturen und ihre Vielkantigkeit fehlen, anstatt dessen haben sie eine gewisse Scharfkantigkeit erhalten und sind in einer Richtung länglicher geworden, welcher Umstand sie zur Prismastruktur nähert. In anderen Fällen haben sie ihr ausgesprochenes Gefüge verloren. 2) Auf der Fläche der Krümel ist Mehlstaub von SiO_2 zu bemerken [2]), was deutlich anzeigt, das der Degradierungsprozess schon begonnen hat. 3) Gewöhnlich auf einiger Tiefe von der Oberfläche erscheint eine klar bemerkbare Plattenstruktur. 4) Endlich senken sich die Karbonate im Vergleich zu den typischen Tschernosiomböden.

Alle diese Merkmale erlauben nicht diese Böden zu denjenigen des Tschernosioms hinzuzählen, anderseits ist auch kein Grund vorhanden sie zu denen degradierten Derivaten des Tschernosioms zu rechnen, welche schon einen rotbraunen Horizont haben. Deswegen habe ich auch diese Böden in eine selbsständige Gruppe des degradierten Tschernosioms zusammengefasst.

Das zweite Stadium der Degradierung bilden die Böden, welche schon Horizonte der Eluvialanhäufungen von SiO_2 und Illuvialanhäufungen von Sesquioxyden und Karbonaten haben, obgleich diese Horizonte hier nicht scharf ausgeprägt sind. Der morphologische Charakter des Profils dieser

[1]) Siehe Beilage: Feldtaschenbuch.

[2]) Auf diese Weise ist in diesen Böden, wo der rotbraune Horizont fehlt, der Horizont der eluvialen SiO_2-Anhäufungen klar bemerkbar. Es ist zu bemerken, dass, wie die Pauschal-Analyse bestätigt, im Boden eine SiO_2-Anhäufung vorkommen kann, während eine entsprechende R_2O_3-Anhäufung garnicht oder fast garnicht zu bemerken ist, d. h. dass in den Anfangsstadien der Degradierung das allerrichtigste und zuverlässigste Merkmal der Degradierung die Verteilung von SiO_2 und nicht von R_2O_3 ist, da R_2O_3 in diesen Anfangsstadien leicht mit den Bodengewässern weggetragen werden kann.

Institutul Geologic al României

Böden, welche ich in eine Gruppe der dunkelgrauen podzolierten Lehmböden der Waldsteppe vereinige, kann folgendermassen wiedergegeben werden.

Der Durchschnittsprofil ist bei der Stadt Uman gemacht, schwacher Abhang.

Horizont A, 0 — 45 Cm. Humushorizont, gleichartige Färbung, leicht entfärbter Horizont, sichtbare Plattenstruktur. Die Platten besitzen aber keine grosse Festigkeit. Beim Drücken zerfallen sie und geben, a) Teilchen von unregelmässiger Form, b) viele staubpulverige Elemente, c) Teilchen von krümelartiger Struktur. Diese letzteren können aber nicht zu den für den Tschernosiem typischen Krümeln hinzugezählt werden, da ihnen die weichen und wellenartigen Konturen fehlen, ausserdem sind sie nicht vielkantig, haben keine Porösigkeit, wobei die Berührungslinien der einzelnen Seitenflächen zuweilen lange scharfe Kanten vorstellen. Ubrigens, es kommen auch die typischen Tschernosiom-Krümel vor besonders im unteren Teil des Horizontes. Uberall ist SiO_2-Mehlanhäufung, wenn auch nicht reichlich. Nach unten hin werden die Einzelteilchen im Umfange grösser und nehmen den Charakter der von SiO_2 reichlich beschütteten Nusskrümelstruktur an. Der Ubergang zum folgenden Horizont ist nicht scharf ausgeprägt, ist aber im Profil leicht bemerkbar.

Horizont B, 45 — 110 Cm. Rotbrauner Horizont; der obere Unterhorizont (ungefähr bis 70 Cm. tief) hat noch seine Humusfärbung behalten, welche neben der rotbraunen Färbung stark hervortritt und nach unten hin schnell verschwindet. Der untere Unterhorizont hat keine Humusfärbung, ist viel mehr rotbraun gefärbt. Auf diese Weise, dem Charakter der Farbenschattierungen nach, zerfällt der rotbraune Horizont in zwei Unterhorizonte den oberen Humus-Unterhorizont und den unteren Unterhorizont, den eigentlich rotbraunen Unterhorizont. Diese beiden Untehorizonte unterscheiden sich von einander nach der Struktur. In dem Humushorizonte sind die Strukturteilchen einwenig länglich und gleichen also der Prismastruktur; übrigens sind die Prismen noch schwach zementiert, undauerhaft und zerfallen in formlose Stücke und andererseits in Teilchen von krümelartiger und kleinprismatischer Struktur. In dem unteren Unterhorizonte dagegen sind die Prismen weit typischer dauerhaft, haben eine dunkelbraune Färbung, ein wenig glänzende glatte Fläche, sind scharfkantig und stark nach einem Diameter hin gezogen. Staubpulverige und strukturlose Elemente sehr wenig; überall viele Maulwurfs- und Wurmgänge. Nach unten wird die Fläche der Prismen weich, wellig und auf diese Weise ist der Ubergang zur Säulchen-Struktur wahrmehmbar.

Horizont C, 110 — 200 Cm. Hellgelber mit einem roten Anstrich, karbonatreicher Loess, nicht scharf, aber sichtbar, vom oberen rotbraunen Horizonte durch eine hellgelbe wellenartige Linie (die Linie des Aufbrausens) abgegrenzt. Säulchen-Struktur; Maulwurfs- und Wurmgänge, dunkelfarbige Punktierung. Der Loess ist von Karbonatröhrchen und Schimmel durchgezogen.

Aus dieser Beschreibung sehen wir, dass die Böden, welche wir zu der Gruppe der dunkelgrauen podzolierten Lehmböden hinzuzählen, alle morphologischen Merkmale der Eluvial-und Illuvial-Horizonte besitzen, obgleich diese Kennzeichen nicht sehr scharf ausgeprägt sind. Übrigens, was die Deutlichkeit dieser Merkmale und insbesondere was den Umstand anbetrifft, wie stark der rotbraune Horizont ausgesprochen ist, so beobachten wir verschiedene Varianten, die natürlich der verschiedenen Intensivität der Wirkung des Podzolbildungsprozesses auf den Boden entsprechen. Von die-

Institutul Geologic al României

sem Standpunkte aus, habe ich die Böden dieser Gruppe der dunkelbraunen podzolierten Lehmböden in zwei Untergruppen geteilt. Als Vertreter der ersten Untergruppe, erscheinen die Böden, welche den soeben beschriebenen Böden der Stadt Uman ähnlich sind. Was die zweite Untergruppe des dunkelgrauen Lehmböden anbetrifft, so rechne ich zu dieser die Böden, welche noch mehr als die vorigen degradiert sind, und schon einen Übergang zu dem grauen podzolierten Lehme bilden. Zum Unterschiede von den Böden der ersten Untergruppe beobachten wir hier einen stark entwickelten rotbraunen Horizont von einer sehr bedeutlichen Zähigkeit, mit einer stark ausgeprägten prismatischen Struktur, der in eine rote Farbe intensiv gefärbt ist. Weiter ist der gleichartig gefärbte Humushorizont in dieser Untergruppe bedeutend weniger mächtig, als in den Böden der vorhergehenden Untergruppe, und der obere Unterhorizont des rotbraunen Horizontes (Humus-Unterhorizont) ist hier sehr wenig mächtig, enthält sehr wenig Humus, und auf der Tiefe von ungefähr 60 Cm. tritt an seine Stelle plötzlich und schroff der untere Unterhorizont des rotbraunen Horizontes (der eigentlich rotbraune humuslose Unterhorizont) auf. Auf diese Weise, als charaktervolles Merkmal aller Böden der Gruppe der dunkelgrauen podsolierten Lehm böden erscheint die Mächtigkeit des rotbraunen Horizontes und zwar seiner beiden Unterhorizonte im Verhältniss zu der Mächtigkeit des von Humus gefärbten ganzen Teiles des Bodenprofils. Wenn in der ersten Untergruppe der dunkelgrauen Böden der untere Unterhorizont des rotbraunen Horizontes eine geringe Mächtigkeit besitzt und jedenfals in dieser Hinsicht dem oberen Unterhorizont (Humusunterhorizont) nachsteht, so erreicht umgekehrt in der zweiten Untergruppe der dunkelgrauen Lehmböden der untere Unterhorizont (der eigentliche rotbraune Unterhorizont) eine bedeutende Mächtigkeit, indem er in dem Degradierungsprozesse nach oben in der Richtung zum Humusteile des Profils hin und so zu sagen auf Kosten desselben sich entwickelt. Die Mächtigkeit des rotbraunen Unterhorizontes im Verhältniss zu derjenigen des ganzen von Humus gefärbten Teiles des Bodensprofils (d. i. also des Humushorizontes und des Humusunterhorizontes des rotbraunen Horizontes) ist in der zweiten Untergruppe bedeutend grösser, als in der ersten Untergruppe des dunkelgrauen Lehmes. Bei den morphologischen Felduntersuchungen des Bodens kann also das erwähnte Merkmal leicht dienen, um die beiden Untergruppen der dunkelgrauen Lehmböden zu unterscheiden. Die Böden der ersten Untergruppe der dunkelgrauen Lehmböden bezeichne ich mit dem Namen: dunkelgrauer wenig podsolierter Lehm der Waldsteppe, und die Böden der zweiten Untergruppe mit dem Namen: dunkelgrauer podsolierter Lehm der Waldsteppe.

Als letztes Gelid in der Reihe der degradierten Böden (drittes Stadium der Degradierung) erscheinen die obenbeschriebenen grauen podsolierten

Institutul Geologic al României

Lehmböden der Waldsteppe. Die Veränderung des Tschernosioms unter dem Einflusse des Podsolbildungsprozesses ist hier noch stärker ausgeprägt, als in den dunkelgrauen Böden und auf dem senkrechten Profil sehen wir fünf obenbeschriebene Horizonte, von denen einige deutlich und andere sehr schroff abgegrenzt sind. Von der vorigen Gruppe der dunkelgrauen Lehmböden unterscheiden sich diese Böden scharf, wobei das grösste morphologische Unterscheidungsmerkmal der Umstand erscheint, dass die Humusfärbung in dem rotbraune Horizont vollständig abhanden gegangen ist. Wie auch die vorige Gruppe, teile ich auch diese in zwei Untergruppen und zwar auf Grund des Grades des Podsolbildungsprozesses und insbesondere auf Grund der Menge Si O_2-Anhäufungen und der Bildung von weisslichen Flecken, die dieser Absonderung entsprechen. Die erste Untergruppe, welche ich grauer podsolierter Lehm der Waldsteppe nenne, zeigt eine bedeutende Anhäufung von Si O_2, aber dennoch nicht in dem Grade, dass auf dem Profil ein deutlich fixierter weisslicher Horizont hervortrete. In der zweiten Untergruppe, welche ich hellgrauer podsolierter Lehm der Waldsteppe nenne, gibt es einen solchen weisslichen Horizont (zwischen dem Humushorizont und dem rotbraunen Horizont) und wenn er nicht immer in eine ausschliesslich weisse Farbe gefärbt ist, so ist er doch in jedem Falle durch seine weisslichen Flecke von Si O_2-Anhäufungen auf dem Profil sichtbar. Gleichfalls ist auch der rotbraune Horizont in der zweiten Untergruppe, was die Färbung, wie auch die Zementation und die Struktur anbetrifft, stärker ausgeprägt, als in dem grauen podsolierten Lehm der Waldsteppe.

Auf diese Weise, wie es aus dem Obenerwähnten zu ersehen ist, dient als Grundlage meines Klassifikationsschemas der Grad des Podsolbildungsprozesses (des Degradierungsprozesses) d. i. alle jene morphologischen Merkmale, nach denen man den Degradierungsgrad bestimmen kann. Unter diesen Merkmalen müsste man aber solche hervorheben, welche, so zu sagen, als Richtschnur bei der Bestimmung des Degradierunggrades dienen können, d. i. solche Merkmale, mit denen die grösste Anzahl der anderen Merkmale am besten verbunden ist. Wie es aus dem Obenerwähnten hervorgeht, sind als solche Grund-Merkmale von mir folgende hervorgehoben: 1) Das Vorhandensein oder Nichtvorhandensein des rotbraunen Horizontes; 2) Eine vollkommene, mehr oder weniger, gestörte Krümelstruktur im Humus horizonte; 3) Vorhandensein oder Abhandensein der Humusfärbung im rotbraunen Horizonte; 4) das Vor- oder Nichtvorhandensein von weisslichem Horizonte der Si O_2-Anhäufungen.

Von diesem Standpunkte aus bekommt die Gruppierung der Böden der Waldsteppe ein folgendes Aussehen [1]):

[1]) Siehe Farbenzeichnungen, Beilage.

Institutul Geologic al României

1. Tschernosiom[1]) (Varianten inbetreff des Humusgehaltes und des mechanischen Bestandes).

2. Degradierter Tschernosiom. Erstes Degradierungsstadium d. i. Tschernosiom, in welchem die Krümelstruktur durch den begonnenen Podsolbildungsprozess gestört ist, auf den Flächen der Struktur-Elemente zeigt sich ein kaum bemerkbares SiO_2-Mehlpulver u. s. w., aber rotbrauner Horizont (Illuvial-Horizont von R_2O_3-Anhäufung) fehlt ganz oder ist noch kaum bemerkbar.

3. Dunkelgrauer wenig podsolierter Lehm der Waldsteppe[2]) (zweites Degradierungsstadium; erste Untergruppe); der rotbraune Horizont der R_2O_3-Anhäufung und der hellgraue Horizont von Karbonaten auf dem Profil deutlich ausgedrückt. Die Mächtigkeit des rotbraunen Unterhorizontes des rotbraunen Horizontes ist gering. Der obere Unterhorizont, d. i. der Humus-Unterhorizont ist vorhanden.

4. Dunkelgrauer podsolierter Lehm der Waldsteppe (zweites Degradierungsstadium; zweite Untergruppe). Die eben erwähnten Merkmale sind stärker ausgeprägt. Die Mächtigkeit des rotbraunen Unterhorizontes des rotbraunen Horizontes ist bedeutend.

5. Grauer podsolierter Lehm der Waldsteppe (drittes Degradierungsstadium; erste Untergruppe); die morphologischen Merkmale der Eluvial-und Illuvialschichten, sind sehr scharf ausgeprägt, wobei im rotbraunen Horizonte die Humusfärbung fehlt.

6. Hellgrauer podsolierter Lehm der Waldsteppe[3]) (drittes Degradierungsstadium; zweite Untergruppe). Die soeben erwähnten Merkmale sind noch schärfer ausgedrückt, wobei unmittelbar unter dem Humushorizont ein weisslicher Horizont der SiO_2-Anhäufungen sich gebildet hat.

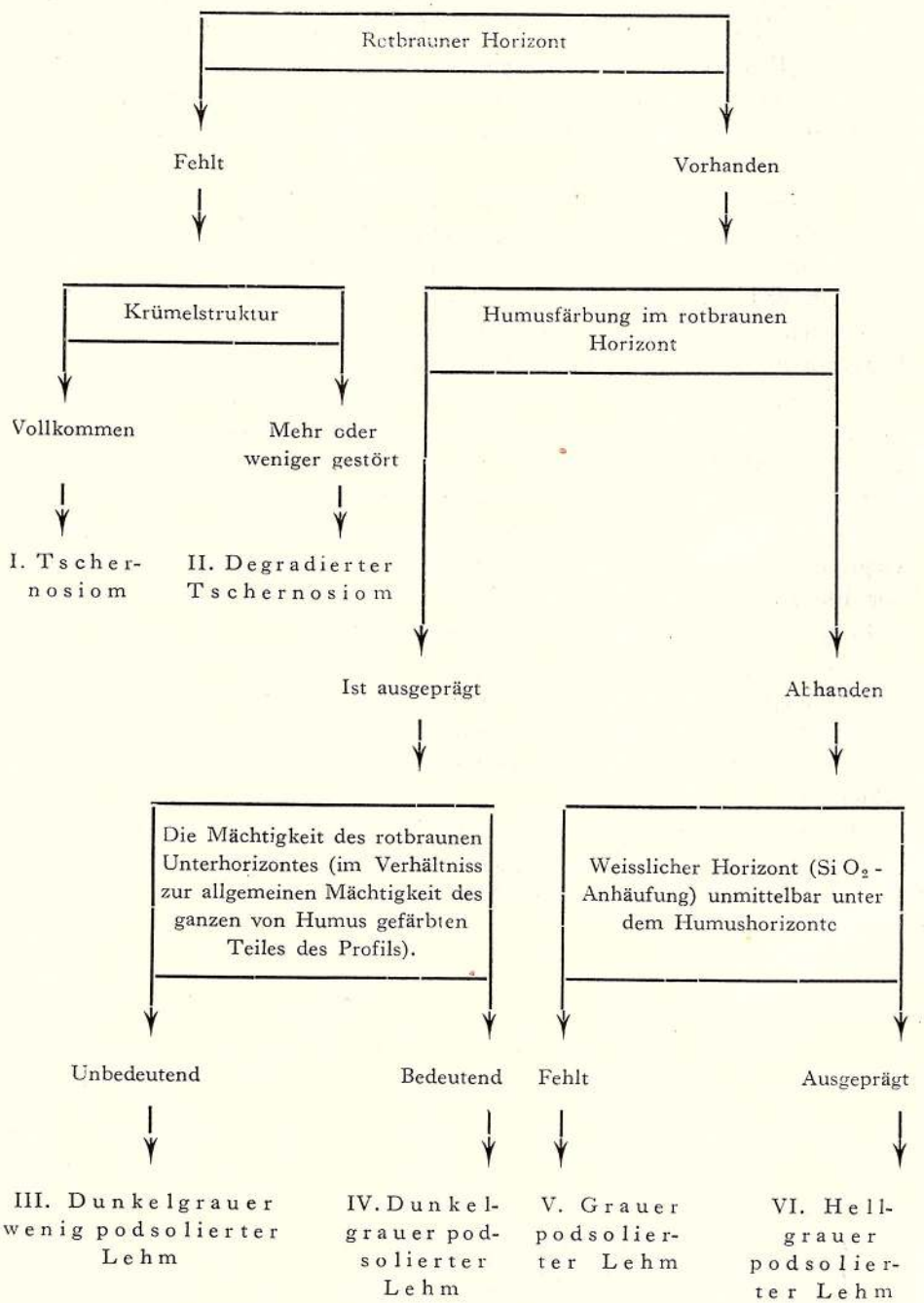
Als ich die Böden der Kiewschen Waldsteppe nach dem Princip der dychotomischen Gruppierung klassifizierte, stellte ich folgende Tabelle für die Bestimmung der Böden der Waldsteppe auf.

[1]) Siehe Farbenzeichnungen (Beilage), Profil N 56.
[2]) Siehe Farbenzeichnungen, Profil N 77.
[3]) Siehe Farbenzeichnungen, Profil N 76.

Institutul Geologic al României

TABELLE No. 1

DAS KLASSIFIKATIONSCHEMA DER BÖDEN DER WALDSTEPPE.



Institutul Geologic al României

KAPITEL III.

DIE CHEMIE DER DEGRADIERUNG

1. Die Felduntersuchungen haben gezeigt, dass dieses Schema sehr gute Dienste bei den Feldversuchen leistet, und dem Untersucher die Möglichkeit gibt sich zu orientieren [1]).

Anderseits unternahm ich eine Pauschal-Analyse der Böden, die sich in verschiedenen Degradierungsstadien befinden, um das beschriebene Klassifikationsschema auch vom chemischen Standpunkte aus zu begründen. Diese Analyse stellte mit Bestimmtheit fest, dass der Degradierungsprozess, welcher im Tschernosiom die erwähnten morphologischen Veränderungen hervorruft, ebenfalls auch wesentliche chemische Veränderungen bedingt. Diese Veränderungen führen endlich zu einer vollkommenen anderen Verteilung der Oxyden im Bodenprofil, indem sie einen ungleichartigen Bestand der verschiedenen Horizonte des Profils schaffen, und die oder jene Oxydenanhäufungen in den verschiedenen Horizonten bilden. Bemerkenswert erscheint es, dass den obengeschilderten morphologischen Degradierungsstadien vollkommen auch der Grad der Oxydenanhäufungen entspricht und inbezug der schichtenweisen Oxydenverteilung haben wir dieselbe Übergangsgamme vom Tschernosiom zum hellgrauen podsolierten Lehm, welche inbezug auf die Morphologie der Böden von mir festgestellt ist.

Die ausführliche Auseinandersetzung aller analytischen Daten, die man in meinem Laboratorium erlangt hat, und die in meiner Schrift: «Matériaux des recherches pédologiques dans le district du Gouvernement de Kiew» veröffentlicht sind, ist nicht die Aufgabe dieser meiner Arbeit und ich will mich nur damit begnügen, dass ich die Daten der Schichten-Pauschal-Analyse zweier Profile aus dem Kiewschen Gouvernement, nämlich des Tschernosioms (im Orte Uzin) und des stark degradierten Derivates des Tschernosioms, d. i. des grauen podsolierten Lehmes (im Orte Kotscherjinsi) anführe, um den Unterschied zwischen den entgegengesetzten Bodentypen (siehe Tabelle 2 und die Daten in Ziffern in der Tabelle-Beilage No. 7) zu zeigen.

[1]) Am Ende dieser Arbeit füge ich ein von mir zusammengestelltes und von mir bei den Felduntersuchungen in der Kiewschen Waldsteppe angewandtes Feldtaschenbuch, gleichwie auch Abnahmen der Strukturelemente verschiedener Horizonte von Böden, die in verschiedenen Degradierungsstadien sich befinden.

Institutul Geologic al României

TABELLE No. 2

RESULTATE DER SCHICHTENWEISEN PAUSCHALANALYSEN DES TSCHERNOSIOMS UND DES HELLGRAUEN PODSOLIERTEN LEHMES DER WALDSTEPPEN

I. BODENTYPUS-TSCHERNOSIOM (Usin, Kiew. Gouv.)

100 Teile des humuslosen, karbonatlosen und trockenen Bodens enthalten:

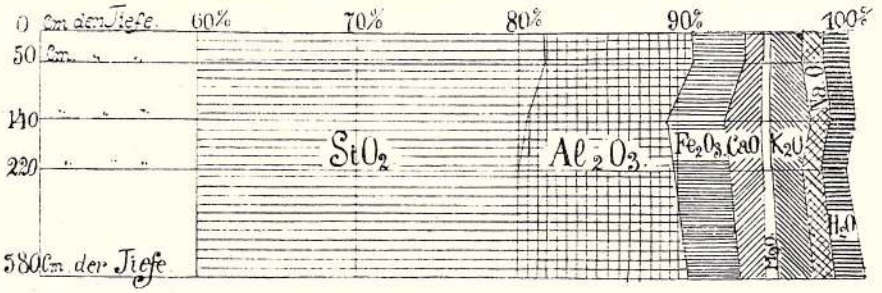


Fig. 1

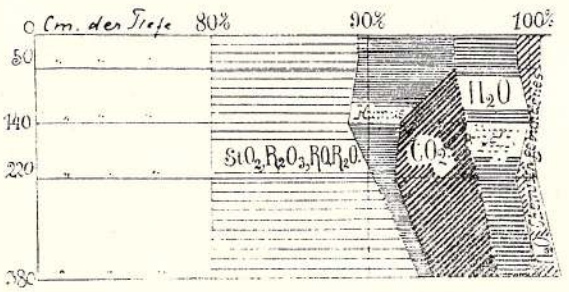


Fig. 2

100 Teile des lufttrockenen Bodens enthalten:

II. BODENTYPUS-HELLGRAUER PODSOLIERTER LEHM DER WALDSTEPPEN (Kotschersjhinsi, Kiew. Gouv.)

100 Teile des humuslosen, karbonatlosen und trokenen Bodens enthalten:

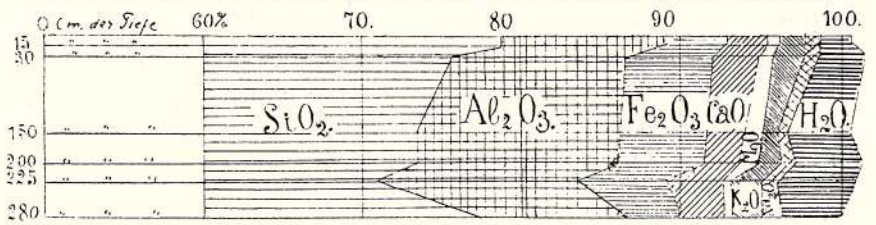


Fig. 3

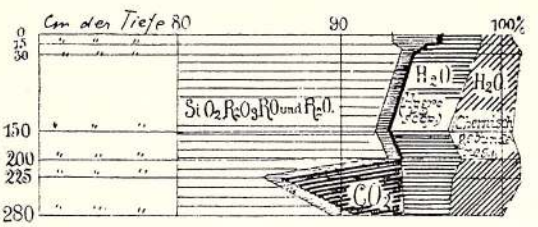


Fig. 4

100 Teile des luftrockenen Bodens enthalten:

Institutul Geologic al României

Die allmähliche Veränderung des chemischen Bestandteiles des Profils im Zusammenhang mit der Zunahme der Degradierung ist sehr gut aus der hier angegebenen kombinierten Tabelle der Analysen (Tabelle 3) von II

TABELLE No. 3 [1])

	Tschernosiom (Durchschnittszahlen für 2 Profile)	Degradierter Tschernosiom (Durchschnitts zahlen für 2 Profile)	Dunkelgrauer podsolierter Lehm (Durchschnittszahlen für 4 Profile)	Grauer podsolierter Lehm (Druchschnitt szahlen für 3 Profile).
Eluvialanhäufung von $Si\ O_2$ in der oberen Schicht des Profils.	0.90	2.19	3.67	5.91
Illuvialanhäufung von $Al_2\ O_2$ in den niedriegen Schichten des Profils.	0.92	1.25	1.53	2.46
Illuvialanhäufung von $Fe_2\ O_3$ in den niedrigen Schichten des Profils	0.48	0.51	0.73	1.31
Illuvialanhäufung von $Ca\ O$ in den niedrigen Schichten des Profils	0.80	1.20	1.09	1.00
Illuvialanhäufung von $Mg\ O$ in den niedrigen Schichten des Profils	0.20	—	0.10	0.20
Iluvialanhäung von $K_2\ O$ in den niedrigen Schichten des Profils.	0.08	—	0.28	0.28
Illuvialanhäunung von $No_2\ O$ in den niedrigen Schichten des Profils	0.12	0.06	0.15	0.28
Illuvialanhaufung von $P_2\ O_5$ in den niedrigen Schichten des Profils	0.01	—	0.01	0.01
Vegetationsanhäufung von $K_2\ O$ in der oberen Schicht	0.02	0.28	0.20	—
Vegetionsanhäuf. von $Na_2\ O$ in der oberen Schicht	0.05	0.05	0.02	—
Vegetionsanhäuf. von $P_2\ O_5$ in der oberen Schicht	0.04	0.03	0.03	0.03

[1]) Die Tabelle zeigt den Unterschid zwischen dem Maximalgehalt eines jeden Oxydes im Profil und seinem Minimalgehalte. Die Tabelle zeigt, also, die Grösse der Anhäufung der Oxyde im Profil bei verschiedenen Degradierungsstadien.

Institutul Geologic al României

Profilen des Kiewschen Gouvernements, die in meiner erwähnten Schrift veröffentlicht sind, zu ersehen. Wenn man die verschiedenen Oxyde vergleicht, so ist aus dieser Tabelle leicht zu ersehen, dass besonders kennzeichnend hinsichtlich des Degradierungsgrades des Bodens die Daten für $Si\,O_2$ sind. Die Menge der Eluvialanhäufung dieses Oxydes wächst vollständig plangemäss dem Degradierungsgrad entsprechend, also in der Richtung vom Tschernosiom zu dem hellgrauen podsolierten Lehm hin, wobei die einzelnen Degradierungsstadien scharf abgegrenzt sind. Das Anhäufungsbild der Tonerde zeigt schon nicht so eine grelle Planmässigkeit und endlich für $Fe_2\,O_3$ ist sie noch weniger bemerkbar.

Alles dieses ist sehr begreiflich, wenn man in Anbetracht zieht, dass $Si\,O_2$— Sol, welches eine sehr geringe Wiederstandsfähigkeit besitzt, im Orte seiner Bildung ausfällt, ohne dass es vom Bodenwasser weggeschwemmt wird, während das verhältnissmässig stabile Sesquioxyden-Sol leicht in die Bodenwässer geraten kann, indem es sich mit der Bodenlösung durchsickert und auf diese Weise aus dem Orte seiner Bildung weggetragen wird. Das letztere kommt besonders oft bei dem leicht lösbaren $Fe_2\,O_3$ vor, welches mehr oder weniger ausgespült wird, was von verschiedenen zufälligen Faktoren abhängt, wie z. B. von den Bedingungen des Abflusses des Bodenwassers in dem gegebenen Orte, von den Bedingungen des Reliefs und des mechanischen Bodenbestandes u. s. w. Nicht zu verwundern ist es darum, dass die Menge der $Fe_2\,O_3$-Anhäufung sehr verschieden sein kann, sogar bei einer egalen Stufe der Degradierung, und darum sehen wir häufig kein Verhältniss zwischen den Daten für $Fe_2\,O_3$ und den Daten für $Si\,O_2$, welches, wie gesagt, von zufälligen Wirkungen weniger abhängt.

Indem man die Gesammtheit der von mir erhaltenen Daten der Analyse (Pauschal-Analyse) mit den oben beschriebenen, von mir auf Grund der morphologischen Merkmale festgestellten Degradierungsstadien vergleicht, so kann man diesen Stadien folgende Charakteristik den chemischen Merkmale gemäss geben.

I. Stadium. Im Zusammenhang mit der zunehmenden Feuchtigkeit (was in den obersten Schichten des von Wäldern bedeckten Bodens stets stattfindet) beginnt ein verstärktes Auflösen und Einschwemmen nach unten der Karbonate. Mit der Zerlegung des Humus und der Bildung freier Oxyden entsteht eine Ausscheidung von $Si\,O_2$-Kolloyden in dem oberen Horizonte und das Auswaschen von $R_2\,O_3$ aus diesem Horizonte in die Tiefe. Die Sesquioxyden werden teils mit den Bodengewässern ausgeschwämmt, teils schlagen sie nieder, wobei das Niederschlagen hauptsächlich im Karbonathorizont stattfindet.

Die Anhäufungsmenge wie von $Si\,O_2$ so auch von $R_2\,O_3$ ist überhaupt nicht gross. Im Zusammenhange mit der Anhäufung in den unteren Horizonten der Kolloyden, welche das Wasser absorbieren, entsteht in diesen

Institutul Geologic al României

Horizonten auch die Anhäufung von chemisch gebundenem Wassers. Was K_2O und P_2O_5 anbetrifft, so ist der Auslaugungsprozess des Bodens in diesem Stadium nicht so gross, dass er den Horizont der oberen, oder vegetativen Anhäufung von K_2O und P_2O_5 stören und ein entsprechendes Illuvium bilden könnte. Für Na_2O beobachtet man gewöhnlich die Schicht der Illuvialanhäufung. Der Humusgehalt vermindert sich im Humushorizont und der Horizont des Karbonatilluviums senkt sich. Nach meiner Terminologie entspricht dieses Stadium dem degradierten Tschernosiom.

II. Stadium. Zusammen mit der Zunahme von SiO_2-Anhäufung in dem oberen Horizonte-findet ein bedeutendes Niederschlagen von R_2O_3 statt, wobei, wie im ersten Stadium, dieses Niederschlagen hauptsächlich nur im Karbonathorizont vorkommt, während der sich in diesem zweiten Stadium bildende rotbraune Horizont nur eine schwache Anhäufung von Sesquioxyden zeigt. Die Schicht der oberen (vegetativen) Anhäufung von K_2O ist häufig, infolge von verstärkter Einwaschung dieser Oxyden in die unterliegende Horizonte, wo eine Illuvialschicht von K_2O-Anhäufung sich bildet, gestört. Fast immer ist eine Illuvialschicht von Na_2O-Anhäufung vorhanden. Endlich bei Anhäufung von P_2O_5 im oberen Horizont, bildet sich zuweilen eine Illuvialschicht von Phosphorsäure Anhäufung, obgleich die Prozesse der Auslaugung und der Einwaschung in diesem Stadium noch nicht so stark ausgedrückt sind, dass die Schicht des Phosphorilluviums eine beständige oder eine häufige Erscheinung wäre. Parallel mit der allgemeinen Humusverminderung in den oberen Horizonten und mit der allgemeinen Senkung des Karbonatilluviumhorizontes geht auch eine Veränderung in der schichtenweisen Verteilung des Humus und CO_2 im Profil vor, nähmlich: a) die Intensivität und Schnelligkeit der Humusabnahme nach unten hin wächst; b) Diese Abnahme geschieht in grösseren Sätzen, als im Tschernosiom; c) Der Übergang vom karbonatlosen Horizonte zum Karbonathorizonte ist ein scharfer oder jedenfals ein klarer, mit anderen Worten im Karbonathorizonte entsteht auf einmal (und nicht allmählich) eine bedeutende Menge von Karbonaten. In meinem Klassifikationsschema entspricht dieses Stadium dem hellgrauen wenig podsolierten und podsolierten Lehm der Waldsteppe.

III. Stadium. Das Niederschlagen von R_2O_3 verbreitet sich aus dem Gebiete des Karbonathorizontes auf den rotbraunen Horizont hinaus, wobei es im letzten grössere Dimensionen als im Karbonathorizonte erreicht. Die Menge der R_2O_3-Anhäufung ist grösser, als im ersten Stadium und noch bedeutender ist der Unterschied zwischen diesen beiden Stadien im Verhältniss zu der Menge der SiO_2-Anhäufung im oberen Horizonte. Die Intensivität der Prozesse des Auslaugung und der Zerlegung der Silikate hat ihr Gepräge auch auf die schichtenweise Verteilung von R_2O_3 und P_2O_5 gelegt. Die Anhäufung von K_2O auf der Oberfläche fehlt und hat

Institutul Geologic al României

Platz den klar (zuweilen sogar scharf) ausgeprägten Illuvialanhäufungen dieses Oxydes gemacht. Die Illuvialanhäufungen von Na_2O erreichen bedeutende Dimensionen, welche diejenigen der vorigen Stadien übertreffen. Was P_2O_5 anbetrifft, so haben wir in den meisten Fällen neben der Vegetationsanhäufung von P_2O_5 eine stark ausgeprägte P_2O_5-Illuvialanhäufung. Endlich vermindert sich in diesen Böden der Humusgehalt, gewöhnlich senkt sich der Horizont des Karbonatilluviums und stärker treten die eigentümlichen Merkmale der schichtenweisen Verteilung des Humus und CO_2, worüber wir soeben sprachen, d. i. der Humus verringert sich nach unten schnell und ruckweise und der Übergang vom karbonatlosen Horizont zum Karbonathorizont ist schroff. Dieses Stadium entspricht dem grauen und hellgrauem Lehme der Waldsteppen.

* * *

2. Hoch interessant erscheint dabei der Formierungsprozess der Oxydenanhäufungshorizonte, besonders derjenigen von SiO_2 und R_2O_3. Leider bleibt in diesem Prozesse sehr vieles noch unklar. Warum und bei welchen Bedingungen findet das Ausscheiden der Oxyde statt? Haben wir es hier mit einem rein chemischen Prozesse oder mit der Translokation der Stoffe im kolloidalen Zustande zu tun? Worin besteht dabei die Rolle der Humusstoffe? Das sind alles Fragen (ihre Zahl kann man bedeutend vergrössern), die noch Untersuchungen erfordern und ihre Lösungen erwarten.

Ich möchte hier nur einige Bemerkungen inbetreff dieser Fragen machen, indem ich mich auf die von mir im Laboratorium erlangten Daten fusse, welche in meiner oben erwähnten Arbeit veröffentlicht sind.

Wie es aus diesen Daten zu ersehen, erleiden die Auflösungen der Kieselsäure und der Sesquioxyden, welche im Prozesse der Zerstörung der Selikate sich bilden, ein verschiedenes Schicksal. Das Ausscheiden von SiO_2 findet schon in den obersten Horizonten statt [1]), das heisst im Orte oder in der Nähe ihrer Entstehung. Die Solen von R_2O_3 dagegen sind wiederstands fähiger und es gelinget ihnen sich durchzusickern und erst in einer mehr oder weniger beträchtigen Tiefe findet die Koagulation statt.

Wass für Umstände rufen denn die Entstehung einer solchen Koagulation hervor?

Obgleich wir bis jetzt keine Daten zur Erklärung dieser Erscheinung besitzen, könnte man hier die Aufmerksamkeit auf folgendes richten. Auf Grund der gemachten Analysen ist anzunehmen, dass das Ausscheiden

[1]) Durch den Umstand, dass in den Bedingungen der podsolierten Böden die sauere Reaktion stark ausgesprochen ist und dass in der Lösung sich genügend Elektrolyten befinden, um eine rasche Koagulation der Solen von SiO_2 hervorzurufen. (Siehe: Hedroiz, Journal der russischen Versuchagronomie, 1908).

Institutul Geologic al României

der $R_2 O_3$ Kolloiden mit zwei Momenten verbunden ist: 1. Mit dem Stossen der durchsickernden Lösungen auf den Karbonathorizont und 2. mit ihrem Stosesn auf die wasserdichten Horizonte oder jedenfalls auf solche, welche die Filtration mechanisch verhindern. Wollen wir einwenig beim ersten Moment verweilen.

Wenn wir die von mir erlangten Ziffern der Pauschalschichtenanalysen betrachten, so kann man folgendes feststellen: dass nähmlich im Processe der $R_2 O_3$ Anhäufung ein grosser Unterschied zwischen den Böden von verschiedenen Degradierungsstadien existiert. In der Tabelle No. 4 kombiniere ich die Resultate der Schichtenanalysen von 9 Profilen, indem ich das Quantum von $Al_2 O_3$ und $Fe_2 O_3$-Anhäufungen in Bodenhorizonten (die sich in verschiedenen Degradierungsstadien befinden) feststelle. Das Quantum wird auf eine analogische Weise mit derjenigen, die ich bei der Zusammenstellung der Tabelle No. 3 angewandt habe, bestimmt; es wird nämlich der Unterschied zwischen der Oxydenmenge im Humushorizonte und derjenigen im niedriger gelegenen Horizonte (rotbraunen Horizonte oder Karbonathorizonte) ausgerechnet. Wie man aus der beigelegten Tabelle sehen kann, findet die $Al_2 O_3$-Anhäufung im ersten Stadium der Degradierung, d. i. im degradierten Tschernosiom ausschliesslich im Karbonathorizont statt, während der höher liegende Horizont keine Anhäufung von diesen Oxyden aufweist. Das folgende Stadium der Degradierung, d. i. das Stadium der Bildung dunkelgrauen schwach podsolierten Lehmes zeigt schon einige $Al_2 O_3$-Anhäufung nicht nur im Karbonathorizonte, aber auch im Horizonte, welcher unter dem Karbonathorizonte liegt, d. i. im rotbraunen. Diese Anhäufung aber findet nicht immer statt (von den 4 analysierten Profilen ist sie nur in zwei bemerkt worden) und ausserdem sehr wenig und steht jedenfalls der $Al_2 O_3$ Anhäufung im Karbonathorizonte nach, wo sie beständig vorkommt und scharf ausgeprägt ist. Endlich, das letzte Degradierungsstadium, d. i. der graue Lehm zeigt eine bedeutende $Al_2 O_3$-Anhäufung, wie im Karbonathorizonte, so auch im rotbraunen Horizonte, wobei es im letzten sogar greller und stärker als im ersten ausgeprägt ist. Dasselbe Bild [1]) stellt im allgemeinen auch $F_2 O_3$ vor, d. h. dass auch hier in den Anfangsstadien der Degradierung haupsächlich die $Fe_2 O_3$ Anhäufung im Karbonathorizonte stattfindet, und nur im grauen und hellgrauen Lehme sehen wir ein bedeutendes Zunehmen von $Fe_2 O_3$ nicht nur im Karbonathorizonte, sondern anch im rotbraunen Horizonte.

Indem wir zu dem zweiten obenerwähnten Momente uns wenden, welcher im Prozesse der $R_2 O_3$ im Boden eine Rolle spielt, d. i. zu dem Umstand des Durchdringens der durchsickernden Gewässer bis zu einem wasser-

[1]) Obglesch auch häufig Ausnahmen beobachtet werden, wie es aus der Tabelle Nr. 4 zu ersehen ist. Die Erklärung dieser Erscheinung siehe oben.

Institutul Geologic al României

TABELLE No. 4

MENGE VON R_2O_3 — ANHÄUFUNG IN VERSCHIEDENEN HORI-

BEFINDLICHEN

	Daten für					
	Degradierter Tschernosiom		Dunkelgrauer wenig podsolierter und podsolierter Lehm			
	Dorf Drabovo	Dorf Dobrovodi	Stadt Uman	Dorf Pomoinic	Dorf Kischsinzi	Dorf Trostinka
Zunahme (oder Abnahme)[1]) der Oxyden in dem karbonatlosen Uebergangshorizonte (hinsichtlich der Humusfärbung) des degradierten Tschernosioms und im rotbraunen karbonatlosen Horizonte des Lehmes der verschiedenen Degradierungsstadien.	— 0.34	— 0.54	+ 0.42	— 0.19	— 0.84	+ 0.49
Anhäufung im Karbonathorizont. . .	+ 1.74	+ 1.0	+ 2.18	+ 1.45	+ 1.21	+ 0.41

[1]) Das Zeichen + bedeutet Zunahme der Oxyden im Vergleich zu ihrem Gehalte im

Institutul Geologic al României

ZONTEN DER IN VERSCHIEDENEN DEGRADIERUNGSSTADIEN SICH BOEDEN

Al_2O_3			Daten für Fe_2O_3								
Grauer und hellgrauer podsolierter Lehm			Degradierter Tschernosiom		Dunkelgrauer wenig podsolierter und podsolierter Lehm				Grauer und hellgrauer podsolierter Lehm		
Dorf Veprik	Dorf N. Greblea	Dorf Kotscherjindzi	Dorf Drabovo	Dorf Dobrovodi	Stadt Uman	Dorf Pomoinic	Dorf Kischinzi	Dorf Trostinka	Dorf Veprik	Dorf N. Greblea	Dorf Kotscherjintzi
-1.84(?)	+ 3.28	+ 2.55	+ 0.57	+ 0.36	— 0.22	+ 0.18	+ 0.11	+ 0.04	+ 0.39	+ 0.76	+ 1.41
+ 1.53	+ 2.13	+ 1.92	+ 0.33	+ 0.48	+ 0.37	+ 0.61	+ 1.55	+ 0.12	+ 1.77	+ 0.10	+ 1.49

Humushorizonte, das Zeichen — bedeutet die Abnahme.

Institutul Geologic al României

dichten Horizonte, so müssen wir betonen, dass in dem von mir untersuchten Rayon folgende Tatsachen stattfinden: a) in der Masse des Lösses bemerkt man überall auf einiger Tiefe von der Oberfläche eine Zwischenschicht des dunkelgefärbten sogenannten Humuslösses (d. i. des begrabenen Bodens). Gewöhnlich beobachtet man über dieser Schicht, die immer kompakter ist, als der höher liegende hellgelbe Löss, eine rote Färbung und eine Zementation des Gesteins, was durch die Anhäufung hier von R_2O_3, wie es die Analyse zeigt, hervorgerufen wird. b) Im Falle dass der Humuslöss nahe von der Tagesschicht sich befindet, nimmt die R_2O_3-Anhäufung in dem rotbraunen Horizonte des hellgrauen Lehmes sehr stark zu, was nicht beobachtet wird, wenn der begrabene Boden tief und weit vom rotbraunen Horizonte liegt. Mit anderen Worten fördert der begrabene Boden die R_2O_3 Anhäufung, welche dem Degradierungsprozesse eigen ist [1]). c) In sandigem Lösse, welcher also Wasser leicht durchlässt, ist die R_2O_3 Anhäufung im Degradierungsprozesse gewöhnlich schwächer als im lehmigen, also kompakteren Lösse.

Auf Grund dieses ganzen faktischen Materials kann man also den Schluss ziehen, dass dieses Material uns bis zu einem gewissen Grade ein folgendes Schema der Lösung der obenerwähnten Frage über die Ursachen der R_2O_3-Koagulation anzeigt: die im Degradierungsprozesse entstandenen R_2O_3- Solen sickern mehr oder weniger ungehindert durch, bis sie auf einen an Karbonaten reichen Horizont stossen, wo unter der Wirkung der Karbonaten auf die Lösung die Ablagerung der Solen stattfindet. Dieses Bild aber beo-

[1]) Der Norden Bessarabiens, wo der zweistöckige Löss stark verbreitet ist, zeigt viele Beispiele dieser Erscheinung. In diesem Bezirke bemerkt man überall in dem Löss zwei Stockwerke, welche durch eine Schicht des begrabenen Bodens abgeteilt sind. Die Mächtigkeit dieser Stockwerke ist sehr verschieden. Gewöhnlich befindet sich die Humuszwischenschicht auf der Tiefe von ungefähr zwei Metern, und infolge dessen ist die über dem begrabenen Boden sich befindliche Masse des Lösses nicht gross. Die Schicht des begrabenen Bodens, welche einwenig mehr als der normale Löss zementiert und also wasserdicht ist, kann, wenn sie der Oberfläche der Erde sich nähert, Anlass zum Stocken der atmosphärischen Gewässer und zu einiger Versumpfung der Bodenhorizonte des Lösses und zur seiner Zementierung führen.

Wenn dabei in dem letzteren der Podsolbildungsprozess vorgeht, welcher zur Folge das Ausscheiden der Sesquioxyden aus den oberen Horizonten und ihre Ablagerung in den niedrigen Horizonten also ihre Zementierung hat, so werden die nicdrig gelegenen Horizonte unter dem Einfluss beider Prozesse (des Versumpfungs- und des Podsolierungsprozesses), die in derselben Richtung wirken, im höchsten Grade zementiert und zäh. Der Löss, welcher unmittelbar unter dem rotbraunen Horizont des Bodens und über dem begrabenen Boden liegt, gewinnt auf diese Weise einen eigenartigen Habitus, eine eigenthümliche Struktur, eine ausserordentliche Zähigkeit und Kompaktheit und verliert dadurch die Merkmale des normalen typischen Lösses, indem er nach seinem Aussehen mehr zur Typusart des rotbraunen Tones sich nähert; und nur die Untersuchung der tiefen Horizonte des Profils stellt klar fest, dass wir es mit Löss, welcher nur durch die eigentümlichen Prozesse sich stark verändert hat, zu tun haben.

Institutul Geologic al României

bachten wir nur auf den ersten Stadien der Degradierung, wenn also der degradierte Tschernosiom und der dunkelgraue Lehm sich bilden. Bei der im Karbonathorizont allmählichen R_2O_3-Anhäufung ruft diese Anhäufung eine gewisse Zementation hervor, die dank den Karbonaten schwach bemerkbar ist, aber dennoch da ist. Diese Zementation gibt Anlass zu einem Hemmnisse oder überhaupt zu einer Verhinderung der weiteren Filtration der Bodenlösung; infolge dessen über dem Karbonathorizont eine nicht grosse Schicht einer R_2O_3-Anhäufung anfängt sich zu bilden. Wie aber nur diese Schicht sich gebildet hat, so ist die weitere Entwickelung des Horizontes von R_2O_3-Illuvialanhäufung nach oben hin in dem karbonatlosen Horizonte gesichert, da in diesem Horizonte die Karbonate, welche den Boden auflockern, fehlen und folglich sogar unbedeutende Mengen von R_2O_3-Kolloiden ihn stark zementieren können. Auf diese Weise werden die durchsickernden Lösungen, welche Solen von R_2O_3 enthalten, mechanisch an dieser Schicht aufgehalten, die Sesquioxyden scheiden sich aus, der Bezirk ihrer Ausscheidung nimmt nach oben hin immer zu, indem er immermehr in den gewesenen Humushorizont eingreift, die Mächtigkeit des rotbraunen Horizontes vermehrt sich, seine Zementation und seine prismatische Struktur verstärkt sisch und der Boden bekommt einen typischen Habitus des grauen oder hellgrauen podsolierten Lehmes.

Natürlich erscheinen diese Betrachtungen nur als Schema, welches man hier andeuten kann, aber auf das man sich nicht streng fussen kann, bevor man nicht eine genügende Menge von Beobachtungen und Untersuchungen insbesondere aber eine experimentale Grundlage gemacht hat.

Man kann jedoch anderseits sagen, dass das von mir erlangte faktische in dieser Hinsicht sehr übereinstimmende Material einen ziemlich genügenden Grund gibt um die obenerwähnten Sätze hervorzuheben. Um so interessanter ist es dieses faktische Material mit demjenigen von Hedroiz[1]) entwickelten teoretischen Schema der Bildung von R_2O_3-Kolloiden in den Bodenhorizonten zusammenzustellen und zu vergleichen. Indem der Autor die Frage über die Ursachen einer Fe_2O_3-Koagulation in den Podsolböden berührt, weist er auf folgende Momente hin: 1) Das Durchdringen der Fe_2O_3 Solen bis zu den an Elektrolyten reicheren Bodenschichten. 2) Ihr Durchdringen bis zu den Grundgewässern, welche Elektrolyten enthalten und reich an kolloidalgelösten organischen Stoffen sind und 3) Ihr Durchdringen bis zu einer kompakten mehr oder weniger mächtigen Lehmschicht, welche auf dem Wege der Kolloidstoffe enthaltenen Bodenlösungen sich befindet und für diese Stoffe undurchdringlich sein oder werden kann, so dass diese Soffe aufgehalten und angehäuft werden können.

Indem der Verfasser über die Prozesse in den säulchenstrukturartigen

[1]) Russisches Journal für Experimentalagronomie, 1908.

Institutul Geologic al României

Salzböden und in den plattenstrukturartigen Böden der Halbwüsten redet und diese Prozesse als einen Faktor betrachtet, der die Koagulation der anorganischen Kolloiden hervorruft, weist er auf den Umstand hin, dass die durchsickernden Lösungen auf eine an $CaCO_3$ reiche Schicht stossen, wobei infolge der durch $CaCO_3$ hervorgerufenen Ablagerung der organischen Stoffe die anorganischen Kolloiden vor der niederschlagenden Wirkung der in der Lösung sich befindlichen Elektrolyten nicht mehr geschützt werden und darum wird in dieser Schicht die Entstehung des Geles beginnen. Dabei, je mehr die Teilchen der Kolloiden hier sich ablagern, desto mehr wird die Filtration der Lösungen erschwert, welche eine genügende Menge von kolloidalen organischen Stoffen enthalten um die anorganischen Kolloiden vor dem Aussheiden zu bewahren; die Teilchen der Solen werden mechanisch aufgehalten und auf diese Weise bildet sich über der Schicht, welche $CaCO_3$ enthält, eine kompakte Schicht, welche von kolloidal organischen und anorganischen Stoffen zementiert ist.

Wenn wir diese Betrachtungen inbetreff der Böden des Waldsteppebezirkes anwenden wollen, so könnte man folglich sagen, dass hier folgende Analogie hinsichtlich des Prozesses der Wanderung der Kolloiden und ihre Ablagerung bemerkt werden kann: der Karbonathorizont, welcher im Bezirke der Waldsteppe faktisch als derjenige erscheint, wo auf den Anfangs- und Zwischenstufen der Degradierung (das heisst bei Formierung des degradierten Tschernosioms und des dunkelgrauen Lehmes) die Ausscheidung der R_2O_3-Kolloiden vorkommt, fördert die R_2O_3-Ablagerung nicht nur darum, weil er die Bodenlösung mit Elektrolyten bereichert, und auf diese Weise die Ablagerung begünstigt, sondern auch weil infolge der durch die Karbonate hervorgerufene Ablagerung der organischen Stoffe die schützende Rolle der letzteren schwindet und die Wirkung der Elektrolyten stärker wird. Wenn man aber mit der Zeit, je nach der Ablagerung der Kolloiden im Karbonathorizont die Filtration der Lösung erschwert wird, so werden die Teilchen der Solen mechanisch aufgehalten und auf diese Weise bildet sich über dem Karbonathorizont ein kompakter prismatischer rotbrauner Horizont der R_2O_3-Anhäufung, d. h. es vollzieht sich dass letzte Stadium der Degradierung, welches zur Bildung von grauem und hellgrauem podsoliertem Lehme führt.

Folglich bei so einer Erklärung der behandelnden Erscheinung wird die Annahme gemacht, dass auch in den Bedingungen der podsolierten Böden mit ihrer saueren Reaktion die organischen Kolloiden eine schützende Rolle inbetreff der Solen anorganischer Kolloiden spielen können und dass also die kolloidalen Humusstoffe der Koagulation der R_2O_3-Kolloiden hinderlich sind. Bei so einer Annahme ist es begreiflich, dass das Vorhandensein im Boden von Kalk, welcher die Bildung der freien Humussäure hindert, die Koagulation von Kolloiden der Sesquioxyden hervorruft.

Institutul Geologic al României

Wollen wir noch darauf hinweisen, dass Prof. Glinka [1]) beim Auseinanderlegen der Frage von den Bedingungen der Bildung des rotbraunen Horizontes im Lehme bemerkt, dass als solche Bedingungen: 1) Der Einfluss der Waldvegetation und 2) Das Vorhandensein der Kalkkarbonate im Muttergestein erscheinen. Die Waldvegetation bildet, nach den Worten des Verfassers, sauere Bodenlösungen und der kolensauere Kalk trägt der Neutralisation dieser Lösungen und zugleich dem Ausscheiden von $Fe_2 O_3$ bei. Die von ihm veranstalteten Versuche aber zeigten, dass an der Berührungsstelle des Chloreisens mit dem Karbonatlöss ein rotbrauner Streifen infolge des Ausscheidens des Eisenoxydes sich bildet. Bemerkenswert ist bei diesen Versuchen der Umstand, dass mit der Bildung des rotbraunen Horizontes das Durchsickern der Eisenlösung immer mehr erschwert und gehindert wurde, mit anderen Worten der während des Experimentes ausgeschiedener Kolloidaleisenhydrat stark die Wasserdichtigkeit des Lösses erhöhte. Wir sahen schon, dass dieses auch in der Natur vorkommt und das die im Karbonathorizont in den ersten Degradierungsstadien ausgeschiedenen $R_2 O_3$ in den folgenden Stadien einen Anlass zur Ausscheidung dieser Oxyde in dem schon höher gelegenen Horizonte geben.

Analogisch sind die Resultate der Versuche von Aarnio [2]), welcher bewies, dass die Lösung $Ca CO_3$ eine bedeutende Wirkung auf die Koagulation der $R_2 O_3$-Solen ausübt.

Indem ich aber so eine Erklärung des Formierungsprozesses des Degradierungshorizontes gebe, halte ich es für notwendig zu betonen, dass diese Erklärung die Möglichkeit des Einflusses auch anderer Faktoren nicht ausschliesst. Es ist zweifellos z. B., dass die Prozesse der Reduktion von Al und Fe-Verbindungen unter dem Einfluss eines temporären Stockens der Feuchtigkeit und einer darauf folgenden Oxydierung in der Periode des Eindringens des Sauerstoffes der Athmosphäre in den Boden — ebenfalls eine grosse Rolle im Prozesse der Wanderung und Ablagerung von $R_2 O_3$ spielen. Unstreitbar ist es auch, dass das Wurzelsystem einen sehr regen Anteil dabei nimmt, deren feine Verzweigungen man immer an den Vertikal- und Horizontalwänden der kompakten Einzelheiten bemerken kann; das durchsickernde Wasser wird von diesen Verzweigungen erfasst und aufgesogen, wobei die Stoffe aus der Lösung längs den Rissen des Gesteines sich ablagern und dabei an den Wanden Spuren in Form von wunderlichen Mustern bilden, welche immer auf der Fläche der prismatischen Einzelheiten des rotbraunen Horizontes bemerkbar sind.

* * *

[1]) Russisches Journal: Bodenkunde, 1911 No. 1.

[2]) Russisches Journal: Bodenkunde, 1915 No. 2, 3.

Institutul Geologic al României

3. Ebenso interessant erscheint die Frage über das Schicksal des Humus im Degradierungsprozesse. Oben habe ich darauf hingewiesen, dass die Menge des Humus im Boden unter dem Einfluss dieses Prozesses sich verringert. Hier könnte ich dazu folgendes hinzufügen.

Die Gesamtmasse des Humus im Boden hängt überhaupt von der Entwickelung und dem Verhältnisse zweier Momente ab: des Prozesses des Humuszuwachsens und des Prozesses seiner Abnahme (Zerstörung). Eigentlich kommt in jedem Boden fortwährend der eine und der andere Prozess vor, d. i. der Prozess einer fortwährenden Zerstörung des Humus und der Prozess seiner Bildung. Dabei in einem vollkommen formierten Boden bleibt die allgemeine Humusmenge immer unveränderlich, da die Menge der fortwährenden Zunahme in so einem Boden der Menge der ununterbrochenen Abnahme gleich ist. In solchem Boden sehen wir die Bewahrung des Zustandes des Gleichgewichtes, was man durch folgendes Schema [1]) ausdrücken kann:

$$M - A + A = M$$

d. i. ein gewisses Quantum von Humus M, welches fortwährend einen Teil A verliert und ebenso einen Teil A gewinnt, bleibt ein und dasselbe. Dasselbe findet auch im Tschernosiom statt. Aber das Eindringen des Waldes zerstört diesen Zustand des Gleichgewichtes, und diese Störung verläuft in dem Sinne, dass die Gesammtmasse des Humus im Boden beständig abnimmt. Diese Abnahme wird gleich von einer Reihe von Veränderungen, wie im Prozesse der Humuszunahme, so auch im Prozesse der Humuszerstörung gefördert, und diese Abnahme ist besonders energisch, weil auch die Humuszerstörung in den Verhältnissen der Waldformation wächst und die Humuszunahme sich verringert.

Wir wissen, dass eine von den Ursachen der schwachen Zersetzung des Humus im Tschernosiom und seines Reichtums in diesem Boden — der Mangel an Durchfeuchtung ist. Der Wald vermehrt die Durchfeuchtung und folglich fängt die Zersetzung des früheren steppischen, im Verlaufe von Jahrhunderten sich angesammelten, Humus des vom Walde eingenommenen Tschernosioms an stark zu progressieren. Die Grösse des sich jährlich zerlegten Teils A in unserem Schema vergrössert sich folglich schon im Zusammenhang mit diesem Umstande.

Wir wissen weiter, dass in den Bedingungen der Waldformationen der Humus eine löslichere Form annimmt. Im Zusammenhange damit findet eine starke Verringerung des Humus statt, welcher, da er leicht löslich ist, in die unteren Horizonte oder în das Grundwasser ausgelaugt wird. Hier haben wir die zweite Ursache, warum der Humus im Boden sich verringert (A in der Formel von Sibirzew).

[1]) Siehe N. Sibirzev, Bodenkunde (im russisch).

Institutul Geologic al României

Wollen wir jetzt sehen, wie der Prozess der Neubildung von Humus in den Bedingungen des Vordringens des Waldes in die Steppe sich entwickelt. Im Walde, wie auch in der Steppe, geht eine unaufhörliche Neubildung von Humus vor sich. Aber in dem Humushorizonte der Steppe ist dank der relativ schwachen Befeuchtung immer eine genügende Menge von Basen vorhanden, da sie von den Niederschlägen nicht allzusehr ausgewaschen werden, und wenn sie auch in den Regenperioden auf eine gewisse Tiefe ausgeschwemmt werden, so kommen sie doch wieder bei trockenem Wetter in den oberflächlichen Horizont dank der Kapillarität und den Pflanzenwurzeln zurück. Der Reichtum des Tschernosioms und seine Reaktion findet in diesen Fakta ihre genügende Erklärung.

Im Walde verändert sich die Sachlage infolge der grösseren Befeuchtung; die Menge der Basen verringert sich hier und die Fixation des Humus kann nicht so intensiv vorgehen wie in der Steppe.

Es ist noch ein Umstand zu erwähnen, der die Tatsache des schnellen Schwindens des Humus in dem vom Walde eingenommenen Tschernosiom erklären kann, ein Umstand, welcher von dem Charakter der auf und unter der Erde sich befindlichen Teiled er Holz-und Gräsergewächse bedingt wird.

Wenn man von dem Standpunkte ausgeht, welchen seinerzeit Professor KOSTISCHEW hervorgehoben hat, dass nähmlich der Humus auf Kosten des Wurzelsystems hauptsächlich sich bildet, so ist es zweifellos, dass die Neubildungen des Humus in den Bedingungen der Waldformation nicht so intensiv sein können, wie in den Bedingungen der Steppe, da das Wurzelsystem der Waldgemeinschaften ein für Humusbildung so reiches Material nicht geben kann, wie das Wurzelsystem der Gräsergemeinscahften, wo die Wurzeln ungefähr 50% der ganzen Pflanze bilden.

Aber ausserdem unterscheidet sich der Prozess der allmählichen Zersetzung der organischen Stoffe im Walde von demjenigen in der Steppe, und zwar ist dieser Prozess für die Humusanhäufung in der Steppe günstiger, als im Walde.

Wir wissen schon, dass die auf der Erde sich befindlichen Überreste im Walde eine lockere, der Luft zugängliche, Masse bilden. Wenn man weiter das Vorhandensein einer im Walde grösseren Durchfeuchtung in Anbetracht zieht, so wird es begreiflich, dass diese auf der Erde sich befindlichen Überreste im allgemeinen sehr schnell, vollkommen und endgültig sich zersetzen und darum sehr wenig Humustoffe geben. Die Wurzeln können auch nicht den Mangel an Humusstoffen ersetzen. Die Sache ist die, dass die Reste der Wurzel der Holzgewächse sich gleichfalls verhältnissmässig schnell zersetzen, wie es Professor DOKUTSCHAEFF gezeigt hat. Diese seltenen in ihrem Hauptteile dicken holzigen Wurzeln verfaulen vor allem in ihrem Mark, wohin die Luft und die Feuchtigkeit leicht durchdringen, und die Zersetzung vollzieht sich also in denselben Bedingungen wie die Zersetzung der

Institutul Geologic al României

Waldstreudecke. Auf diese Weise kommen wir in dieser Hinsicht ebenfalls zum Schlusse, dass in den Bedingungen der Holzwächsgemeinschaften die Neubildung des Humus im Vergleich mit seiner Bildung in den Bedingungen der Steppe sehr erschwert wird, und dass die Zunahme des Humus im Walde also sehr gering sein wird.

Auf dies Weise ist die Abnahme des Humus im Tschernosiom unter dem Einfluss des Eindringens in ihn des Waldes unvermeidlich und wird fortwährend von zwei Ursachen bedingt; einerseits nimmt die Zersetzung des alten Humus zu, anderseits wird die Humusneubildung schwächer.

Wenn ich zum obengegebenen Schema, welches den Zustand des Gleichgewichtes im Boden hinsichtlich seines Humusinhaltes ausdrückt, zurückkomme, so muss ich also fesstellen, dass für den Fall des Eindringens des Waldes in die Steppe dieses Schema verändert werden muss, wobei es ungefähr folgendes Aussehen erhält:

$$M - nA + \frac{A}{m} = M_1,$$

und zwar sind n und m gewisse Koeffiziente, welche zeigen, dass die Humuszersetzung in einem gewissen Masse (n) sich vermehrt hat, aber die Humusneubildung in einem gewissen Mass (m) sich verringert hat.

Es kommt aber die Zeit, wo im Boden das Gleichgewicht zwischen der gesammten Humusmenge einerseits und den Humusmengen, welche im gegebenen Augenblick sich bilden und zerfallen, andererseits wieder hergestellt wird.

Es scheint wirklich sehr wahrscheinlich zu sein, dass wenn die Gesammtmenge des organischen Stoffes im Boden sich verringert, auch im Zusammenhange damit die Tätigkeit aller den Humus vernichtenden Faktoren abnimmt[1]). So z. B., nimmt der Bakterialprozess ab, wenn die Gesammtmasse des organischen Stoffes sich verringert. Die den Humus bildenden Faktore aber bleiben die ganze Zeit permanent, da jährlich in den Boden dasselbe Quantum von organischen Stoffen gelangt.

Wenn man diesses in Anbetracht zieht, so kann man annehmen, dass die Mengen nA und $\frac{A}{m}$ mit der Zeit gleich werden. Indem wir diese Mengen durch A_1 ausdrücken, kann man die Formel von Sibirzew folgendermassen ausdrücken:

$$M_1 - A_1 + A_1 = M_1$$

[1]) Wollny, Die Zersetzung der organischen Stoffe und die Humusbildung, 1897.

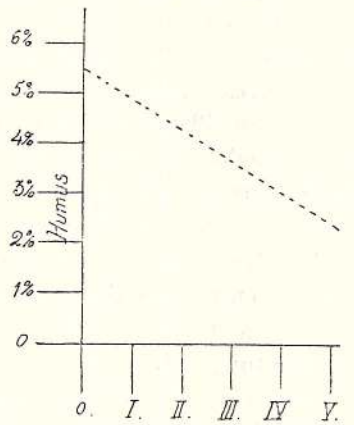
Institutul Geologic al României

d. i. im Boden wird wieder das Gleichgewicht hergestellt, welches im Boden vor dem Eindringen des Waldes stattfand,— aber mit dem Unterschiede, dass alle Grössen bedeutend geringer sein werden, als sie im Steppenboden vor dem Eindringen des Waldes waren.

Diese Abnahme des Humus im Boden je nach der Degradierung des Bodens ist aus der beigelegten Kurve (Fig. 5) zu ersehen.

Fig. 5

Humusgehalt in der oberen Schicht der Böden, welche sich in verschiedenen Stadien der Degradierung befinden.



Erklärung:

Ordinate-Humusgehalt in %; Abszisse — die aufeinanderfolgenden Degradierungsstadien, nämlich, O — Tschernosiom, I — Degradierter Tschernosiom, II — Dunkelgrauer wenig podsolierter Lehm, III — Dunkelgrauer podsolierter Lehm, IV — Grauer podsolierter Lehm, V — Hellgrauer podsolierter Lehm.

Die Kurve zeigt die Durchschnittszahlen auf Grund von 400 Proben, welche den Humusgehalt für die Böden in verschiedenen Degradierungsstadien der Kiewschen Gegend feststellen.

* * *

4. Die oben angegebenen analytischen Data können bis zu einem gewissen Grade diejenigen Eigenheiten in der Struktur des Bodens erklären, welche wir in den Böden der verschiedenen Degradierungsstadien beobachten.

Was vor allem den Humushorizont anbetrifft, so bekommt hier der degradierte Boden eine Plattenstruktur anstatt einer lockeren Krümelstruktur, wie wir es im Tschernosiom beobachten.

Institutul Geologic al României

Wenn man die chemische Seite der Erscheinung in's Auge fasst, so kann man folgende Momente zur Erklärung für die Bildung dieser Plattenstruktur und für die Zerstörung der Krümelstruktur aufstellen: a) Die Verminderung der organischen Stoffe, welche überhaupt einzelne Aggregate des Bodens zementieren; b) Das Ansammeln der mehlartigen Niederschläge von $Si\,O_2$ und c) das Ausspülen der zementieren den $R_2\,O_3$.

Infolge dieser chemischen Veränderungen zerfällt der koherenzlose Humuhhorizont in dünne Schichten verschiedener Breite, je nach dem Verluste des Wassers beim Austrocknen in der Schicht [1]). Da der Prozess der Durchfeuchtung und des darauf folgenden Austrocknens sich viele Mal wiederholt, so erneuern sich mehrmals die durch das Austrocknen entstandene Horizontalspalten, bis sie endlich eine beständige und unveränderliche Form erhalten, wobei sie ein sichtbares beständiges Zerfallen des Horizontes in Plattenteilchen hervorrufen. Diese Plattenstruktur des Humushorizontes der stark degradierten Böden ist nicht nur ein eigenartiges, sondern auch ein sicheres Merkmal der Degradierung, und sogar das künstliche Zerstören von Platten während des Prozesses des Pflügens vernichtet nicht dieses Merkmal, da eine kurze Zeit des Ausruhens des Bodens nach dem Pflügen ausreichend ist, damit die Plattenstruktur des Bodens sich wieder erneuere.

Für den Fall, wenn im Horizonte des Profils eine sehr ansehnliche $Si\,O_2$-Anhäufung, bei einiger Anhäufung von $R_2\,O_3$ und bei Nichtvorhandensein von beträchtlicher Humusmenge stattfindet (und gerade alle diese Erscheinungen haben wir im weisslichen Horizonte), so bildet sich im Horizonte die obenbeschriebene Nusstruktur.

Allem Anscheine nach ist die Entstehung dieser Struktur dadurch bedingt, dass im Zusammenhange mit einem anderen chemischen Bestande des weisslichen Horisontes im Vergleich mit dem Bestande des Humushorizontes im ersten neben den horizontalen Spalten des Austrocknens auch noch vertikale vorkommen. Die verschiedenen Kombinationen der einen und anderen Spalten rufen das Zerfallen des Klumpens in scharfkantige mehr oder wenige gleichartige Einzelteilchen von der Grösse einer Haselnuss (Waldnuss).

Die horizontalen Spalten entfernen sich nach unten hin immer mehr von einander und auf diese Weise nähert sich die Struktur eines Einzelteilchens zum Typus eines Prismas, bis schliesslich der vollständige Übergang der Nusstruktur zur Prismastruktur stattfindet. Die letztere sehen wir im rotbraunen Horizonte. Wie wir wissen, kennzeichnet sich der rotbraune Horizont in seinen äussersten Stadien der Degradierung durch eine reichliche Anhäufung von $R_2\,O_3$. $Si\,O_2$ ist hier im Vergleich zum weisslichen Horizont schwach angehäuft, indem sie sich mehr längs den Spalten, den Wurm-

[1]) Siehe A. Nabokich, Mat. f. Bodenuntersuchungen in Guv. Charcov, 2.

Institutul Geologic al României

gängen u. s. w. ablagert. Im Zusammenhange mit der grossen Menge der Kolloyden R_2O_3 sind die Zähigkeit und die Zementation dieses Horizontes sehr erhöht, die Volumenveränderung beim Austrocknen ist eine auffallende und das Gestein gibt mit Leichtigkeit ein System von Spalten, die beim wiederholten Prozesse der Durchfeuchtung und Austrocknens immer tiefer werden. Die Spalten sind ziemlich regelmässig verteilt, wobei, wie im weisslichen Horizonte, die senkrechten und wagrechten sich abwechseln. Aber die Entfernung zwischen zwei angrenzenden wagrechten Spalten ist immer grösser, als die Entfernung zwischen zwei angrenzenden senkrechten Spalten, wodurch die Einzelteilchen immer in die Länge hin ausgedehnt sind, sodass sie die Form eines Prismas erhalten. Je mehr zur Tiefe hin die Anhäufung von R_2O_3 abnimmt, desto geringer wird die Dichtigkeit des Netzes der Spalten, und die Prismen werden folglich in den Dimensionen grösser, indem sie im senkrechten Durchmesser die Länge von 4—5 Cm. und mehr, und im wagrechten die von 2—3 Cm. erreichen.

Dieselbe prismatische Struktur, wie gesagt, haben wir eigentlich im Karbonatunterhorizonte der R_2O_3-Anhäufung, aber nur mit einigen Abweichungen, welche davon abhängen, dass der chemische Bestand des Horizontes ein ganz anderer ist. In diesem Unterhorizonte haben wir neben dem R_2O_3 eine Anhäufung von Karbonaten. Im Zusammenhang damit ist die Zähigkeit und die Zementation des Unterhorizontes eine viel geringere, als im obengelegten rotbraunen Unterhorizonte, die Volumenveränderung beim Austrocken ist nicht so intensiv; das System der senkrechten und wagrechten Spalten, obgleich vorhanden, ist nicht so deutlich und regelmässig ausgeprägt, und, als dasRezultat von allem diesem, tritt die Prizmenstruktur weniger klar hervor; die Prismen sind nicht so klar und regelmässig, nicht so dauerhaft (schwache Zementation), als es im rotbraunen Horizonte der Fall ist.

KAPITEL IV.

DER EINFLUSS DES DEGRADIERUNGSPROZESSES AUF EINIGE AGRONOMISCHE EIGENTÜMLICHKEITEN DES BODENS

Wir sehen also, dass die Hauptmomente des Lebens des Tschernosioms und des degradierten Bodens einen diametralentgegengesetzten Charakter haben. Diese Momente sind folgende:

Steppentschernosiom:	Der im Degradierungszustande befindlicher Tschernosiom:
1. Energische Humusbildung dank dem verbreiteten Wurzelsystem der Gräser.	1. Ein schlaffe, langsame Humusbildung teils dank dem Charakter des Wurzelsystems der Holzgewächse, und teils infolge der Besonderheit der Würzelfaulnis, infolge der abgestorbenen Streudecke u. s. w.

Institutul Geologic al României

2. Schwache Durchfeuchtung und schwache Zersetzung des Humus.	2. Starke Durchfeuchtung und starke Zersetzung des Humus.
3. Überfluss an Basen und alkalische oder annähernd alkalische Reaktion.	3. Armut an Basen und sauere Reaktion.
4. Infolge schwacher Löslichkeit des Humus sammelt er sich sehr leicht an.	4. Infolge starker Löslichkeit des Humus, wird er leicht ausgelaugt.
5. Schwache Zersetzung und schwache Veränderung des Muttergesteines.	5. Starke Zersetzung und starke Veränderung des Muttergesteines.

Als im Jahre 1886 Professor KORSCHINSKY zum ersten Mal den Gedanken über die Möglichkeit einer so grellen Metamorphose des vom Walde eingenommenen Tschernosioms ausdrückte, so schien diese Behauptung wenig wahrscheinlich zu sein und fand sogar eine Wiederlegung von seiten des Gründers der Bodenkunde in Russland Professor DOKUTSCHEFF, welcher anfangs seinen Zweifel über die Möglichkeit eines solchen Prozesses aussprach. Aber später, dank der eifrigen Arbeit hauptsächlich der russischen Bodenforscher wurden die Erscheinungen der Degradierung so ausführlich beschrieben und durch Experimente bestätigt, dass die ursprünglichen Vermutungen über diese Fragen zu einer mehr oder weniger begründeten Theorie sich bildeten.

Schon a priori könnte man leicht die Voraussetzung machen, dass solche Grundveränderungen in der Morphologie und im chemischen Bestande des Tschernosioms unter der Wirkung des Degradierungsprozesses nicht ohne Einfluss auf die agronomischen Eigentümlichkeiten des Bodens bleiben können.

Diese Frage tauchte auf beim Untersuchen der Kiewschen Waldsteppe im Zusammenhang mit folgenden Umständen:

In den letzten Jahrzehnten befassten sich die russischen Versuchstationen nicht selten mit der Frage über die Anwendung der Mineraldüngungen. Diese Frage, welche anfangs einfach zu sein schien, erwies sich nach einer Reihe von dauernden systematischen Experimenten als eine sehr komplizierte. Das Wesen der Frage, wie sie von der praktischen Landwirtschaft hervorgehoben und formuliert wurde (ich habe hier nur das Gebiet der russischen Waldsteppen im Auge), ist einfach: nähmlich in welchem Grade die Anwendung der Mineraldüngungen in den Bedingungen der russischen Bauerlandwirtschaft des erwähnten Gebietes rentabel ist. Es schien, dass für die Lösung dieser Aufgabe nur das einfache Feldexperiment mit den Mineraldüngungen und die Erwägung der Wirkuug einer solchen Düngung genügend seien.

Aber es erwies sich anders: die Etgebnisse der Experimente der russischen Versuchstationen — die Rede ist nur von den Versuchstationen im Gebiete der russischen Waldsteppe und hauptsächlichder westlichen Häfte dieses Gebietes — erschienen sehr mannigfaltig, oft einander wiederspre-

Institutul Geologic al României

chend, indem die Schwankamplituden zum Beispiele bei P_2O_5-Düngungen ungefähr folgende waren: von 30—40 % Erhöhung der Ernte bis o und sogar bis zu einem negativen Effekt.

Der Versuch dieses ganze Material durchzustudieren und es zu gruppieren, führte zum Gedanken, dass als Ursache der konstatierten Mannigfaltigkeit der Resultate die Verschidenheit der Beschaffenheit des Experimentbodens ist. Unter anderem wurde die Voraussetzung ausgesprochen, dass der am meisten entscheidende Faktor in der Reaktion des Bodens auf die Düngung die Humusmenge des Bodens sei [1]).

Aber diese so einfache Erklärung der Erscheinung erwies sich zu primitiv. Bald stellte sich heraus, dass die konstatierten Fakta nicht immer mit der erwähnten Voraussetzung übereinstimmen, z. B. die Wirkung der P_2O_5-Düngungen entspricht nur im allgemeinen der Menge des Humus, wobei man zuweilen ganz entgegengesetzte Resultate erlangte: der an Humusgehalt ärmere Boden ist empfänglicher und zeigt eine grössere Reaktion auf P_2O_5-Düngungen.

Eine chemisch komplizierte Analyse konnte auch nicht die Erscheinung erklären und verdunkelte sogar noch mehr die Sache. Die anfangs angewandte Methode des 10% salzsäuren Auszuges zeigte bis zu einem gewissen Grade unerwartete Resultate. Wenigstens, insofern die Rede von P_2O_5-Düngungen ist, erwies es sich, dass nämlich der Boden, welcher gewöhnlich auf die P_2O_5-Düngungen mehr reagiert, oft grössere Quantitäten von der in den 10% salzsauren Auszug übergehenden Phosphorsäure (P_2O_5) enthält, als der auf die P_2O_5-Düngung schwach reagierende Boden (gewöhnlich heller Boden) [2]).

Da die erlangten Resultate denjenigen, die man erwartete, nicht entsprachen, so wurden die verschiedensten Arten des Verfahrens angewandt; dennoch blieb die Frage nicht gelöst.

Nicht viel neues trug auch die Pauschal-Analyse bei, indem sie den Satz bestätigte, dass der auf P_2O_5-Düngung stark reagierende Boden in der oberen Schicht in jedem Falle nicht weniger, aber oft sogar mehr P_2O_5, als der schwach reagierende Boden, enthielt.

Auf den russischen Versuchstationen wurden alle diese Fragen vielseitig und lange behandelt, es sammelte sich ein umfangreiches analytisches Material an, die Methoden der Anàlysen wurden ausführlich bearbeitet, aber dennoch wurde die Hauptfrage — wodurch die Ursachen der Mannigfaltigkeit der Feldexperimentresultate hervorgerufen werden — nicht gelöst.

Das mächtige Aufblühen der Bodenkunde überhaupt und insbesondere

[1]) Je reicher nämlich der Boden an Humus ist, desto grösser ist die Ernte bei der Düngung mit Phosphorsäure.

[2]) Die Rede ist nur von der oberen Schicht des Bodens, weil nur sie gewöhnlich analysiert wurde.

Institutul Geologic al României

der agronomischen Bodenkunde, die kräftige Begründung der Ideen der Bodengenesis hat den Anstoss dazu gegeben die Ergebnisse der agronomischen Experimente überhaupt noch einmal durchzusehen und zu bearbeiten, und auf diese Weise trat in den Arbeiten der Experimentalagronomie eine neue Richtung auf, nähmlich dass man die Frage vom Standpunkt der Bodenkunde zu beleuchten begann.

Seit dem Jahre 1910 fing auch ich meine Arbeiten und Untersuchungen auf dem Gebiete der erwähnten Fragen an. Die Bedingungen unter denen ich arbeitete, waren günstig: das Semstwo des Kiewschen Gouvernements organisierte eine Reihe von Experimenten mit Mineraldüngungen in den Bedingungen der örtlichen Bauerlandwirtschaft. Im Zusammenhange mit diesen Experimenten beauftragte mich das Kiewsche Semstwo den Boden, auf welchem die Versuche gemacht wurden, zu untersuchen. Seit dem Jahre 1913 begann aber dasselbe Semstwo ein systematisches Studium des Bodens und Untergrundes im Kiewschen Gouvernement um eine ausführliche Bodenkarte zu verfertigen, und beauftragte auch mich diese Untersuchung, gleichwie auch die Fortsetzung der Feldversuche mit den Mineraldüngungen zu führen. Diese beiden Untersuchungen, also, wurden in einem Zusammenhang geführt und dieser Umstand war sowohl für die Bodenuntersuchungen, als auch für die agronomischen Untersuchungen, sehr wertvoll: einerseits begründete dieser Zusammenhang die Ansichten, welche als Grund der Bodenklassifikationsschema dienen müssten, anderseits hat er die Möglichkeit gegeben die Ergebnisse der Feldversuche auf der Grundlage der strengen Erwägung der Bodeneigenschaften und auf dem Prinzip der Bodengenesis zu gruppieren und zu analysieren. Und wie nur dieses Prinzip angewandt wurde, so gelang es auch gleich in den so mannigfaltigen Feldversuchergebnissen eine gewisse und strengausgedrückte Gesetzmässigkeit festzustellen.

Indem ich das ganze überaus reiche Material, welches in einer Reihe von Ausgaben und Auslagen des Semstwo veröffentlicht ist, unberührt lasse, möchte ich hier nur die wesentlichen Ergebnisse, die bei diesen Untersuchungen erreicht worden sind, angeben:

1. Vor allem wende ich mich zur Frage über die natürlichen Ernteertrage der Böden verschiedener Degradierungsstadien.

Da in jedem Versuchfelde, wie gewöhnlich, eine Kontrollparzelle also eine ungedüngte Parzelle war, konnte man auf Grund dieser Kontrollparzellen auf den verschiedenen Versuchsfeldern über die Fruchtbarkeit eines jeden Feldes folgern.

Anderseits, da die Massenexperimente mit Mineraldüngungen, derer ich in dieser meiner Arbeit erwähnte, im Laufe von vielen Jahren und in denselben Bedingungen gemacht wurden, geben sie gewiss für Schlussfolgerung ein zuverlässigeres Material, als das Material, welches man durch die Deklarationen der Besitzer, wie gewöhnlich, bekommen könnte, und zwar

Institutul Geologic al României

aus folgenden Gründen: 1) Diese Versuche wurden in einem verhältnissmässig kleinen Gebiete des nördlichen Streifens des Loesses gemacht, wo infolge geringer Dimensionen dieses Gebietes sehr grosse Klimasschwankungen nicht stattfinden konnten. 2) Der Untergrund in diesem Gebiet war überall nicht nur ein und dasselbe Gestein, nämlich Löss, sondern seinen Eigenschaften nach war der Loess überall mehr oder weniger gleich, was durch meine Untersuchungen und Analysen festgestellt wurde. Endlich 3) wurden die Versuche überall in Bauerlandwirtschaften, und also in mehr oder weniger gleichartigen hinsichtlich der Exploatierungstechnik Bedingungen vorgenommen.

Infolge dessen müssten die Daten meines Erachtens nach für vergleichbar anerkannt werden.

Wenn man die Daten der Kiewschen Versuche zusammenfasst und sie nach Bodentypen verteilt, so bekommt man eine folgende Reihe von Ziffern für die Fruchtbarkeit der Böden, welche sich in verschiedenen Degradierungsstadien befinden (in Kgr. auf ein Hectar):

	Weizen	Roggen
1. Tschernosiom und degradierter Tschernosiom. . . .	1754	1804
2. Dunkelgrauer podzolierter Lehm der Waldsteppen . .	1559	1484
3. Grauer und hellgrauer podzolierter Lehm der Waldsteppen	1394	—

Aus diesen Daten ist zu ersehen, dass der Degradierungsprozess inbezug auf die natürliche Fruchtbarkeit des Bodens eine ganz bestimmte Tendenz hervorruft: nämlich, die Fruchtbarkeit vermindert sich allmählich je nach dem die Degradierung zunimmt[1]).

2. Noch entscheidener tritt der Einfluss des Degradierungsprozesses auf die Eigenschaften des Bodens in der Frage über die Wirkung der Mineraldüngungen hervor.

Ich habe schon bemerkt, dass die Ziffern, welche die Wirkung der Phosphorsäure und des Salpeters auf die verschiedenen Böden der Waldsteppen zeigen, sehr ungleich seien und schwanken, und dass es auf den ersten Blick erscheint, man hätte mit zufälligen Daten zu tun, die auf keine Gesetzgemässigkeit schliessen liessen. Als ich aber diese Daten nach den

[1]) Ich betone, dass ich nur die Böden in den Grenzen eines streng bestimmten geographischen Gebietes vergleiche, wobei der Untergrund-Loess hier von einem bestimmten mechanischen Bestand ist, und dass die Lösung der Frage über die Abhängigkeit der Fruchtbarkeit von der Bodendegradierung in anderen geographischen Gebieten mit anderem mechanischen Bestand der Böden und des Lösses zweiffellos neue entsprechende und ergränzende Versuche und warscheinlich auch Korrektive erfordern wird.

Institutul Geologic al României

Bodeneigenschaften gruppiert hatte, stellte es sich heraus, dass in der Tat eine strenge bestimmte Gesetzmässigkeit dennoch existiert: Die Wirkung der Düngungen hängt von dem Degradierungsgrad des Bodens ab, indem mit der Zunahme der Degradierung der Effekt bei Anwendung von Phosphorsäure sich vermindert, bei Anwendung aber von Salpeter, zunimmt. Die Ziffern sind folgende:

	Tschernosiom und degradierter Tschern.	Dunkegrauer podzolierter Lehm.	Grauer und hell grauer podsolierter Lehm.
1. Vermehrung der Ernte des Kornes bei P_2O_5- Düngungen in Kgr. auf ein Hectar	435	270	45
2. Dasselbe bei Salpeter-Düngungen . .	60	24c	270

Also auch hier ist der Hauptfaktor der Degradierungsprozess und der Grad der Degradierung, wobei dieser Degradierungsprozess, indem er von Grund aus die Verteilung der Sälze im Bodenprofil hervorruft, sein mächtiges Gepräge auch auf agronomische Eigentümlichkeiten des Bodens auflegt, das Bodenleben reguliert und den Charakter der Einflüsse der äusseren Wirkungen bestimmt.

KAPITEL V.

DIE CHEMISCHEN DATA INBETREFF DER NAHRSTOFFE IN HORIZONTEN UND DER VERSUCH DER ANWENDUNG DER VEGETATIONSMETHODE BEIM STUDIUM DER BODENHORIZONTE

Dieses ist die Schlussfolgerung, welche man unmittelbar aus den Resultaten der Kiewsehen Feldversuche ziehen muss. Und ganz natürlich entsteht die Frage, was ist denn die Ursache der festgestellten Gesetzmässigkeit. Da der Effekt der Düngungen durch die Degradierung bedingt ist, so ist es natürlich die Erklärung dieser Erscheinung in der Metamorphose des Tschernosioms unter dem Einfluss der Degradierung zu suchen.

Die Untersuchung dieser Frage von diesem Standpunkte aus hat folgende Resultate gegeben.

1. Wollen wir zuerst von P_2O_5 reden. Vor allem, wass den P_2O_5 Gehalt in der oberen Schicht anbetrifft, so unterscheiden sich in dieser Hinsicht die Böden der verschiedenen Degradierungsstadien nicht sehr scharf vonainander, wie es schon oben erwähnt worden ist. Dennoch existiert ein gewisser Unterschied und zwar bemerkbar ist die Tendenz zur Verminderung des P_2O_5-Gehaltes im Boden je nach der Degradierung.

Institutul Geologic al României

Deswegen ist der Tschernosiom gewöhnlich reicher an P_2O_5, als der degradierte Lehm — ein Umstand, welcher sofort die Aufmerksamkeit der Experimentatore auf sich gelenkt hat [1]), da er im ersten Augenblick der Tatsache der Empfänglichkeit des Tschernosioms für die P_2O_5-Düngung zu wiedersprechen schien.

Die Kurve in der Figur 6 zeigt den P_2O_5-Gehalt in der Oberschicht der Böden der verschiedenen Degradierungsstadien im Bereiche meiner Untersuchungen, wobei die Kurve konstatiert, dass in der Oberschicht die P_2O_5-Menge teilweise je nach der Degradierung abnimmt.

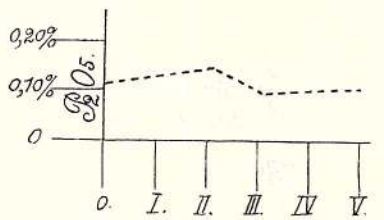


Fig. 6.

Der P_2O_5-Gehalt in der oberen Schicht der Böden, welche sich in verschiedenen Stadien der Degradierung befinden

Erklärung:

Ordinate = P_2O_5-Gehalt in %%. Abszisse = die aufeinanderfolgenden D gradierungstadien, nämlich: O — Tschernosiom; I — Degradierter Tsrchenosiom; II — Dunkelgrauer wenig podsolierter Lehm; III — Dunkelgrauer podsolierter Lehm; — IV — Grauer podsolierter Lehm; und V — Hellgrauer podsolierter Lehm.

Auf diese Weise, wie ich es schon erwähnte, hat das Studium nur allein der Oberschicht uns keine Antwort zur Lösung unserer Frage gegeben.

Vielmehr trug dazu die Schichtenanalyse des Gesammtinhaltes von P_2O_5 bei.

Die Figur 7 zeigt uns die schichtenweise Verteilung von P_2O_5: im Tchernosiom (ein Profil: das Dorf Uzin), im dunkelgrauen Lehmboden (ein Profil: Dorf Pomoinic) und im hellgrauen podzolierten Lehmboden (zwei Profile: Dorf Greblia und Kotscherjinsi).

[1]) Wie oben erwähnt; siehe Seite 45.

Institutul Geologic al României

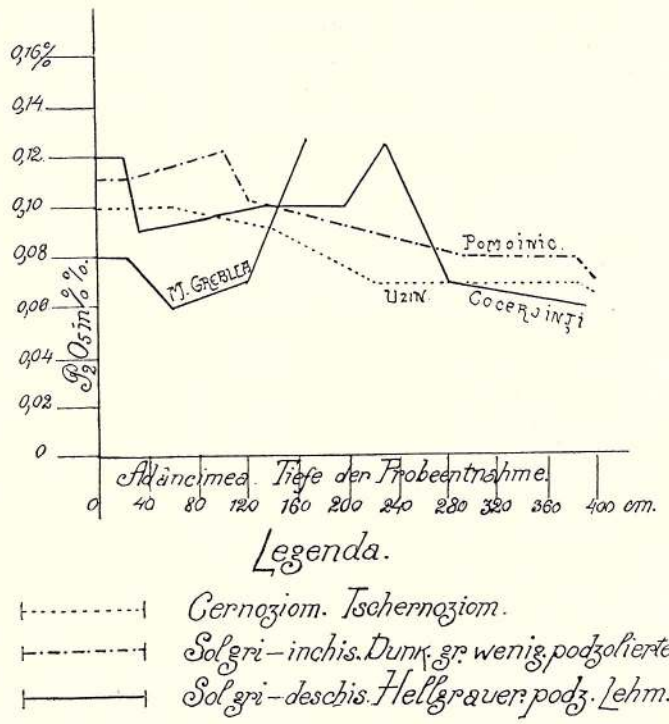


Fig. 7.

Die schichtenweise Verteilung der Phosphorsäure in den verschiedenen Bodentypen der Waldsteppen

Ziffern zu dieser Figur sind[1]):

Dorf Usin (Tschernotion)

Mächtigkeit[2]) und Tiefe des Horizontes in Cm.:	0—50;	50—140;	140—220;	220—380;	380—730;
P_2O_5 in %	0.10	0.09	0.07	0.07	0.04

[1]) Für jeden Horizont wurde nur eine von einem bestimmten Punkte genommene Probe (ungefähr aus der Mitte des Horizontes) analysiert. Es ist klar, dass die erhaltene Ziffer nur diesen Punkt kennzeichnet und dass wenn man die Analyse auch für die benachbarten Punkte desselben Horizontes machen würde, so würden die erhaltenen Ziffern eine Reihe von Variationen zeigen; sie würden nämlich feststellen, dass die Menge der entsprechenden Stoffe im Bereiche des Horizontes sich verändert. Da aber der Unterschied zwischen diesen variirenden Ziffern zweifellos sehr gering ist und da für jeden Horizont nur zu einer Analyse gemacht wurde, so stelle ich, um die Sache zu vereinfachen, die Kurven der Figur 6, wie auch der anderen Figuren in dieser meiner Arbeit in Form von gebrochenen Linien dar, welche die verschiedenen Ziffern der benachbarten Horizonte vereinigen, obgleich sie in Wirklichkeit mit weichen Konturen sein müssen, da die Menge des entsprechenden Stoffes entschieden nieht dieselbe auf der ganzen Ausdehnung des Horizontes ist.

[2]) Die Tiefe, aus der die Proben zum Untersuchen genommen sind, entsprechen bestimmten Horizonten des Profils, welche auf Grund einer morphologischen Untersuchung

Institutul Geologic al României

Dorf Pomoinic (dunkelgrauer wenig pods. Lehm)

Mächtigkeit u. Tiefe in Cm.:	0—20;	20—100;	100—120;	120—220;	220—300;	300—380;
P_2O_5 in %	0.11	0.12	0.10	0.09	0.08	0.08

Dorf Cotscherschinsi (hellgrauer pods. Lehm)

Mächtigkeit und Tiefe in Cm.;	0—15;	15—30;	30—150;	150—200;	200—225;	225—280;	280—480;
P_2O_5 in %	0.12	0.09	0 10	0 10	0.12	0.07	0.06

Dorf M. Grebla (hellgrauer pods. Lehm)

Mächtigkeit und Tiefe in Cm.:	0—25;	25—60;	60—123;	123—170;
P_2O_5 in %	0.08	0.06	0.07	0.13

Aus der Tabelle ist zu ersehen, dass der Degradierunsprozess eine starke Veränderung in Betreff der P_2O_5-Verteilung im Profil hervorruft: im Tschernosiom verringert sich die Phosphorsäure (P_2O_5) ganz regelmässig nach der Tiefe zu hin, indem das Maximum ihrer Anhäufung sich in der Oberschicht befindet; in den degradierten Böden umgekehrt findet die Anhäufung von P_2O_5 in den niedrigeren Schichten, ungefähr auf der Tiefe von 100—250 Cm., statt, wo wir gewöhnlich ihren Maximalgehalt antreffen.

Bemerkenswert ist es, dass im allgemeinen je stärker die Degradierung des Bodens, desto grösser die Anhäufung von P_2O_5 in niedrigeren Schichten ist, was aus der Vergleichung des dunkelgrauen podzolierten Lehmbodens (Pomoinic) mit dem hellgrauen (Cotscherschinsi) zu ersehen ist [1]).

Es ist klar, dass der Degradierungsprozess die Phosphorsäure (P_2O_5) allmählich aus den oberen Schichten auswäscht und dass die Phosphor-

festgestellt sind. Die Ziffern für P_2O_5 zeigen den Gesammtinhalt der Phosphorsäure (Pauschal-Analyse), welcher durch das Molybdenverfahren bestimmt ist.

[1]) Bis zu einem gewissen Grade geht das auch aus der Tabelle 3 hervor. Übrigens wird die Bildung der P_2O_5-Illuvialanhäufungsschichte, wie ich es schon gesagt habe, durch den entgegengesetzten, durch die Pflanzentätigkeit hervorgerufenen, Prozess der P_2O_5-Anhäufung zur Oberfläche hin verdunkelt. (Dasselbe ist der Fall für K_2O und in geringerem Masse für Na_2O). Man könnte sagen, dass in dieser Hinsicht in dem von mir untersuchten Rayon eine folgende Gesetzmässigkeit beobachtet wird: 1. Die P_2O_5-Anhäufung der Oberschicht unter dem Einflusse der Pflanzentätigkeit wird in allen Böden, abgesehen von ihrer Degradierung, beobachtet. 2) mit der zunehmenden Degradierung aber verringert sich etwas die Menge der P_2O_5-Anhäufung, da der Degradierungsprozess die Auslaugung der Phosphorsäure aus den oberen Schichten in die unteren hervorruft. 3. Die P_2O_5-Illuvialschichten in den unteren Bodenschichten werden nur in den Böden beobachtet, welche dem Einflusse des Podsolbildungsprozesses ausgesetzt waren, und zwar sind diese Illuvialschichten desto mehr ausgeprägt, je stärker der Boden degradiert ist. (Siehe Tabelle No. 3).

Institutul Geologic al României

säure, nachdem sie mit den Bodenlösungen nach unten durchgesickert, auf einer gewissen Tiefe von neuem sich ausscheidet, und also eine Schicht der Maximalanhäufung, mit anderen Worten eine Illuvialschicht, bildet. Es ist zu bemerken, dass gewöhnlich diese Anhäufung dort stattfindet, wo wir auch die Anhäufung von R_2O_5 konstatieren.

Man könnte annehmen, dass R_2O_3 beim Ausscheiden aus der Bodenlösung auf einer gewissen Tiefe auch P_2O_5 mit sich fortzieht, und dieses erinnert uns an eine ähnliche Erscheinung, welche wir im Laboratorium bei Absonderung von R_2O_5 beobachten.

Aus diesen Ergebnissen der Schichtenanalyse ausgehend, könnte man leicht voraussetzen, dass bei dem Degradierungsprozesse die Phosphorsäure (P_2O_5), indem sie sich in die unteren Schichten einwäscht, hier in einer anderen Form, als im Tschernosiom, sich ablagert, welcher Umstand auch auf die Löslichkeit der Phosphorsäure einen Einfluss ausüben müsse.

Um die Richtigkeit dieser Voraussetzung zu prüfen, machte ich eine Reihe von Analysen der 1% HCl Auszüge, wobei ich, wenn ich den Ausdruck «Löslichkeit» gebrauche, hier den Prozentsatz der durch 1% HCl Auszug entzogenen Quantität der Phosphorsäure zu ihrem Gesammtgehalt in der Probe verstehe[1]). Die Analysen bestätigten meine Voraussetzungen und zeigten folgendes: 1) in den degradierten Böden steigert sich die P_2O_5 Löslichkeit nach unten hin; 2) je mehr der Boden degradiert, desto grösser ist die Zunahme dieser Löslichkeit und desto tiefer dringt sie durch. Das sieht man aus der Fig. 8 und 9, wo ich den dunkelgrauen podzolierten Lehmboden (d. i. also einen geringen Degradierungsgrad) mit dem hellgrauen podzolierten Lehmboden (also mit einem starken Degradierungsgrade) vergleiche[2]).

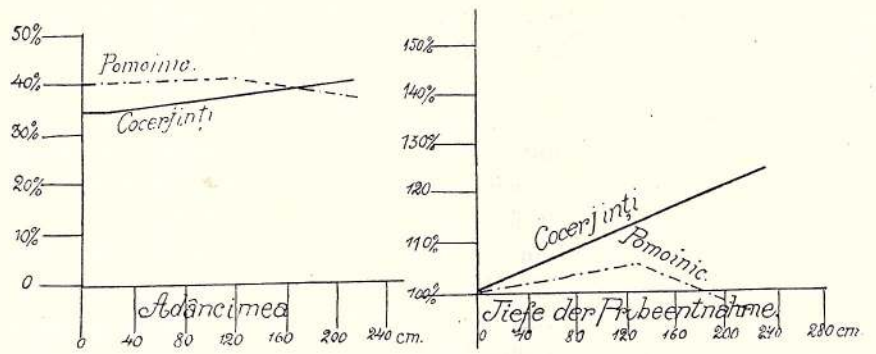
Es ist interessant zu bemerken, dass die grössere Löslichkeit von P_2O_5 in den degradierten Böden zuweilen sogar in denjenigen Schichten beobachtet wird, wo die Pauschal-Analyse keine Anhäufung von Phosphorsäure zeigt, was aus der Tabelle 10 zu ersehen ist, und hauptsächlich aus den Daten für den hellgrauen Lehmboden: hier in der rotbraunen karbonatlosen Schicht auf der Tiefe von 100 Cm. ist der Gesammtinhalt von P_2O_5 sogar weniger, als in der Oberschicht, aber die Löslichkeit der Phosphorsäure ist höher, und folglich haben wir es hier mit einer zum zweiten Mal gelagerten Phosphorsäure zu tun.

---

[1]) So z. B. in der Probe von Cotscherschinsi der P_2O_5-Gesammtgehalt in der Oberschichte = 0,117%, entzogene durch 1% HCl-Quantität = 0,04%, die Löslichkeit also = 34,2%.

[2]) Leider fehlen mir augenblicklich bei der Hand die Ergebnisse des Tschernosioms betreffend, die noch greller die uns interesierende Gesetzmässigkeit hervorheben könnten.

Institutul Geologic al României



Legenda.

- - - - - Sol gri - inchis podzolit. Dunkelgrauer wen. podz. Lehm.
——— Sol gri - deschis podzolit. Hellgrauer podz. Lehm.

Fig. 8. Fig. 9.

Löslichkeit der Phosphorsäure

Die schichtenweise Löslichkeit der Phosphorsäure in den Böden der verschiedenen Degradierungstadien.

Dasselbe, indem die Löslichkeit in der oberen Schicht für 100 angenomen wird.

Schichtenweiser Gehalt und «Löslichkeit» der Phosphorsäura (P_2O_5) im dunkelgrauen und hellgrauen podzolierten Lehmboden.

	Dunkelgrauer Lehm im Dorfe Pomoinic		Hellgrauer Lehm im Dorfe Cotscherschinsi.	
	Gesammtinhalt von P_2O_5	Löslichkeit [1]) von P_2O_5	Gesammtinhalt von P_2O_5	Löslichkeit von P_2O_5
A. Humusschicht auf der Tiefe von 0—20 Cm.	0,10 %	39,6 %	0.12 %	34,2 %
B. Rotbraune karbonatlose Schicht auf der Tiefe circa 100 Cm.. .	0,10 %	41,7 %	0,10 %	39,6 %
C. Hellgelbe Schicht von Karbonatilluvium auf der Tiefe gegen 200 Cm.	0,08 %	37,5 %	0,09 % [2])	42,5 %

[1]) Die Ziffern sind:

	Pomoinic		Cotscherschinsi	
	Geasammtinhalt	Die durch 1% HCl entzogene Quantität	Gesammtinhalt	Die durch 1% HCl entzogene Quantität
Hor. A	0.101	0.04	0.117	0.04
Hor. B	0.096	0.04	0.101	0.04
Hor. C	0.08	0.03	0.094	0.04

[2]) Oder 0.12, wenn man den Boden humuslos und karbonatlos rechnet.

Institutul Geologic al României

Auf diese Weise gibt die Zusammenstellung der Ergebnisse der Pauschal-Analyse mit den Resultaten der Löslichkeit der Phosphorsäure noch einen Beweis für den Schluss, dass der Degradierungsprozess in den oberen Bodenschichten eine Zerstörung der komplizierten Verbindungen, in denen Phosphorsäure (P_2O_5) vorkommt, hervorruft; wobei die letztere in die unteren Schichten hinweggetragen wird und hier zum zweiten Mal sich ablagert, und zwar in einer mehr löslichen Form.

Wenn wir dieses in Anbetracht ziehen, so wird es leicht sein die Momente vorherzusehen, welche uns die Erscheinung der starken Empfänglichkeit des Tschernosioms für die P_2O_5 Düngung und der schwachen Empfänglichkeit der degradierten Böden für dieselbe Düngung erklären könnten: nämlich man könnte mehr oder weniger annehmen, dass in den degradierten Böden die Pflanze in den unteren Schichten, wohin ihre Wurzeln eindringen, schnell die zur Ernährung nötige zugängliche leicht lösliche Phosphorsäure findet und mit ihr also versorgt ist, und dass auf diese Weise die Anwendung von künstlicher P_2O_5-Düngung oder ohne Einfluss bleibt und keine Vermehrung der Ernte gibt (wie es bei dem hellgrauen Lehmboden gewöhnlich der Fall ist), oder nur einen geringen Einfluss ausübt (wie wir es bei dem dunkelgrauen podsolierten Lehm gewöhnlich sehen). Im Tschernosiom dagegen in seinen unteren Schichten beobachet man die Anhäufung von leicht löslicher Phosphorsäure fast garnicht, oder in geringerem Grade, und darum ist die Ernährung der Pflanze mit diesem Stoffe nicht versorgt, obgleich in der Oberschicht viel von dieser Substanz vorhanden ist, darum ruft hier die Anwendung von P_2O_5-Düngungen so einen grossen Effekt hervor.

Um sich hinsichtlich der Ernährungsfrage der Pflanze zu vergewissern, unternahm ich in meinem Laboratorium (Kiewsche Universität) im Jahre 1918 eine Reihe von Vegetationsversuchen, welche bald im Zusammenhang mit den damaligen Umständen in Russland unterbrochen wurden. Dennoch gelang es mir die Voruntersuchungen zu beenden. Ich gehe jetzt zu Auseinandersetzung der Ergebnisse dieser Untersuchungen über.

Für die Vegetationsversuche wurden von mir Proben von zwei Profilen-Tschernosiom (Dorf Drabowo) und hellgrauer podsolierter Lehm (Dorf Tokariowka) genommen. Diese Profile geben uns ein folgendes Bild:

Drabowo, Poltawsches Gouvernement, leichter Abhang, Versuchstation des Zemstwo, der Boden-Tschernosiom, auf einem etwas sandigen Loess.

Horizont A, 0—30 Cm. Humusschicht, körnige Struktur, braust nicht auf.

Horizont B_1, 30—60 Cm. Übergangsschicht, allmählich heller werdende, körnige; häufige Wurmgänge. Von 45 Cm. Tiefe an braust auf. Keine sichtbaren Anhäufungen von $CaCO_3$

Horizont B_2, 60—90 Cm. Noch heller. Die Struktur geht allmählich verloren. Sehr viel Gänge von Würmern und Larven. Überall im Übermasse kristallartiger «Pseudo-Mycelium (kohlensaurer Kalk) in Form von weissen Adern und weisslichen Rändern und Poren. Häufige Maulwurfsgänge (Krotowyny) ungefähr 10 Cm. im Durchmesser.

Institutul Geologic al României

Horizont C_1, 90—130 Cm. Schmutzig grauer Loess, von Maulwurfsgängen durchgraben-Selten Pseudo-Mycelium, strukturlos.

Horizont C_2, 130—200 Cm. Ein typischer hellgelber von Maulwurfsgängen stark durchgrabener weisser etwas sandiger, poröser, mit dunkelfarbiger Punktierung und Karbonatröhren Loess.

Horizont C_3, 200—300 Cm. Hellgelber Loess. Maulwurfs- und Wurmgänge selten.

Dorf Tokariowka, Poltawsches Gouvernement, leichter Abhang, Versuchstation des Zemstwo. Boden-hellgrauer podsolierter Lehm auf dem Loess.

Horizont A, 0—15 Cm. Humusschichte, graue plattenartige Struktur, die Oberfläche der Platten einwenig fleckig infolge von weisslichen ($Si O_2$) und rostigen Flecken (Anhäufungen von $R_2 O_3$).

Horizont B_1, 15—50 Cm. Braungraue karbonatlose $R_2 O_3$- Anhäufungschicht, viele weissliche Flecken von kieselsauerer Anhäufung, kleinplattige Struktur.

Horizont B_2, 50—100 Cm. Typische rotbraune karbonatlose $R_2 O_3$-Anhaufungsschicht, prismatische Struktur. Die Dimensionen der Prismen 20—25 Mm. lang und 10—15 mm. breit. Die Prismenfläche ist mit weisslicher Kieselsäure bedeckt. Häufige $R_2 O_3$ Anhäufungen in Form von rotbraunen glänzenden Flecken. Stark dicht, in feuchtem Zustande zäh und klebrig.

Horizont B_3, 100—150 Cm. Ebenso wie die vorige Schicht, nur weniger dicht, karbonatlos.

Horizont C_1, 150—250 Cm. Braungelbe Karbonatschicht von $R_2 O_3$ und RO-Anhäufungen. Die Linie des Aufbrausens am Profil ist stark bemerkbar. Die prismatische Struktur ist schwächer ausgedruckt. Unten Loesspüpchen von $Ca CO_3$.

Horizont C_2, 250—300 Cm. Helgelber karbonatreicher Loess, zart mit seltenen Loesspüpchen, mit einem Netz von Karbonatröhren, stark von der obenliegenden Schichten abgegrenzt.

Zum Versuche wurden folgende Proben genommen: aus dem ersten Profil: 1) Humusschicht (Schicht A von 0—30 Cm. tief); 2) Übergangsschicht mit reichen Pseudo-Mycelium (Schicht B_2 von 60—90 Cm.) und 3) Loesschicht (Schicht C_1 von 90—130 Cm.); aus dem zweiten Profil: 1) Humusschicht (Schicht A von 0—15 Cm.; 2) Rotbraune prismatische karbonatlose $R_2 O_3$- Anhäufungsschicht (Schicht B_2 50—100 Cm.); 3) Braungelbe Karbonatschicht (Schicht C_1 von 150—230 Cm.) und 4) Loesschicht (Schicht C_2 von 230—300 Cm.).

1500 Gr. Erde wurde in Gefässe von 12,5 Cm. im Durchmesser und 24,5 Cm. hoch geschüttet. Als Dünger wurde 1,25 Gr. von $Na NO_3$ und 0,5 Gr. $Na_2 HPO_4$ auf jedes Kilogramm Erde genommen. In jedes Gefäss wurde Sand geschüttet, sodass das Gesammtgewicht des Gefässes mit dem Inhalt 4000 Gr. betrug. Die Versuche wurden bei 60% Wasserkapazität vorgenommen. Hafersamen wurden in einem Zinkkasten gezogen und, als die Keime die Länge von 1 Cm. erreichten, umgepflanzt. Zum Ventilieren wurden zu je zwei Glasröhren gestellt, die bis zum Sande reichten. In jedem Gefässe befanden sich 3 Samenkörner. Die Versuche wurden in meinem Laboratorium im Jahre 1918 vom Assistenten A. Vasiliev ausgeführt.

Institutul Geologic al României

Die Resultate der Ernte sind aus der Tabelle 5 zu ersehen.

Diese Tabelle zeigt uns die durch das Abwiegen des Ertrages erhaltenen Ziffern, gleich wie auch den Einfluss der Düngungen P, N und P + N auf die einzelnen Horizonte.

Wir ersehen, dass *was die P_2O_5-Düngung anbetrifft*, ein ganz bestimmter Unterschied nicht nur zwischen den verschiedenen Bodentypen, sondern

TABELLE 5

WIRKUNG DER MINERALDÜNGUNGEN IN DEN VEGETATIONSVERSUCHEN

	DRABOWO Tschernosiom		TOKARIOWKA Hellgrauer podsol. Lehm	
	Ernte des Kornes in Grammen.	Gesammternte (Korn und Stroh inbegriffen).	Ernte des Kornes in Grammen.	Gesammternte (Korn und Stroh inbegriffen).
Horizont A; O[1]	1.54	4.44	2.08	4.86
» A; N	1.21	3.40	1.49	3.98
» A; P	2.35	6.79	1.29	4.38
» A; PN	1.94	7.88	2.03	6.27
Horizont B_2; O.	0.04	0.44	1.58	3.23
» B_2; N	0.05	0.34	0.91	2.15
» B_2; P	0.77	2.56	0.74	1.54
» B_2; PN	2.21	5.98	0.41	1.49
Horizont C_1; O	0.05	0.44	0.09	0.44
» C_1; N	0.07	0.43	0.10	0.39
» C_1; P	0.78	1.64	0.46	1.07
» C_1; PN	1.49	4.65	1.20	3.12
Horizont C_2; O	—	—	0.04	0.45
» C_2; N	—	—	0.08	0.56
» C_2; P	—	—	0.20	0.94
» C_2: PN	—	—	1.48	3.67

auch zwischen den verschiedenen Schichten eines und desselben Bodens stattfindet: Alle drei Horizonte des Tschernosioms reagieren ganz positiv, wie man es aus der Tabelle 5 sieht, wobei die Wirkung der P_2O_5-Düngung besonders zur Tiefe hin sich vergrössert. Ein ganz anderes Bild gibt uns der hellgraue Lehm (Toka-

[1]) Bezeichnungen: O — ohne Düngung; N — Düngung von $NaNO_3$; P — Düngung von Na_2HPO_3; PN — Kombinierte Düngung.

Institutul Geologic al României

riowka); in dem oberen Horizonte und besonders in dem rotbraunen (also in dem Horizonte der gewöhnlichen Anhäufung von R_2O_3 und P_2O_5) hat die P_2O_5-Düngung nicht nur den Ernteertrag nicht erhöht, sondern umgekehrt eine rein negative Wirkung hervorgerufen, indem diese Düngung mehr als ums doppelte die Ernte im rotbraunen Horizonte verringert und in dieser Hinsicht sowohl auf's Korn, wie auf das Stroh einen Einfluss ausgeübt hat; und nur im Karbonathorizonte hat die Phosphordüngung eine ziemlich bedeutende Zunahme des Ertrages hervorgerufen.

Dieselben Ziffern demonstriere ich mit den Diagrammen der Figuren 10 und 11.

Das Diagramm Figur 10 zeigt den Unterschied (+ oder —) zwischen dem Ertrage, welcher von einem Gefässe mit gedüngter Erde erhalten ist, und dem Ertrage von einer ungedüngten Erde; auf diese Weise sehen wir eine Zunahme (was auf der Abscisse durch das Zeichen + ausgedrückt ist) und eine Abnahme (—) des Ertrages in jedem Horizonte der zwei von mir untersuchten Bodentypen. So z. B. haben wir im Horizonte A den Unterschied zwischen 2,35—1,54 = 0,8. Die Ziffer 0,8 zeigt also die durch die phosphorsäuerliche Düngung hervorgerufene Zunahme des Ertrages. Ebenso bekommen wir für den Horizont B (von der Tiefe von 50 cm.) die Ziffer 0,77 — 0,04 = 0,73 u. s. w. Für den hellgrauen podsolierten Lehm haben wir im Horizonte A, 1,29 — 2,08 = — 0,79 u. s. w.

Aus dem Diagramme ist zu ersehen, dass die Wirkung von P_2O_5 auf den Tschernosiom eine positive und fast für alle Horizonte eine konstante ist, während für den podzolierten Lehm die Wirkung von P_2O_5 in den höheren Horizonten eine negative ist; und sie nur in den niedrigen Horizonten positiv wird.

Das Diagramm der Figur No. 11 zeigt uns dieselben Daten, aber im Prozentsatz hinsichtlich des ohne Düngung erhaltenen Ertrages ausgedrückt. Aus dem Diagramm ist zu ersehen, dass die grösste Erntezunahme wir im Horizont B des Tschernosioms in der Tiefe von 80 Cm. an haben, wobei hier der Ertrage sich 18 mal vergrössert hat (1800%).

Man muss bemerken, dass die negative Wirkung von P_2O_5 im hellgrauen podzolierten Lehm überhaupt immer beobachtet wird, sogar bei Anwendung dieser Düngung mit Salpeter. Und nur diejenige Schicht des podsolierten Lehmes, in welcher wir neben R_2O_3 auch die Anhäufung von Karbonaten haben, gleich wie auch die Schicht vom reinen Loess (Schicht C_2 in der Tiefe von 230—300 Cm.) bezeichnen eine vollkommene positive Reaktion auf P_2O_5-Düngung, obgleich dennoch die Reaktion hier nicht die Dimensionen, welche sie im Tschernosiom hat, erreicht.

Institutul Geologic al României

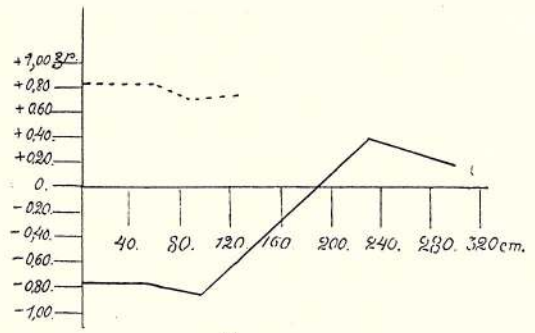


Fig. 10.

Die Vermehrung (+) oder Verminderung (—) der Ernte bei Anwendung von P_2O_5-Düngung auf den verschiedenen Schichten des Bodensprofils, in Grammen ausgedrückt.

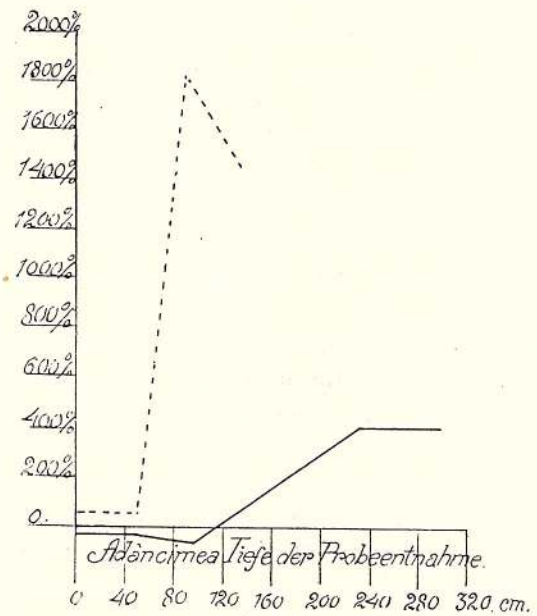


Fig. 11.

Dasselbe, in % % (in Bezug auf die Ernte ohne Düngung).

Erklärung:

..... Tschernosiom (Drabovo)

——— Helgrauer podsolierter Lehm (Tocariovca)

Institutul Geologic al României

2. Was die Azotdüngungen anbetrifft, so sind die von mir erlangten Data weniger bemerkenswert, als diejenigen hinsichtlich der Phosphordüngungen. Indem ich das Programm der Untersuchungen inbetreff dieser Frage ausarbeitete, gelang es mir nur einige Vorarbeiten auszuführen, zu derer kurzer Betrachtung ich hier übergehe.

Vor allem was die Feldversuche anbetrifft, so stellen sie ein ziemlich klares Bild vor: die Ziffern der Tabelle auf der Seite 48, zeigen, dass die Reaktion des Bodens hinsichtlich der Azotdüngungen parallell dem Zunehmen der Degradation wächst. In wie fern aber wird diese Erscheinung von der durch den Degradierungsprozess hervorgerufenen Umlagerung der organischen und der anorganischen Stoffe im Bodenprofil bedingt? Dieses ist die grosse Frage, welche bis jetzt noch nicht gelöst ist. Indem ich hier nur den speziellen Fall inbetreff des Humus hervorhebe, möchte ich folgende Ergebnisse meiner vorläufigen Untersuchungen angeben, ohne ihre Rolle und die Bedeutung in der obererwähnten Frage zu bestimmen.

Wir wissen vor allem, dass der Degradierungsprozess die Verringerung des Humus im Boden hervorruft (siehe Tabelle No. 5). Also ist der degradierte

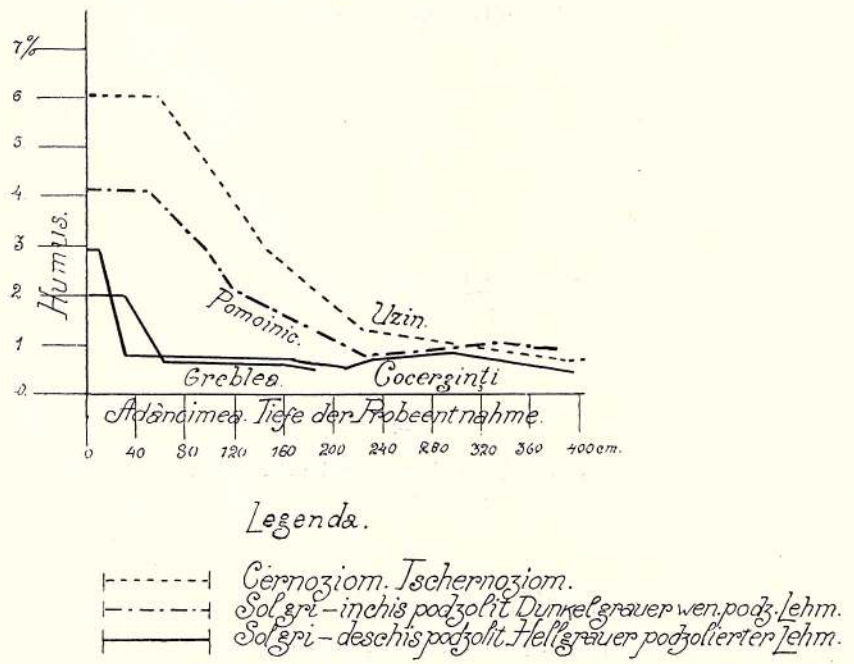


Fig. 12.

Die schichtenweise Verteilung des Humus in verschiedenen Bodentypen der Waldsteppen.

Institutul Geologic al României

Boden, welcher einerseits inbetreff der Azotdüngungen stark reagirt, andererseits sehr arm an Humus. Die zukünftigen Untersuchungen werden uns zeigen, in wie fern diese Umstände von einander abhängen und was für ein Causalzusammenhang zwischen ihnen besteht.

WIRKUNG DER SALPETER-DÜNGUNG IN DEN VEGETATIONSVERSUCHERN

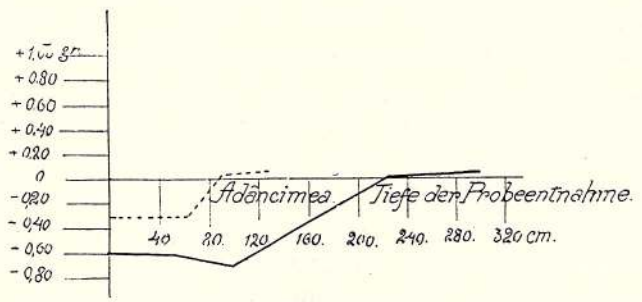


Fig 13.

Die Vermehrung (+) oder Verminderung (—) der Ernte bei Anwendung von Salpeter auf den verschiedenen Schichten des Bodenprofils, in Grammen ausgedrückt.

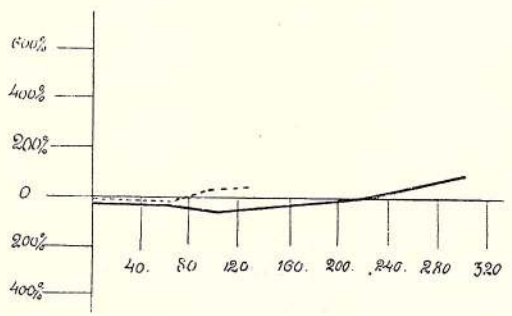


Fig. 14.

Dasselbe, in % % (in Bezug auf die Ernte ohne Düngung).

Erklärung:

——— Hellgrauer podsolierter Lehm (Tokariovca).

. . . . . Tschernosiom (Drabovo).

Weiter ruft der Degradierungsprozess auch einen Unterschied hinsichtlich der Humusverteilung im Profil hervor. Die von mir vorgenommenen

Institutul Geologic al României

Analysen zeigten, dass die Humusmenge im Profil in der Richtung nach unten hin in allen Böden, abgesehen von dem Degradierungsstadium, sich verringert; es ist aber bemerkenswert, dass diese Humusverringerung nach unten hin desto schärfer ausgeprägt ist, je grösser die Degradierung des Bodens ist. Fig. 12 veranschaulicht diese Regelmässigkeit.

Auf diese Weise ist der degradierte Boden ärmer an Humus nicht nur im oberflächlichen Horizont, sondern auch in den unteren Horizonten.

Indem ich jetzt zu den Vegetationsversuchen übergehe, so muss ich feststellen, dass Salpeter keine positive Wirkung weder im Tschernosiom noch in den degradierten Böden hervorruft, die unteren Horizonten ausgenommen, wo ein gewisse Erhöhung der Ernte durch diese Düngung bemerkbar ist, wie es aus den Tabellen 5 und Fig. 13 und 14[1]) zu ersehen ist. Da diese unteren Horizonte besonders arm an Humus sind, und da die an Humus überhaupt arme degradierten Böden sehr stark auf die Azotdüngungen bei den Feldversuchen reagieren, so geben alle diese Daten Anlass zu denken, dass wenn die Frage über die Rolle der Azotdüngungen besprochen wird, so wäre es auch ganz am Platze und zeitgemäss die Frage über die Bedeutung des Humus, über seine Form, seine Menge u. s. w. aufzustellen und sie zu untersuchen.

KAPITEL VI.

SCHLUSS UND DAS ZUSAMMENFASSENDE SCHEMA ZUR CHARAKTERISIERUNG DES DEGRADIERUNGSPROZESSES IM TSCHERNOSIOM

Dieses sind die Schlussfolgerungen, die ich auf Grund der Anwendung meines Verfahrens bei Untersuchungen machen konnte. Sie sind in ein hierbei beigelegtes Schema zur Charakterisierung des Degradierungsprozesses im Tschernosiom (Tabelle 6) zusammengefast, welches A) die morphologischen, B)chemischen und C) agronomischen Merkmale der Degradierung enthält.

Wie ich es schon im Vorwort erwähnt habe, muss dieses Schema als ein zeitweiliges angesehen werden, welches vielleicht in Zukunft die oder jene Veränderungen erhalten wird. Jedenfalls bleibt zweifellos fest der Gedanke, den ich dem Leser dieser Arbeit geben wollte, dass nämlich im Prozesse der Degradierung des Tschernosioms, in dem Prozesse dieser so komplizierten Metamorphose des Tschernosioms wir das Bereich sehen können,

[1]) Das Verfahren bei der Zusammenstellung dieser Figuren ist dasselbe wie bei den Figuren 10 und 11.

Institutul Geologic al României

welches unsere Aufmerksamkeit auf sich lenken muss, und in der Richtung der vollkommenen Ergründung dieses Prozesses müssen auch die Untersuchungen und Versuche geführt werden, wenn wir vollständig und endgültig die in dieser Schrift berührten Fragen lösen wollen.

Dieser komplizierte Degradierungsprozess ist die Grundlage für die meisten bodenbildenden Erscheinungen der Waldsteppen, und er ist es auch, welcher wahrseinlich die meisten agronomischen Eigentümlichkeiten der Böden in den Waldsteppengebieten hervorruft.

Kischeneff, März 1924 N. FLOROV

Institutul Geologic al României

TABELLE 6

ZUSAMMENFASSENDES SCHEMA

ZUR SCHILDERUNG DES DEGRADIERUNGSPROZESSES DES TSCHERNOSIOMS (NACH DEN ERGEBNISSEN DER UNTERSUCHUNGEN DER KIEWSCHER WALDSTEPPE).

Degradierungsstadien / Merkmale		VON DEM DEGRADIERUNGSPROZESSE UNBERÜHRTER TSCHERNOSIOM	DEGRADIERTE BÖDEN: Erstes Degradierungsstadium (degradierter Tschernosiom)	Zweites Degradierungsstadium (dunkelgrauer, wenig podzolierter und podzolierter Lehm der Waldsteppe)	Drittes Degradierungsstadium (grauer und hellgrauer podsolierter Lehm der Waldsteppe
A. MORPHOLOGISCHE MERKMALE		Krümelstruktur. Die Uebergänge zwischen den Horizonten sind allmählich, vollständig unbemerkbar, die Linie des Aufbrausens ist auf dem Profil unbemerkbar, die Mächtigkeit des ganzen vom Humus gefärbten Teiles des Profils ist bedeutend (100—110 Cm.); die Färbung der oberen Schichte ist dunkelgrau, die Karbonaten in Form von reichlichem Schimmel. Mehlstaub von SiO_2 fehlt.	Die Krümelstruktur des Humushorizontes gestört. Häufig Plattenstruktur. Uebergänge zwischen Horizonten sind bemerkbar. Der Horizont des Karbonatilluviums senkt sich (nicht immer) und ist zuweilen auf dem Profil wenig sichtbar. Die dunkle Färbung der oberen Schicht wird schwächer. Bemerkbarer SiO_2-Mehlstaub. Ueberall Karbonatschimmel. Rotbrauner Horizont fehlt. Die Mächtigkeit des Humushorizontes vermindert sich.	Die Krümelstruktur mit weichen Konturen fehlt. Es erscheinen schwachkantige Einzelteilchen. Auf dem Profil hebt sich klar der hellgelbe Horizont des Karbonatilluviums hervor und der über ihm liegende rotbraune Horizont. Im Humushorizonte Plattenstruktur, indem rotbraunen Horizonte — die Prismenstruktur zuweilen schwach, zuweilen stark ausgedrückt. Mehlstaub von SiO_2 bedeutend. Die Uebergänge zwischen den Horizonten sind klar. Die Mächtigkeit des Humushorizontes ist weniger als in dem vorigen Stadium. Die obere Schicht des rotbraunen Horizontes hat eine Humusfärbung. Karbonatschimmel neben den Karbonatröhrchen.	Die Humusfärbung im rotbraunen Horizonte verschwindet gänzlich. Der Übergang von dem Humushorizont zum rotbraunen ist schroff. Der rotbraune Horizont und der hellgelbe Horizont des Karbonatilluviums sind auf dem Profil stark ausgeprägt. Ebenfalls sind die Plattenstruktur im Humushorizont und die Prismenstruktur im rotbraunen Horizont scharf ausgeprägt. Reichlicher Mehlstaub von SiO_2. Der Humushorizont ist von grauer Farbe, seine Mächtigkeit ist sehr gering, der Karbonatschimmel fehlt gewöhnlich; überall reichliche Karbonatablagerungen längs den Wänden der Loessröhrchen.
B. CHEMISCHE MERKMALE	1. Schichtenweise Verteilung der Stoffe	SiO_2 ist in den Horizonten des Profils mehr oder weniger gleichmässig verteilt, R_2O_3 — ebenfalls, oder zuweilen ist R_2O_3 in die unteren Horizonte eingewaschen. K_2O und P_2O_5 bilden gewöhnlich eine obere (vegetative) Anhäufungsschicht; Na_2O bildet eine Illuvialanhäufungsschicht. Der Gesamtinhalt des Humus im oberen Horizonte ist gross (vom 5—6%), sein Inhalt fällt nach unten hin ganz allmählich ab, ebenso allmählich ist der Uebergang vom karbonatlosen Horizonte zum Karbonathorizonte.	Im oberen Horizonte zeigt die Pauschal-Analyse die Anhäufung von SiO_2, obgleich nicht in einer bedeutenden Menge (in zwei analysierten Profilen des Kiewschen Gouv. ist diese Anhäufung in den Ziffern 1.5-2.8% ausgedrückt. Ebenfalls fängt hier an eine illuviale Schicht von R_2O_3-Anhäufung sich zu formieren, wobei die Ausscheidung von R_2O_3 im Horizont des Karbonatilluviums stattfindet. Die Verteilung von R_2O_3 und P_2O_5 unterscheidet sich nicht wesentlich von der Verteilung im Tschernosiom. Der Humusgehalt im oberen Horizont verringert sich, obgleich ein wesentlicher Unterschied inbetreff der schichtenweisen Verteilung des Humus und CO_2 zwischen diesen Böden und dem Tschernosiom nicht beobachtet wird.	Die Iluvialanhäufung von SiO_2 im oberen Horizonte ist bedeutend höher, als im vorigen Stadium (in den 4 analysierten Profilen des Kiew. Gouv. variiert die Menge dieser Anhäufung von 2.0 bis 4.6%). Die Schicht von Illuvialanhäufung von R_2O_3 ist ganz klar ausgeprägt, wobei R_2O_3 deutlich den Hang hat sich im Karbonatilluviumhorizonte zu konzentrieren, während der rotbraune Horizont die Anhäufung dieser Oxyden nur in geringem Grade zeigt. K_2O bildet am häufigsten Schichten von oberen Anhäufungen, zuweilen aber auch Illuvialschichten. P_2O_5 bildet obere Anhäufungsschichten (nur selten — Illuvialschicht), Na_2O-bildet Illuvialschicht. Der Humusgehalt im Boden vermindert sich, wobei seine Verminderung nach unten hin schnell, in Sprüngen und nicht allmählich geschieht; gleichfalls ist der Uebergang vom karbonatlosen Horizont zum Karbonathorizonte ein ziemlich schroffer (was den Gesamtinhalt von CO_2 anbetrifft).	Die Iluvialanhäufung von SiO_2 im oberen Horizonte ist sehr scharf ausgeprägt, indem diese Anhäufung in den 3 analysierten Profilen des Kiew. Gouv. von 5—7% erreicht. Die Illuvialanhäufungsschicht vom R_2O_3 ist scharf ausgeprägt, wobei die Analyse diese Anhäufung nicht nur im hellgrauen Horizonte des Karbonatilluviums, sondern auch im rotbraunen Horizonte feststellt, wobei im letzterem die Menge von R_2O_3 häufig grösser ist, als im ersten. K_2O bildet nur eine Illuvialschicht. P_2O_5 bildet wie die oberflächliche Anhäufung, so auch eine Illuvialanhäufung. Die Illuvialschichten von Na_2O sind schärfer ausgedrückt, als in den vorigen Stadien. Der Humusgehalt vermindert sich im oberen Horizonte; nach unten hin geht diese Verminderung sehr schnell und der Uebergang vom karbonatlosen Horizonte zum Karbonathorizonte ist sehr scharf.
	2. Schichtenweise Löslichkeit der Stoffe	Keine Daten.	Keine Daten.	Die Löslichkeit von Al_2O_3 in 1% HCl im Horizonte des Karbonatilluviums ist ein wenig erhöht im Vergleich zu dem Humushorizonte, während der rotbraune Horizont in dieser Hinsicht sich vom Humushorizonte nicht unterscheidet. Für Fe_2O_3 zeigt 1% HCl. auch eine grosse Erhöhung an Löslichkeit im hellgrauen Horizonte des Karbonatilluviums, und eben solche Erhöhung beobachtet man inbetreff der P_2O_5-Löslichkeit im rotbraunen Horizont.	Die Löslichkeit von Al_2O_3 nimmt im Horizonte des Karbonatilluviums wie auch im rotbraunen Horizonte zu. Für Fe_2O_3 zeigt 1% HCl auch eine starke Erhöhung seiner Löslichkeit wie im Karbonathorizonte, so auch im rotbraunen Horizonte. Die Löslichkeit von P_2O_5 in 1% HCl ist erhöht wie im rotbraunen Horizonte, so auch im Karbonathorizonte.
C. AGRONOMISCHE MERKMALE	1. Wirkung der Mineraldüngungen (Feldversuche)	Die Wirkung der Phosphorsäure-Düngungen ist sehr gross. Die Wirkung des Salpeters ist schwach.		Die Wirkung der Phosphorsäure-Düngungen ist eine mittelmässige. Die Wirkung des Salpeters ist bedeutend.	Die Wirkung der Phosphorsäure-Düngungen ist unbedeutend. Die Wirkung des Salpeters ist sehr hoch.
	2. Der natürliche Ernteertrag	Die natürliche Ernte ist sehr gross.		Die Ernte ist ein wenig niedriger, als im Tschernosiom.	Die Ernte ist niedriger als im Tschernosiom und im dunkelbraunen podzolierten Lehm.
	3. Wirkung der Mineraldüngungen der verschied. Horizonten (Vegetationsvers.)	Die Wirkung des Salpeters ist im Humushorizonte negativ, in den unteren Horizonten — schwach positiv. Die Wirkung von P_2O_5 in allen Horizonten, d. s. im Humushorizonte, Uebergangshorizonte und im humuslosen, ist stark ausgedrückt.	Keine Daten.	Keine Daten.	Die Wirkung von P_2O_5 im Humushorizonte ist negativ; im rotbraunen Horizonte ist eine stark ausgesprochene negative Wirkung. Im Karbonathorizonte ist die Wirkung positiv. Die Wirkung des Salpeters in den oberen Horizonten ist negativ, im Karbonathorizonte wenig positiv.

Institutul Geologic al României

BEILAGEN

Institutul Geologic al României

ERKLÄRUNG ZU DEM FELDTASCHENBUCH FÜR BODEN-UNTERSUCHUNGEN IM FELDE (BEILAGE)

Wie bekannt, befindet sich die Klassifikation der Böden noch im Stadium der Entwickelung. Natürlich kann man die Kartographie der Böden und die Grundlagen ihrer morphologischen Beschreibung noch nicht für strengwissenshaftlich festgestellt anerkennen.

Im Gegenteil, die verschiedenen Bodenforscher wenden die mannigfaltigsten Verfahrungsarten bei der Beschreibung der Böden im Felde und nicht selten kommt es vor, dass die Beschreibungen der Morphologie der Böden, die für zwei, wenn auch angrenzende, geographische Gebiete aber von verschiedenen Forschern ausgeführt wurden, nicht in Übereinstimmung gebracht werden können. Dieses ist besonders der Fall bei der Kartographie von kleineren Bezirken, da man hier sozusagen eine lokale und dabei ausführliche Klassifikation ausarbeiten musste, welche alle Merkmale der Böden zusammenfassen könnte, indem die Hauptmerkmale von den Nebenmerkmalen abgesondert sein müssten. Die Aufgabe der jetzigen Zeit besteht eben in der Ausarbeitung solcher lokalen Klassifikationen, auf Grund der anerkannten Prinzipen der Bodenkunde, und erst nach dem die einzelnen und verschiedenen geographischen Gebiete der Weltkugel ausführlich untersucht und beschrieben sein werden, ist es möglich das nötige Material zu sammeln und endgültig die Grundlagen der wissenschaftlichen Bodenklassifikation festzustellen.

Indem ich das Gebiet der Waldsteppe untersuchte, stiess ich sofort auf den Umstand, dass in der Literatur kein als Richtschnur dienendes Schema für die Klassifikation der Waldsteppenböden vorhanden ist, und musste bei den Vorarbeiten eine Schema für eine ausführliche Bodenklassifikation ausarbeiten, gleich wie auch ein auf Grund dieses Schemas abgefasstes Feldtaschenbuch zusammenstellen, mit Hilfe dessen die ganze Arbeit der Kartographie des Kiewschen Bezirkes (1913—1917) ausgeführt wurde.

Ich lege hier ein Blatt dieses Feldtaschenbuches bei, das Klassifikationsschema aber, auf Grund dessen es zusammengestellt wurde, ist auf der Seite 24 dieser Arbeit angegeben, und war noch früher in einer russischen Ausgabe meiner Arbeit: «Materiaux des recherches pédologiques dans le district du gouvernement de Kief[1])», im Jahre 1916. veröffentlicht.

Aus diesem Blatte ist leicht zu ersehen, dass als Grundlage der Beschreibung der Waldsteppenböden das Prinzip gelegt ist, welches ich überhaupt in der Bildung der Waldsteppenböden für das Hauptprinzip halte, nämlich die Bildung im Profile der illuvialen und eluvialen Horizonte und insbesondere die Bildung des rotbraunen Horizontes. Alle im Blatte an der Zahl

[1]) Mémoire de la Socété impériale d'agriculture de la Russie meridionale 1916.

Institutul Geologic al României

im ganzen gegen 70 gezeigten Bodenmerkmale sind in Gruppen geteilt, von denen eine jede einem bestimmten genetisch selbständigen Horizonte entspricht, und der Bodenforscher musste bei der Arbeit sich anmerken: 1. das Vorhanden- oder Nichtvorhandensein im Profil eines jeden Merkmales, und 2. wie stark er ausgedrückt ist.

Professor Nabokich berührt in seiner Arbeit: «Materiale über die Untersuchungen der Böden und Unterböden des Podolischen Guvernements», I. Band, unter anderem auch mein Schema. Indem er meine Methoden der Feldarbeiten hervorhebt und auf die Vorzüge meines Schemas und seine Eigenartigkeit hinweist, welche sich darin ausdrückt, dass «zu Klassifikationszwecken die Ausnützung nur durch die vom genetishen Standpunkte aus omogenen Degradationsmerkmalen angewändt wird»[1]), kennzeichnet er das Schema, als ein neues originelles Unitarklassifikationsschema[2]). Nach der Aussage des Prof. Nabokich könne man «nur auf diesem Wege des Vorzuges der Merkmale einer bestimmten Genesis ein Klassifikationsschema mit der geringsten Anzahl von Hauptmerkmalen aufbauen, welches trotz seiner Einfachheit vollkommen genügend ist, um alle Hauptvarianten der degradierten Böden der Waldsteppe zu unterscheiden»[3]).

Im Zusammenhang mit dem internationalen Kongresse für Bodenkunde zu Rom im Jahre 1924, veröffentlichte das Bureau der V. internationalen Bodenkommission (Cartographie du Sol) im Mai 1924 unter der Redaktion des Prof. Murgoci eine abgekürzte Übersetzung der Schrift von Prof. Nabokich «Pedologische Arbeit im Felde» mit einem Vorwort von A. Till. In dieser Schrift ist ein Blatt aus dem Taschenbuch für Feldarbeiten beigelegt, welches betitelt ist: «Nabokichs Notizbuch der Bodenuntersuchungen in der Natur für Tschernosiomgebiet, bearbeitet von Florov und Murgoci, 1924[4]). Dieses Blatt stellt mit einigen nur geringen Veränderungen[5]) mein hier beigelegtes Feldtaschenbuch vor, welches von mir noch im Januar 1924 der erwähnten Kommission zur Veröffentlichung als Beilage zu meiner Schrift: «Über die bodenkartographischen Arbeiten in der Ukraina» zugestellt war und welches auf Grund meines erwähnten Unitarklassifikationsschemas zusammengestellt ist. Auf diese Weise hat hier ein Versehen stattgefunden und infolgedessen, meiner Bitte gemäss, veröffent-

---

[1]) Siehe Vorwort zu «Mater. über die Untersuchungen der Böden und Unterböden des Podolischen Guvernements», I. Band (im russisch.).

[2]) Das ist eine Klassifikation, wo jede Einteilung auf Grund eines besonderen, aber nur eines einzigen Merkmales ausgeführt wird.

[3]) L. c., Vorwort.

[4]) Im Vorwort von Till ist es «ein Probeblatt der letzten Zusammenstellung von Murgoci und Florov» benannt.

[5]) Es sind einige neue Rubriken nämlich zur Beschreibung der Flora und des Kulturzustandes des Untersuchungspunktes hinzugefügt.

Institutul Geologic al României

lichte die V. internationale pedologische Kommission im Bande «État de l'étude et de la cartographie du sol» unter der Redaktion des Prof. Murgoci im September 1924 mein Feldtaschenbuch als Beilage zu meiner Arbeit: «Über die bodenkartographischen Arbeiten in der Ukraina»[1]) und zwar ohne jegliche Veränderungen und Fehler, d. i. in der Form und so betittelt, wie ich es seinerzeit der erwähnten Kommission im Januar 1924 vorgelegt habe und wie ich es hier in dieser Arbeit veröffentliche.

---

[1]) Siehe: V-me commission internationale pédologique, État de l'étude et de la cartographie du sol dans divers pays de l'Europe, Amérique, Afrique et Asie, Collection de mémoires de différents unteurs, presentés à la 4-ème conférence intern. pédologique de Rome, Seite 252.

Institutul Geologic al României

Feldtaschenbuch für Bodenuntersuchungen im Felde (Waldsteppengebiet)

von N. FLOROV

Angewendet von der Kiew'schen Bodenexpedition 1913-1917.

Nr der Beobachtung	Anzeichnung und Beschreibung der Beobachtungsstelle Ort Karte (Kartenmaßstab)	Relief (Macro- und Micro-)	Mächtigkeit des ganzen Humushorizontes (A + B) in cm	Mächtigkeit des Humuskarbonathorizontes in cm	Gleichmäßiger Humushorizont (A): Mächtigkeit	% des Humusgehaltes (nach der Analyse	Farbe und Nuancen	Mechanischer Bestand	Struktur: plattige Hardpan	Struktur: körnige, erbsenkörnig	Struktur des Übergangshorizontes (B)	Grauer Horizont SiO_2 Anhäufung: Mächtigkeit, Tiefe und Dicke	Struktur: Nuß- (ob deutlich ausgebildet)	Struktur: prismatische	Struktur: platt ge und andere	Übergang zwischen A- und B-Horizont	Übergang zwischen Humushorizont und Muttergestein	Rotbrauner, mit Humus gefärbter, karbonatfreier Horizont: Färbung und Nuancen	Mächtigkeit, obere und untere Grenze	Verkittung (chemische Substanz)	Struktur: prismatische	Struktur: körnige und andere	Rotbrauner, humus- und karbonatfreier Horizont: Färbung und Nuancen	Mächtigkeit, obere und untere Grenze	Verkittung (chemische Substanz)	Struktur der oberen Schicht: Nuß-	Struktur der oberen Schicht: kleinprismatische	Struktur der oberen Schicht: plattige	Struktur der unteren Schicht: prismatische und andere	Rotbr Karbonathorizont: Mächtigkeit, besonders unterer Tiefe	Struktur: prismatische	Struktur: säulige und andere
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33

Horizont der isolierten R_2O_3- u. a. Anhäufung: Art, Form und Tiefe der R_2O_3- u. a. Anhäufung: ockerartige Adern, Fasern und Pulver	ockerfarbige Flecken	graublaue Flecken	Vivianitanhäufungen	Pseudofibern	Gipskristalle oder Drusen	andere Ausscheidungen	schwarzbraune Flecken u. Punktierung	Bohnerze	Schollen-Ortstein (Klappenstein)	Schichten Ortstein (locker oder kompakt)	Mächtigkeit	Karbonat-Horizont: Formen und Tiefe der Karbonatvorkommnisse: Tiefe und Dicke der deutlichen Karbonat-Ablagerung	Tiefe der Zone des Aufbrausens	Ob und wie stark die Linie des Aufbrausens auf dem Profil ausgedrukt ist	Lublinit (oder Pseudomyzelium)	Röhrchen mit Pulver oder Kristallen	Bieloglaska (Weißäuglein)	mehlige Ablagerung	Lößpüppchen.	Bestäubung von SiO_2 im: A-Horizont (mit der Lupe sichtbar)	Übergangshorizont, Anhäufungen	rotbraunen Horizont, Anhäufungen	Gesamtmächtigkeit der Zone	Fremdartige Elemente im: A-Horizont (als Gerölle, Schutt etc.)	Übergangshorizont von unten oder oben	rotbraunen Horizont	Krotowinen (Maulwurfgänge)	Wurmgänge etc., Wurzellöcher	Grundwasser: Tiefe des Wassers und des befeuchteten Grundes	Art (chemische Zusammensetzungen)	Spiegelflächen im Muttergestein	Versumpfung in verschiedenen Jahreszeiten	Muttergestein: Löss	Lössartige Bildungen	Moränen	Lehm ohne Geschiebe	Alluvium	Andere Bildungen	Typus des Bodens und Anmerkungen
34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73

Institutul Geologic al României

ERKLÄRUNGEN ZU DEN FARBENZEICHNUNGEN

TAFEL I

Die drei Farbenzeichnungen zeigen die Hauptbodentypen der Bessarabischen Waldsteppe, bis zur Tiefe von 450 Cm. ($\frac{1}{20}$ natürlicher Grösse). Die Profile in den Kisten sind vom Verfasser gesammelt und befinden sich im Nationalmuseum zu Kischinef.

Erste Zeichnung. Tschernosiom auf Löss, Budaki, Süd-Bessarabien: Ufer des Schwarzen Meeres: Der Löss besteht aus 3 Stöcken, welche von einander durch Schichten begrabenen Bodens getrennt sind. Auf der Zeichnung sind der obere Stock und der obere begrabene Boden abgebildet. Der obere Stock des Lösses hat auf der Tiefe von 160—240 Cm. eine Schicht von rotbraunem Löss mit Belogloska; diese Schicht ist für die trockene Steppe (Halbwüste) kennzeichnend. Der jetzige Boden besteht aus dem krümeligen Tschernosiom mit der so kennzeichnenden Gradation der Übergänge von einem Horizonte zum anderen.

Zweite Zeichnung. Dunkelgrauer wenig podsolierter Lehm auf dem Lösse. Dorf Perkautz. Nord-Bessarabien. Der Löss besteht aus 2 Stöcken, was für den nördlichen Teil Bessarabiens charakteristisch ist. Auf der Zeichnung sind zwei Stöcke abgebildet und der sie trennend begrabene Boden. Der gegenwärtige Boden hat einen stark ausgesprochenen rotbraunen Horizont von R_2O_3 Anhäufung, welcher sich bis zur Tiefe von 110 Cm. erstreckt und deutlich von dem niedrieger liegenden Horizonte des Karbonatilluviums abgegrenzt ist. Die Linie des Aufbrausens auf der Tiefe von 110 Cm. ist grell ausgedrückt. Der rotbraune Horizont besteht aus zwei Teilen, von denen der obere die Humusfärbung behalten hat, und der niedriege rein rotbraun ist.

Dritte Zeichnung. Hellgrauer podsolierter Lehm auf lössartigem Lehm, unter dem sich Sand befindet. Dorf Darabani, Nord-Bessarabien. Der Löss hat einen deluvialen Charakter, ein wenig schichtenartig, was für die an den Flüssen liegenden Bezirke karakteristisch ist. Von der Tiefe 350 Cm. an hat er Sand mit Geröll zur Unterlage. Der gegenwärtige Boden stellt den höchsten Grad der Degradierung vor, indem er nicht nur den rotbraunen Horizont von R_2O_3-Anhäufung (50—105 Cm.), sondern auch den weisslichen Horizont von SiO_2 Anhäufung (auf der Tiefe von 20—50 Cm.) hat. Der rotbraune Horizont ist noch greller als im vorhergehenden Profil ausgedrückt, und ist noch schärfer vom darunterliegenden Horizonte des Karbonatilluviums abgelagert. Die Linie des Aufbrausens auf der Tiefe von 105 Cm. ist stark ausgedrückt.

Die Beschreibung der einzelnen Horizonte und ihre Grösse sind auf der Tafel links angegeben.

TAFEL I

DREI BODENPROFILE VERSCHIEDENER DEGRADIERUNGSSTADIEN. DIE ZEICHNUNGEN SIND AUF GRUND DER VOM VERFASSER IN DEN JAHREN 1922—1923 GESAMMELTEN UND IM NATIONAL-MUZEUM ZU KISCHINEFF SICH BEFINDLICHEN KOLLECTIONEN AUSGEFÜHRT.

I		II		III	
A. Humushorizont; gleichmässiggefärbt; Krümelstruktur.	A. 0-30 cm.	A. Humushorizont; krumelige u. schichtenartige Struktur.	A. 0-35 cm.	A. Humushorizont; schichtenartige Struktur.	A. 0-20 cm.
B. Ubergangshorizont; in der Tiefe von 50 Cm. an Pseudomycellium.	B. 30-65	B_1 der obere Teil des rotbraunen Horizontes, mit Humus gefärbt.	B_1. 35-60	B. Weisslicher Horizont; SiO_2-Anhäufung.	B. 20-50
C. Hellgelber Loess, mit Humusflecken, Wurmgänge, «Krotovinen», Punktierung.	C. 65-100	B_2. Der untere Teil des rotbraunen Horizontes, vom Humus nicht gefärbt. R_2O_3-Illuvium ist an der Färbung u. Struktur bemerkbar.	B_2. 60-110	C. Rotbrauner Horizont; prismatische Struktur. Die Linie des Aufbrausens sehr stark ausgedrückt.	C. 50-105
D. Horizont des Lösses prismatischer Struktur, blassroter mit «Bieloglasca».	D. 100-160	C. Der obere Stock des Loesses, infolge von $CaCO_3$-Anhäufung gelbartig. Wurmgänge u. Karbonat an den Poren.	C. 110-200		
E. Horizont des rotbraunen Loesses, prismatische Struktur. Bieloglasca selten.	E_1. 160-240	D. Begrabener Boden, tschernosiomartiger, ein wenig degradierter. Humus horizont. Krotovinen zeigen sich.	D. 200-250	D. Loessartiger gelber Lehm. Punktierung. Rostflecke. Kratovinen (selten). Karbonatporen.	D. 105-345
E_2. Derselbe Loess, aber etwas heller.	E. 240-260	E. Gelber Karbonathorizont des begrabenen Bodens mit häufigen Krotovinen. Lösspüpchen.	E. 250-300		
F_1. Horizont des hellgelben Loesses mit Wurmgängen; reich an Karbonaten.	F_1. 260-300				
F_2. Derselbe Loess. Es zeigen sich Krotovinen.	F_2. 300-370	F. Gelber Loess—unterer Stock. Häufige Krotovinen.	F. 300-400	E. Schichtenartiger Sand mit Geröll.	E. 345-370
G. Oberer begrabener Boden, rotbrauner, prismatische Struktur, mit Krotovinen.	G. 370-450	G. Derselbe Loess. Krotovinen selten.	G. 400-450	F. Schichtenartiger Sand mit Karbonat.	F. 370-450

Institutul Geologic al României

N. FLOROV

Über die Degradierung des Tschernosioms

Bodentypus: Steppischer Tschernosiom auf dem Loess. Ort: Budachi Basarabia. Ufer des Schwarzen Meeres. Katalog No. 56

Bodentypus: Dunkellgrauer wenig podzolierter Lehm auf aeolischem zweistockigem Loess. Ort: Percautz, rechtes Ufer des Dniester, laut Katalog No. 77

Bodentypus: Hellgrauer podzolierter Lehm auf loessartigem Lehm, unter welchem sich Karbonatsand befindet. Ort: Darabani; Terasse des Dniesters. Katalog No. 76



ERKLÄRUNG DER LICHTAUFNAHMEN

TAFEL II u. III

Die Lichtaufnahmen stellen die Formen der Strukturelemente verschiedener Bodenhorizonte in verschiedenen Degradierungsstadien vor ($^2/_3$ natürlicher Grösse). NN 1, 3 und 5 zeigen die Struktur des Tschernosioms, NN 2, 4, 6 und 7 — die Struktur des hellgrauen podsolierten Lehmes.

N 1. Die Einzelheiten der feinen Krümelstruktur des Tschernosioms aus der Tiefe gegen 25 Cm. genommen (Humushorizont, A).

N 2. Einzelheiten der feinen prismatischen Struktur des hellgrauen podsolierten Lehmes auf einer Tiefe gegen 25 Cm.

Die Zusammenstellung von N 1 und 2 zeigt klar, dass der Degradierungsprozess die leicht gerundeten Konturen der Krumen verändert und ihnen einen scharfkantigen Charakter verleiht.

N 3. Die Einzelheiten der grobkrumeligen Struktur des Tschernosioms auf der Tiefe von 60—80 cm. (Übergangshorizont, B).

N 4. Nussstrukturteilchen des hellgrauen podsolierten Lehmes in der Tiefe gegen 30 Cm. (weisslicher Horizont).

Die Vergleichung der Aufnahmen N 4 mit denjenigen von N 3 zeigt, dass der Degradierungsprozess den schwammartigen, zellartigen porösen Charakter, der dem Tschernosiom eigen ist, zerstört.

N 5. Die Einzelheiten der Säulchen-Struktur des Tschernosioms in der Tiefe von ungefähr 90 Cm. (Übergangshorizont) Unten links sieht man einen weissen Anflug von Karbonatpseudomycellium.

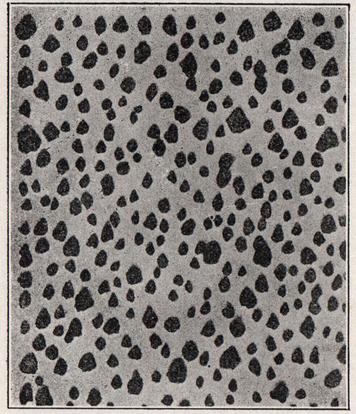
N 6. Die Einzelteilchen der grobprismatischen Struktur des rotbraunen Horizontes des hellgrauen podsolierten Lehmes in der Tiefe gegen 90 Cm.

Die Vergleichung der Lichtaufnahme N 6 mit der Lichtaufnahme N 5 zeigt, dass unter dem Einfluss des Degradierungsprozesses an Stelle der «Säulchen» des Tschernosioms mit ihren wellenartigen Konturen und mit ihrer unregelmässigen durchwühlten oder schwammzellenartigen Oberfläche Prismen mit scharfkantigen und eckigen Konturen treten.

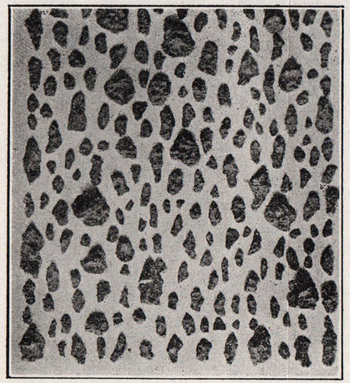
N 7. Die Einzelheiten der Plattenstruktur des hellgrauen podsolierten Lehmes, oberflächlicher Horizont.

DIE FORMEN DER STRUKTURELEMENTE VERSCHIEDENER HORIZONTE VON VERSCHIEDENEN BODENTYPEN DER WALDSTEPPEN

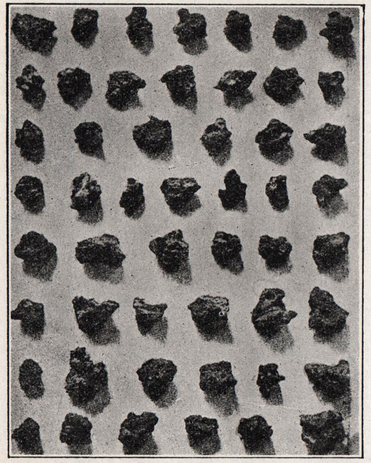
TAFEL II



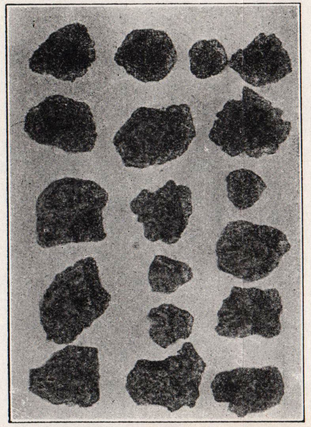
No. 1. Einzelteilchen der Feinkrumelstruktur des Tschernosioms. Humushorizont (A)



No. 2. Einzelteilchen der feinprismatischen Struktur des hellgrauen podsolierten Lehmes. Humushorizont (A)

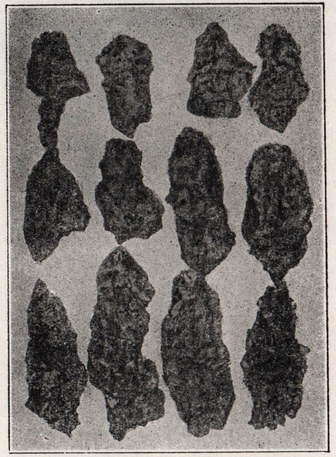


No. 3. Einzelteilchen der grobkrumelstruktur des Tschernosioms. Uebergangshorizont (B)

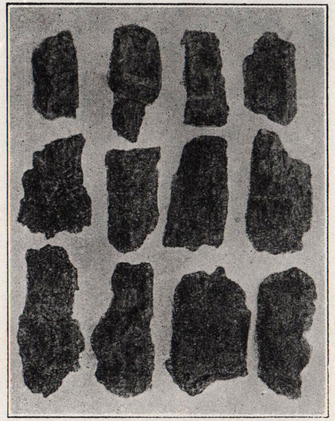


No. 4. Einzelteilchen der Nussstruktur des hellgrauen podzolierten Lehmes (weisslicher Horizont)

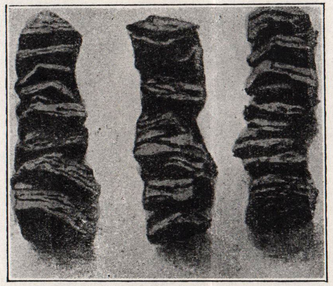
TAFEL III



No. 5. Einzelteilchen der Säulchenstruktur des Tschernosioms. Uebergangshorizont (B)



No. 6. Einzelteilchen der grobprismatischen Struktur des hellgrauen podzolierten Lehmes (rotbrauner Horizont)



No. 7. Einzelteilchen der Plattenstruktur des hellgrauen podzolierten Lehmes (Humushorizont)

Institutul Geologic al României

TABELLE 7

DIE DATEN DER PAUSCHAL-ANALYSE

DORF USIN KIEWSCHES GOUVERNEMENT. TSCHERNOSIOM AUF DEM LOESS. PLATEAU.

SCHICHTE.	IN 100 TEILE DES LUFTTROCKENEN BODENS SIND ENTHALTEN																		IN 100 TEILEN DES HUMUSLOSEN, KARBONATLOSEN UND TROCKENEN BODENS SIND ENTHALTEN								
	Humus	CO_2	H_2O (higrosk.)	H_2O (chemisch gebund).	Glühverlust	Azot	SiO_2	P_2O_5	Al_2O_3	Fe_2O_3	Mn_3O_4	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	$CaCO_3$	$MgCo_3$	Summen	SiO_2	P_2O_5	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O (chem. gebun).
A, 0—50 Cm. Humusschichte, dunkelgrau krümelig	6.02	0.05	3.84	1.40	11.26	0.46	73.67	0.09	8.30	2.82	0.06	1.19	0.34	1.89	1.02	0.09	0.01	100.69	81.81	0.10	9.21	3.13	1.26	0.36	2.09	1.13	1.55
B, 60—140 Cm. Uebergangsschichte, Ueberfluss von Karbonat-Pseudo-Mycelium undvon Krotowiny	3.11	4.04	2.91	0.94	6.96	0.16	68.40	0.08	7.75	2.97	—	6.19	0.81	1.75	0.97	7.76	1.18	99.92	80.43	0.09	9.11	3.49	2.17	0.29	2.05	1.14	2.10
C, 140—220 Cm. Löss durch Krotowiny stark durchgraben, einwenig schmutzig	1.30	5.20	2.23	1.27	4.80	0.05	68.19	0.06	8.33	2.61	0.04	6.97	1.39	1.81	0.98	9.23	2.15	100.38	80.13	0.07	9.78	3.06	2.12	0.43	2.12	1.15	1.49
E, 300—380 Cm. Hellgelber Löss mit dunkelfarbiger Punktierung	0.70	4.49	2.23	1.57	4.50	0.07	69.89	0.06	9.51	3.09	0.06	5.30	1.92	1.93	1.09	6.78	2.86	101.84	79.93	0.07	10.87	3.53	1.72	0.64	2.20	1.24	1.79

DORF KOTSCHERJINTZI KIEWSCHES GOUVERNEMENT, HELLGRAUER PODZOLIERTER LEHM AUF DEM LOESS. PLATEAU.

A, 0—15 Cm. Humusschichte hellgrau, Plattenstruktur	2.88	0.045	2.77	1.66	7.31	—	74.23	0.117	9.63	3.84	—	2.31	0.86	1.51	0.77	0.07	0.01	100.61	78.74	0.12	10.21	4.07	2.40	0.90	1.60	0.81	1.75
B, 15—30 Cm. Podzolierte Schichte, weisslich nussartige Struktur, häufige weiche und rostige Flecken	0.82	0.062	3.79	2.91	7.52	—	72.17	0.182	10.62	5.04	—	2.51	1.06	1.80	0.65	0.09	0.03	101.51	75.74	0.09	11.14	5.29	2.58	1.10	1.88	0.68	3.05
B_2, 30—150 Cm. Rotbraune, Karbonatlose, prismatische Schichte	0.70	0.072	3.84	3.84	8.38	—	70.02	0.101	12.18	5.23	—	2.06	1.15	0.92	0.54	0.09	0.05	100.66	73.45	0.10	12.78	5.48	2.10	1.18	0.96	0.56	4.02
C, 150—200 Cm. Rotbraune karbonatlose Schichte keilartige Struktur	0.52	0.072	4.03	3.70	8.25	—	70.19	0.095	12.02	5.11	—	2.09	1.11	1.41	0.92	0.09	0.05	111.26	73.64	0.10	12.61	5.36	2.14	1.14	1.47	0.96	3.88
D, 200—225 Cm. Hellgelbe Schichte des Karbonatilluviums	0.73	7.98	3.41	3.76	7.90	—	55.78	0.094	9.56	4.38	—	11.67	1.07	1.68	0.81	15.97	1.71	100.94	71.34	0.12	12.21	5.60	3.43	0.33	2.15	1.03	4.81
D, 225—280 Cm. Dunkler Löss, begrabene-Boden	0.90	3.03	3.19	3.31	7.40	—	69.11	0.062	8.26	3.60	—	4.95	0.90	1.73	1.06	5.49	1.16	100.11	77.42	0.07	9.26	4.03	2.10	0.39	1.93	1.18	3.70
G, 330—480 Cm. Hellgelber Löss mit Löss püppchen.	0.36	6.93	1.19	1.96	3.51	—	71.69	0.050	6.05	2.52	—	7.12	1.08	1.31	0.89	12.25	2.15	101.76	85.29	0.06	7.20	2.99	0.32	0.07	1.55	1.05	2.33

Institutul Geologic al României

LITTERATUR-VERZEICHNISS [1])

A. AGAPITOW — Zur Frage über den Ursprung des Tschernosioms. Nachrichten der Ostsibirischen Abteilung der Kais. Geograf Gesellschaft 1881. (r)

N. ADAMOW — Die Faktoren der Fruchtbarkeit des russ. Tschern (r)

A. BITSCHIHIN — Zur Frage über die Mobilisation und Immobilisation der Phosphor säure in den Bodenhorizonten des Tschernosioms beim Dorfe Ploti (r)

N. BOGOSLOWSCHI — Zur Frage über die Vergangenheit unserer Steppen. Russisches Journal «Bodenkunde» 1902. (r)

— — Über einige Erscheinungen der Verwitterung in Gebieten der russischen Ebene. Nachrichten des geographischen Comite's, 1889. (r)

— — Über den Gehalt an Humus in verschiedenen Bodenhorizonten. Materialen zum Studium russischer Böden, VI. (r)

N. DIMO — Apercu géo-pédologique sommaire de la partie méridionale du Gouv. de Saratow. Bodenkunde, 1903, No. 2.

V. DOKUTSCHAEFF — Materialen zur Wertbestimmung der Ländereien des Gouvern. Nischny-Nowgorod, B. I, XII, XIV. (r)

— — Materialen zur Wertbestimmung der Ländereien des Gouvern. Poltawa. B. I—XVI. (r)

— — Über den Podzol. Arbeiten der Kais. Freien Oekonomischen Gesellschaft, 1880. (r)

— — Der russischen Tschernosiom, 1883. (r)

— — Unsere Steppen früher und jetzt. 1892. (r)

— — Methoden der Untersuchung der Frage, ob in den Steppen des südlichen Russlands Wälder gewesen sind. Arbeiten der Kaiser. Freien Oekonomischen Gesellschaft, 1889. (r)

P. ENCULESCU — Trecutul solului în câmpia română. 1921.

— — Curs de agrogeologie (litogr.). 1912—1922.

N. FLOROV — Matériaux des recherches pédologiques dans le district du Gouv. de Kiew. Mémoires de la Société Impériale d'agriculture de la Russie méridionale. 1916. (r; Resumé în franz. Sp.).

— — Die Massenversuche mit Mineraldüngungen im Kiew. Gouv. und Bodenuntersuchungen im Zusammenhang mit diesen Versuchen. 1912. (r)

— — Die Massenversuche mit Mineraldüngungen im Kiew. Gouv. 1915. (r)

— — Zur Frage über den Degradierungsprozess des Tschernosioms und über die Bedeutung dieses Prozesses für einige Gebiete der Agronomie (Comptes rendus de la Conférence extraordinaire agropédologique de Prague 1922).

— — Zur Frage über die Klassification der Böden der Waldsteppe. (Comptes rendus...).

— — Über die bodenkartographischen Arbeiten in der Ukraina. (État de l'étude, et de la cartographie du sol. Collection de mémoires de diffé-

[1]) Die mit dem Buchstaben «r» versehenen Schriften sind in russischer Sprache erschienen.

Institutul Geologic al României

rents auteurs, présentés a la 4-ème Conférence intern. pédolog. de Rome.

I. FREIBERG Materialen zur Wertbestimmung der Landereien des Kreises Kromny des Gouvern. Orel. 1902. (r)

K. GLINKA Bodenbildung Characteristik der Bodentypen und geographische Verteilung der Böden. 1913.

— Bodenkunde. 1908.

GUSTAWSON 20 Vorträge über die agronomische Chemie. 1888. (r)

ST. C. HEPITES Clima şi pădurile.

— Schimbatu-s'a clima? 1898.

A. ISMAILSCHI Die Feuchtigkeit des Bodens. 1894. (r)

B. JANOWISCHIK und BONDAREW Der Versuch die Böden des Chersonischen Gouvern. durch die Anwendung der Vegetationsmethode zu erforschen 1913.

KORSCHINSCHI Arbeiten der Kasanschen Naturforscher-Gesellschaft. XVIII und XXII. Die nordliche Grenze des Tschernosiemsgebietes. (r)

P. KOSTITSCHEW Die Böden des Tschernosiomsgebietes Russlands. 1886. (r)

— Bildung und Eigenschaften des Humus. Arbeiten der St.-Petersburger Naturforscher-Gesellschaft. XX, 1889. (r)

— Der Zusammenhang zwischen den Böden und einigen Pflanzformationen. VIII. Kongress russischer Naturforscher und Aerzte. 1890. (r)

KRASNOW Die Gräsersteppen der nördlichen Halbkugel. (r)

P. KOSSOWITSCH Die Schwarzerde. 1912.

— Zur Frage über den Gehalt der Böden an Kohlensäure. Russ. Journal experim. Wirtschaft. 1900. (r)

— Pflanze, Phosphorit und Böden. 1910. (r)

A. KRASIUK Die Untersuchungen der Bodendecke der Voronej'schen Baumschule. (r)

A. KOSZELETZKY Russisches Journal für experimentale Landwirtschaft. 1909, S. 321. (r)

— Zur Frage über die Fruchtbarkeit der Böden inbetr. der Phosphorsäure. (r)

S. KRAWKOW Untersuchungen im Gebiete des Studiums der Rolle einer abgestorbenen Streudecke in der Bodenbildung. 1911. (r)

— Materialen zum Studium der Zersetzung pflanzlicher Überreste im Boden. 1908. (r)

— Untersuchungen über einige physikalische Eigenschaftend. Tschernosioms der jungfräulichen Steppen. Arbeiten der Versuchsforstereien 1901. (r)

E. A. MITSCHERLICH Bodenkunde für Land-und Forstwirte. 1920.

G. MOROZOFF Matériaux pour l'étude de l'écorce d'altération dans le district de Bobrow, Gouvern. de Woronége.

GH. MUNTEANU-MURCOCI Die Bodenzonen Rumäniens.

— The climate in Roumania and vicinity in the latequaternary times. 1910.

— Graniţa între pădure şi stepă. 1907.

A. NABOKICH Das Klassifikationsproblema in der Bodenkunde. (r)

— Kurze Bemerkungen über die Untergründe des Podolischen Gouv. und der Nachbargegenden. 1915. (r)

— Einige Bemerkungen zur schematischen Bodenkarte des Podolischen Gouvern. (r)

— Materiale zur Untersuchung der Böden und der Untergründe des Podolischen Gouvern. (r)

— Ergebnisse der vorbereitenden Bodenuntersuchungen von 1906 bis 1911 im Südwesten Russlands. (r)

Institutul Geologic al României

NABOKICH — Zur Methode der Feld-und Laboratorium Untersuchungen der Bödengründe 1914, 1915, 1916, 1917. (r)

— — Der Gang und die Ergebnisse der Arbeiten inbetreff des Studiums der Böden und Untergrunde des Charkow. Gouvern. 1914. (r)

— — Bestand und Entstehung einiger verschiedener Horizonte einiger verschiedener südrussischen Böden und Unterböden. (r)

P. OTOTZKY — Kurze Charakteristik der Bodentypen des Gouvern. Saratow. 1889. (r)

N. OKINSCHEWITSCH — Die Wälder Basarabiens und ihr Verhalten zu dem Relief der Gegend und der Böden. Annalen der noworosiisckschen Naturforschergesellschaft. XXXII, 1908. (r)

PATSCHOSKI I. — Die Steppen in dem Gebiet des schwarzen Meeres. Annalen der Kaiserlichen Landwirtschafts-Gesellschaft Südrusslands. 1908. (r)

Unt. Redaktion v. Prof. D. Prianischnikoff — Ergebnisse der Vegetations-und Laboratoriumsversuche. (r)

— — Ist die Phosphorsäure der Phosphate den Kulturpflanzen zugänglich? 1899. (r)

RUSESCU D. — Chestiunea împăduririlor artificiale în România. 1906.

E. RAMANN — Förstliche Bodenkunde u. Standortslehre, 1903.

— — Der Ortstein und ähnliche Sekundarbildungen in den Diluvial-und Alluvialsanden. Jahrb. d. k. preuss. Geol. Landesanst. für 1885. Berlin. 1886.

— — Uber Bildung und Kultur des Ortsteins. Zeitschr. f. Forts-und Jagdwesen. 1886. H. I.

— — Die Waldstreu u. ihre Bedeutung f. Boden u. Wald. 1890.

— — Bodenkunde, 1911. Berlin.

RUPRECHT — Geobotanische Untersuchungen über den Tschernosiom. 1886.

SIBIRTZEW N. — Materialen zur Wertbestimmung der Ländereien des Kreises Epiphani des Gouvern. Tula. 1899. (r)

— — Der Tschernosiom in verschiedenen Ländern. 1898. (r)

— — Bodenkunde. 1900. (r)

K. SPRENGEL — Bodenkunde. 1837.

T. SAIDEL — Untersuchungen über die Reaktion wässerlicher Bodenauszüge. 1913.

T. SAIDEL u. E. PROTOPOPESCU-PACHE — Ergebnisse der Vegetationsversuche mit Böden und Bödenauszügen.

SABANIN A. — Kurzes Lehrbuch der Bodenkunde. 1909. (r)

SAHAROW — Die Verwitterungsrinde und Tschernosiomböden der Loristeppe. Bodenkunde. 1906. (r)

P. SLIOSKIN — Etuden über den Humus. 1900. (r)

SCHMIDT — Physiko-chemische Untersuchungen des Bodens und Untergrundes der Tschernosioms-Zone Russlands. 1879. (r)

TULAIKOW — Die Tätigkeit der einzelnen Nahrungsstoffe, welche in Form von Düngungen in verschiedenen Bodentypen des Südrussischen Zuckerrübengebietes eingeführt werden. 1911. (r)

G. TANFILIEW — Baraba und kulundinische Steppe im Gebiet des Altaibezirkes. 1902.

— — Grenzen der Wälder im Süden Russlands. 1894. (r)

— — Botanisch-geographische Untersuchungen in der Steppenzone. Arbeiten der Expedition des Forstdepartements unter Leitung Professor Dokutschaews. (r)

TKATSCHENKO M. — Über die Rolle des Waldes bei der Bodenbildung. Nachrichten des Forstinstituts. XVIII. (r)

W. WILLIAMS — Bodenkunde. 1914, 1916. (r)

Institutul Geologic al României

WELBEL — Arbeiten der Poltawischen Landwirtschaftsversuchstationen, Vegetationsversuche. (r)

G. WYSOSTZKY — Uber die Waldkulturbedingungen des Rayons des Samarschen Apanagen-bezirks. 1908. (r)

— Geologische Untersuchungen in der Tschernosiomzone des westlichen Sibiriens. (r)

— Wald und Steppe und die Steppenaufforstung. Forst-Journal (russisches). 1904. (r)

— Aus den ältesten Dokumenten über Scythen, Hauptflüsse und die Waldlosigkeit der Steppen des südlichen Russlands. «Forst-Journal». 1905. (r)

— Das Steppenilluvium und die Struktur der Steppenböden. Russisches-Journal. Bodenkunde. 1901. (r)

— Uber die hydro-klimatische Bedeutung der Wälder für Russland. 1911. (r)

— Observations hydrologiques et géo-biologiques dans Véliko-Anadol. 1899.

Institutul Geologic al României

INHALT

Seite

Einleitung 69
Kapitel I. Einige Bemerkungen über die Bedeutung des Waldes im Degradierungsprozesse 71
Kapitel II. Die Morphologie der Degradierung 75
Kapitel III. Die Chemie der Degradierung 89
Kapitel IV. Der Einfluss des Degradierungsprozesses auf einige agronomische Eigentümlichkeiten des Bodens 107
Kapitel V. Die chemischen Data inbetreff der Nahrstoffe in Horizonten und der Versuch der Anwendung der Vegetationsmethode beim Studium der Bodenhorizonte 112
Kapitel VI. Schluss und das zusammenfassende Schema zur Charakterisierung des Degradierungsprozesses im Tschernosiom 125
Beilagen, Feldtaschenbuch und Erklärung zu demselben 130
Farbenzeichnungen der Bodenprofile 134
Die Formen der Strukturelemente (Lichtaufnahme) 136
Tabelle No. 7, chemische Analyse 139
Kurzes Literatur-Verzeichnis 141

Institutul Geologic al României

CONTRIBUTIONS A LA CONNAISSANCE DES SOLUTIONS AQUEUSES DU SOL

PAR

Dr. TEODOR SAIDEL

Le but final de la science du sol ne pourra pas être atteint, avant qu'une série entière de problèmes partiaux aient été résolues. Mais la résolution des problèmes partiaux s'appuie elle-même sur l'éclaircissement préalable des questions plus simples, de sorte que dans la voie vers le but final de la science du sol, on doit atteindre successivement but après but et tenir compte d'une hiérarchie qui leur est propre et dont les rapports sont bien déterminés par la nature des choses. La crise prolongée, que subit le problème de ce qu'on appelle l'analyse chimique du sol, durera jusqu'à ce que nos connaissances sur la constitution et les fonctions du sol et sur les multiples rapports existant entre ce dernier et la végétation qu'il porte seront suffisamment avancées, pour que nous puissions être fixés définitivement sur le rôle des mesures chimiques et la modalité de leur application à l'examen d'un sol donné. Inversement on peut dire, que la crise de l'analyse chimique des sols reflète l'insuffisance de nos connaissances sur le sol et ses fonctions.

Partant de ces considérations, nous avons pensé que le problème des solutions aqueuses du sol constitue, dans le stade actuel de nos connaissances, l'un des buts accessibles de la science du sol.

L'importance de la question des solutions du sol a été mise en évidence depuis longtemps. En ce qui nous concerne, l'importance de cette question s'est imposée à nous entre autres surtout par les faits suivants:

1. Les expériences de végétation dans des vases [1]), portant sur divers types de sol, ont conduit au résultat inattendu, que sur un podzol vierge on obtint des productions beaucoup plus grandes que sur des sols noirs de steppe; il est évident que nous nous trouvons ici en face d'un exemple frappant d'une fertilité «momentanée» très grande à laquelle correspond toutefois une fertilité «durable» fort petite. On sait que la productivité du podzol devient très faible après peu d'années de culture. Cette grande

[1]) Dr. TH. SAIDEL et E. PROTOPOPESCU-PAKE. Sur les résultats des quelques expériences de végétation, Comptes-Rendus de l'Institut Géologique. Vol. VIII, 1920.

Institutul Geologic al României

fertilité momentanée ne peut être expliquée que par le fait de la mobilité des substances nutritives qui doivent se trouver contenues en majeure partie dans le suc du sol.

2. Au cours des mêmes expériences de végétation, on a observé que chez deux sols, l'un de steppe et l'autre de forêt, une inversion de leur fertilité relative (du rapport de la fertilité de l'un à celle de l'autre) pouvait avoir lieu d'une année à l'autre. Il est justifié d'admettre qu'ici de même, la variation de la fertilité d'un sol doit être l'écho des variations dans le contenu et donc dans les propriétés du suc du sol en deux années différentes.

3. La preuve directe de l'importance du suc du sol pour la croissance des plantes nous fut données par les expériences de végétation faites à Rothamsted [1]) et un peu plus tard en 1914 à Bucarest [2]) par nous-mêmes sans que nous avions eu connaissance des recherches exécutées en Angleterre. Au cours de ces expériences de végétation, des plantes purent croître et être amenées à se développer et à se reproduire sur du sable de quartz fertilisé par des solutions aqueuses de sol.

4. Le rôle joué par la «réaction» des solutions de sol dans la vie des micro-organismes. Relevée décisivement par H. CHRISTENSEN [3]), cette propriété des solutions aqueuses de sol jouit d'une attention sans cesse croisnte de la part du monde des agro-géologues [4]).

Sans doute les travaux entrepris jusqu'alors dans cette direction ont été inspirés par des considérations analogues sur le rôle physiologique des solutions de sol. Comme il est bien naturel, leurs auteurs ont cherché à déterminer soit le quantum de substances nutritives qui se trouvent dans le suc ou dans la solution de sol, soit les lois régissant le passage des substances solubles du sol dans l'eau. Le présent travail est la continuation de l'effort des prédécesseurs.

La plupart des recherches antérieures furent effectuées par voie d'une extraction unique (non-répétée). Parmi les essais de ce genre, citons ceux de MR. CAMERON et des ses collaborateurs; ces travaux ont eu un écho remarquable dans la littérature du sol, de sorte que je regrette de n'avoir pu en prendre connaissance d'après le mémoire original [5]).

Les recherches méthodiques de M. MITSCHERLICH [6]) sur les solutions aqueuses de sol ont fourni de précieuses contributions. M. MITSCHERLICH

---

[1]) *Zentralblatt f. Agrikulturchemie.* 1914, p. 365.

[2]) TH. SAIDEL et E. I. PROTOPOPESCU-PAKE, loc. cit.

[3]) *Zentralblatt f. Bakter.* etc., 1911, B. 39, p. 358.

[4]) Voir la littérature jusqu'en 1919. NIELS BJERUM og I. K. GJALDBAEK SAERSTRYK. *Den kgl. veterinaer og Landbohoiskole Aarskrift* 1919.

[5]) Cité dans RUSSEL E. I. Boden u. Pflanze, 1914, p. 221.

[6]) *Ldw. Jahrb.*. 1910, p. 269. V. aussi *Fühlings Ldw. Ztg.* 55, ainsi que MITSCHERLICH, Bodenkunde, p. 361 et suiv.

Institutul Geologic al României

a étudié le rôle de la variation du rapport de quantité entre le sol et l'eau, de la température, de la durée d'extraction, et il parvient aussi à constater dans le sol la présence de substances facilement solubles, dont la quantité dans la solution varie avec la quantité d'eau employée.

Autant que nous savons, M. MITSCHERLICH n'a publié que les résultats obtenus au moyen d'extractions uniques, bien qu'il nous soit connu que ce savant s'est occupé aussi de la question des extractions répétées.

Plus tard, M. E. RAMANN [1]) fit des recherches fort intéressantes sur le suc du sol, qu'il réussit à isoler tel qu'il se trouve dans le sol, par filtration sous des pressions considérables. A notre avis, le procédé de M. RAMANN est appelé à rendre encore de grands services pour l'étude du sol.

Au bas de la page 22 du manuel de KOENIG: «Untersuchung ldw. und gew. wichtiger Stoffe» (1906), nous avons vu signalée une nouvelle voie de recherches dans une note se référant à un ancien travail d'ULBRICHT dont nous n'avons pu consulter l'original [2]). ULBRICHT a soumis le sol à des extractions répétées avec de l'eau et il a trouvé qu'après les deux premières extractions, on obtient des valeurs à peu près constantes pour la quantité de substances solubles extraites.

Selon ULBRICHT, la valeur de cette constante dépendrait entre autres de la fertilité «durable» du sol. Il semble que les recherches d'ULBRICHT (continuées par WOLF et TANI [3]) n'ont plus été poursuivies ces derniers temps.

Nous n'avons pas l'intention d'énumérer ici tous les travaux en relation avec la question qui nous occupe, charge dont nous ne pourrions nous acquitter, même si nous le désirions. Nous avons voulu signaler consciencieusement les travaux dont nous avons eu directement ou indirectement connaissance pendant l'exécution de ce travail.

Grâce à tous ces travaux comme à toutes nos propres recherches antérieures à l'entreprise de ce travail, nous avons gagné la conviction que le résultat désiré ne pourra être atteint par voie d'une extraction unique ou d'un «lavage» continu du sol. Ces moyens ne nous permettront pas de trouver tous les facteurs qui influencent le quantum de substances qui passent du sol dans l'eau. Nous ne devons pas perdre de vue qu'en dehors de l'existence de substances difficilement et facilement solubles, il intervient ausssi au cours de l'extraction le phénomène d'adsorption des substances solubles par les substances colloïdes du sol. Nous avons donc besoin d'un plus grand nombre de données expérimentales pour pouvoir nous

[1]) E. RAMANN, S. MAERZ et H. BAUER: Ueber Bodenpressäfte. *Int. Mitt. für Bodenkunde*, VI. 1906.

[2]) ULBRICHT S. Ein Beitrag zur Methode der Bodenanalyse. *Landw Vers St.* V. p. 300.

[3]) Voir I. KOENIG, op. cit., p. 22.

Institutul Geologic al României

endre compte de l'influence des divers facteurs; mais nous ne pouvons obtenir ce nombre de déterminations qu'au moyen d'extractions répétées. Une fois que nous serons arrivés à connaître quantitativement la marche de l'extraction, nous pourrons espérer trouver un mode de représentation qui nous explique les faits en concordance avec nos connaissances actuelles sur la constitution et les propriétés du sol. Si toutefois, nous ne réussissions d'aucune façon à expliquer les faits, de la justesse desquels nous admettons être complètement assurés, cela signifierait alors que ce sont les connaissances fondamentales qui nous font défaut et dont l'acquisition eût dû précéder des études entreprises prématurément.

RECHERCHES PERSONNELLES

1. *Extractions en présence de bioxyde de carbone*

L'idée conductrice qui a guidé nos recherches fut la suivante: La loi d'après laquelle s'opère l'extraction ne peut être trouvée qu'au moyen d'une série d'extractions répétées, la quantité totale d'eau qui sert à l'extraction restant la même pour toutes les extractions, et la quantité d'eau prélevée après chaque extraction constituant une fraction bien déterminée du quantum total de l'eau.

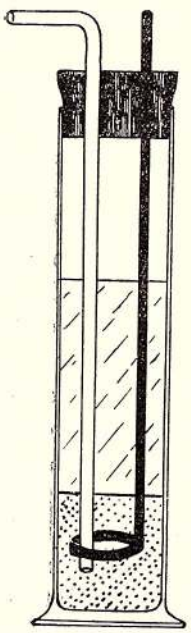


Fig. 1.

Il était naturel d'effectuer les extractions dans un courant de bioxyde du carbone, étant donné, que ce dernier est également contenu dans le suc du sol naturel[1]). L'emploi de ce gaz a encore l'avantage qu'il permet d'établir de manière plus définie les conditions de travail et que la solution obtenue devient bien plus rapidement limpide après l'extraction.

Le procédé expérimental est le suivant:

On introduit 50 gr. de sol dans un cylindre d'une capacité de 205 cmc. et l'on ajoute 150 gr. d'eau distillée, pratiquement dénuée de résidu fixe (Fig. 1).

Pendant une heure, on fait passer un courant de bioxyde de carbone par un tube en verre et on maintient l'homogénéité du mélange au moyen d'un agitateur également en verre. Au bout de ce temps, on enlève le bouchon et ses annexes de verre et on bouche le cylindre avec un autre bouchon de caoutchouc muni d'un seul trou, par lequel on fait passer le tube adducteur de l'appa-

[1]) A ce point de vue, voir aussi les considérations ultérieures.

Institutul Geologic al României

reil Kipp chargé de bioxyde de carbone. De cette manière, le contenu du cylindre est conservé jusqu'à la sédimentation complète dans une atmosphère de bioxyde de carbone à la pression d'une atmosphère. On évite ainsi la variation de concentration de la solution pendant la sédimentation.

Lorsque la limpidité est parfaite, on prélève au moyen d'une pipette [1]) (Fig. 2) 100 gr. de solution, c'est-à-dire $^2/_3$ de la quantité d'eau qui fut ajoutée au sol.

Le poids du résidu fixe déterminé dans ces 100 gr. multiplié par $^2/_3$ nous donne le poids du résidu fixe qui se trouve dans 150 gr. à la fin de la première extraction. Désignons ce poids par a_1.

Par l'adjonction de 100 gr. d'eau distillée, opération contrôlée par la pesée du cylindre après le remplissage, nous ramenons la quantité d'eau dans le cylindre à 150 gr. et nous répétons les opérations décrites plus haut pour la première extraction. Nous obtenons ainsi une valeur a_2, pour le poids de la substance qui se trouve dissoute dans 150 gr. de solution après la deuxième extraction.

On répète l'extraction une troisième fois et l'on obtient la valeur a_3, pour le poids des substances dissoutes qui se trouvent dans 150 gr. de solution au bout de la troisième extraction.

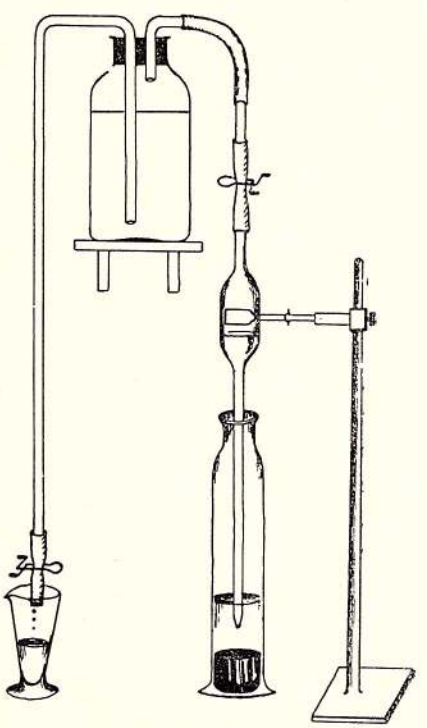


Fig. 2.

Exemple. Nous avons procédé de la manière indiquée avec un échantillon de sol blanc de Medjidia. Le résidu fixe obtenu de 100 gr. de solution pipettée après la première extraction fut de $r_1 = 0{,}1246$ gr. En multipliant ce nombre avec $^3/_2$, on obtient $a_1 = 0{,}1869$, le poids des substances dissoutes dans 150 gr., c'est-à-dire dans la quantité entière de solution.

À la deuxième extraction, nous avons obtenu $r_2 = 0{,}1080$ gr. et $a_2 = 0{,}1620$; à la troisième extraction $r_3 = 0{,}0984$ et $a_3 = 0{,}1476$.

[1]) Ce procédé de prélever la solution au moyen d'une pipette par absorption avec la bouche est pénible et peut souvent produire un trouble de la solution, le sédiment au fond du cylindre formant un tourbillon. C'est pourquoi nous effectuons le pipettage à l'aide d'un flacon aspirant, procédé commode et absolument sûr. L'esquisse annexée (fig. 2) nous dispense de toute explication. Les pinces à vis sont de modèle Hofmann.

Institutul Geologic al României

Ces trois valeurs a_1, a_2, a_3, doivent avoir un rapport quelconque avec la quantité de substances facilement solubles contenue dans le sol et avec la nature des substances difficilement solubles.

Ce qui nous intéresse, c'est de connaître la quantité totale de sels facilement solubles qui se trouvent dans le sol (A gr.), ainsi que la quantité de substances difficilement solubles contenues dans le suc du sol (d gr.). Nous nous proposons de calculer à partir des données de l'expérience la valeur en grammes de A et de d.

Si le sol était constitué d'un matériel dénué de toute capacité d'absorption et s'il ne fallait faire aucune distinction parmi les substances solubles comme ce serait par exemple le cas pour un sable grossier, parmi les particules duquel se trouveraient des substances facilement solubles dans l'eau, alors il est évident que a_1 aurait la même valeur en grammes que A et le calcul de a_2 et de a_3 serait bien simple. Dans notre exemplet a_2 serait égal à 0,0623 gr. et a_3 = 0,0208 gr., valeurs qui ne concorden, nullement avec celles fournies par l'expérience où la décroissance des valeurs de a_1 à a_2 et à a_3 est contre toute attente petite.

De fait il ne nous est pas permis de faire semblable supposition.

La formule logarithmique: log (A—y) = K—c. n, à laquelle nous pourrions penser ensuite, ne nous conduit pas non plus à des résultats satisfaisants, ceci parce que la formule logarithmique s'applique à une catégorie de phénomènes pour lesquels la valeur de y (dans notre cas les quantités extraites) est asymptotique par rapport à la valeur A, tandis que l'expérience nous montre que dans le cas d'extraction répétée du sol, l'accroissement de y tend à devenir constant. Ceci se voit nettement de la différence entre la forme des courbes (fig. 3 et 4) correspondant l'une à la formule logarithmique et l'autre à la marche de l'extraction d'après les données de l'expérience.

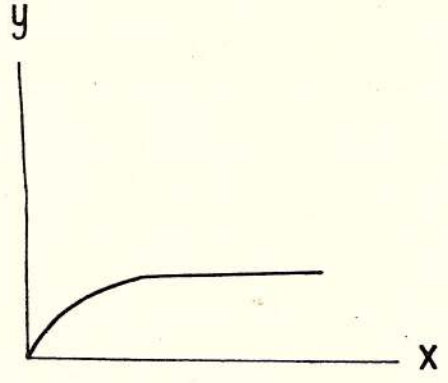


Fig. 3.

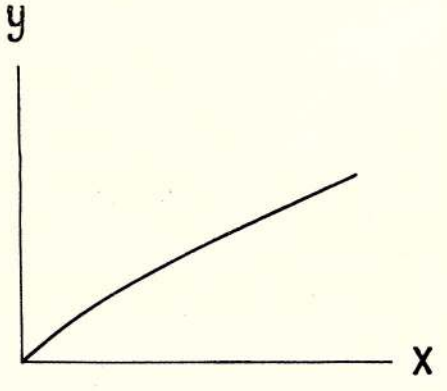


Fig. 4.

Institutul Geologic al României

Une interprétation satisfaisante de ces résultats est seulement possible si nous tenons compte de la constitution du sol. Par rapport à la question qui nous intéresse, nous devons envisager dans le sol la présence des substances suivantes:

1. Un squelette, pratiquement insoluble dans l'eau.

2. Des substances colloïdes, elles-mêmes difficilement solubles, surtout en présence d'électrolytes.

3. Des substances facilement solubles, réparties dans le sol humide en concentration différente, dans les colloïdes et dans le suc ambiant.

4. Des substances difficilement solubles dans l'eau, présentes dans le sol en quantité suffisante pour subsister comme «corps de sédiment» (Bodenkörper) après un nombre quelconque d'extractions (carbonates et phosphates de calcium, etc., hydrates d'aluminium, de fer, de silicium, substances organiques complexes).

En face de ce système de substances, il faut s'attendre à ce que lors du traitement du sol avec de l'eau, deux procès auront lieu parallèlement:

1. Le passage dans l'eau des substances solubles, dans la mesure donnée par le coefficient de distribution des substances solubles entre la solution et les substances adsorbantes colloïdes du sol.

2. Le passage dans l'eau des substances difficilement solubles (carbonate de calcium, etc.) jusqu'à la limite de leur solubilité.

Si nous désignons maintenant par A le poids des substances du sol facilement solubles dans l'eau et par d le poids des substances difficilement solubles qui se trouvent à la fin de chaque extraction dans 150 gr. de solution, nous pouvons alors exprimer le poids a_1 de l'extrait contenu dans 150 gr. de solution de sol au bout de la première extraction par l'équation suivante:

$$Ax + d = a_1 \quad (1).$$

dans laquelle x est un facteur dont la valeur numérique est plus petite que 1 et qui représente la quantité de substances solubles qui passe en solution pour chaque unité de leur poids. La valeur de x peut varier de sol à sol. Nous proposons pour ce facteur la dénomination de *coefficient de répartition*.

Nous nous rappelons qu'après le pipettage de 100 cmc. à la fin de la première extraction, 50 gr. de solution sont restés dans le cylindre C, de sorte que la quantité de substances facilement solubles prélevée par pipettage est de 2/3 Ax.

De la quantité totale de A gr. de substances solubles en présence dans le sol, il reste donc dans le contenu du cylindre A — 2/3 Ax gr. dont à la seconde extraction (A — 2/3 Ax) x gr. passeront en solution et auxquels s'ajouteront de nouveau d gr., quantité constante de substances

Institutul Geologic al României

difficilement solubles qui se dissolvt jusqu'à ne la saturation dans 150 gr. d'eau:

Nous aurons donc pour la valeur de a_2, livrée par l'expérience, l'équation.

$$(A - 2/3\ Ax)\ x + d = a_2\ (2).$$

Après le pipettage de 100 gr. de solution, après l'accomplissement de la seconde extraction, nous aurons prélevé: $2/3\ (A - 2/3\ Ax)\ x$ qui avec la quantité de $2/3\ Ax$ gr. prélevée après la première extraction constituent le total de substances facilement solubles prélevées après les deux premières extractions, à savoir:

$2/3\ Ax + 2/3\ (A - 2/3\ Ax)\ x$. Par suite dans le contenu du cylindre après la deuxième extraction se trouve être:

$A - 2/3\ Ax - 2/3\ (A - 2/3\ Ax)\ x$ gr. de substances facilement solubles; et à la fin de la troisième extraction, il y aura dans 150 gr. de solution a_3 gr. de résidu fixe determinés par l'équation (3):

$$[A - 2/3\ Ax - 2/3\ (A - 2/3\ Ax)\ x]\ x + d = a_3\ (3).$$

Nous avons donc 3 équations avec 3 inconnues: A, d et y, dont les valeurs peuvent être calculées.

Nous obtenons:

$$d = \frac{a_1\ a_3 - a_2^2}{a_1 + a_3 - 2\ a_2} \quad (I).$$

$$x = \frac{a_1 - a_2}{2/3\ (a_1 - d)} \quad (II).$$

$$A = \frac{a_1 - d}{x} \quad (III).$$

Dans l'exemple pris plus haut, nous obtenons par les déterminations faites sur un sol blanc de Medjidia les valeurs suivantes:

$$a_1 = 0{,}1869; \quad a_2 = 0{,}1619; \quad a_3 = 0{,}1475;$$

lesquelles nous permettent de calculer les valeurs de A d et x, à l'aide des relations (I), (II), (III):

$A_{50} = 0{,}0933$ gr. dans 50 gr. de sol,
$d_{150} = 0{,}1278$ gr. rapporté à 150 gr. de solution,
$x = 0{,}633$.

Autres exemples:

Pour un sol vierge de forêt (de la forêt Pantelimon, Ilfov), en procédant de la même façon que pour le sol blanc de Medjidia, nous avons obtenu pour: a_1, a_2, a_3, les valeurs suivantes:

$a_1 = 0{,}0669$ gr.
$a_2 = 0{,}0441$ gr.
$a_3 = 0{,}0354$ gr.

Institutul Geologic al României

Les valeurs obtenues par calcul pour A, d et x sont les suivantes:

A_{50} = 0,0405 gr. dans 50 gr. de sol.
d_{150} = 0,0300 gr. rapportés à 150 gr. de solution.
x = 0,91.

Pour un échantillon de podzol vierge de la forêt de Mărgineanca (Prahova), nous avons obtenu les valeurs:

$$a_1 = 0{,}0540 \text{ gr.}; \quad a_2 = 0{,}0387 \text{ gr.}; \quad a_3 = 0{,}0309 \text{ gr.}$$

et par calcul:

A_{50} = 0,0486 gr. pour 50 gr. de sol.
d_{150} = 0,0228 gr. rapportés à 150 gr. de solution.
x = 0,65.

Les valeurs obtenues par calcul pour A, x et d, introduites dans les équations (1), (2) et (3) nous donnent pour a_1, a_2, a_3, pour chacun des trois sols les chiffres qui se trouvent bien concorder avec les données obtenues par l'expérience (voir le tableau suivant):

	Sol blanc		Sol de forêt		Podzol	
	Détermin. gr.	Calculé gr.	Détermin. gr.	Calculé gr.	Détermin. gr.	Calculé gr.
a_1	0,1869	0,1859	0,0669	0,0668	0,0540	0,0543
a_2	0,1619	0,1623	0,0441	0,0446	0,0387	0,0405
a_3	0,1475	0,1464	0,0354	0,0357	0,0309	0,0326
a_5	0,1344	0,1354				

EXTRACTIONS SANS EMPLOI DE BIOXYDE DE CARBONE [1])

Pour ces recherches, nous avons introduit le sol et l'eau dans un cylindre muni d'un bouchon correctement rodé (fig. 5) et nous avons noté le poids B du cylindre rempli.

On agite bien pendant environ 5 minutes, à diverses reprises, à des intervalles de quelques heures, puis on laisse reposer. Lorsque la solution est

[1]) T. SAIDEL. Contribution à la connaissance des extractions aqueuses des sols. Comptes-Rendus des Séances de l'Institut Géologique. Vol. X 1921. Bucarest.

Institutul Geologic al României

devenue tout-à-fait limpide, on prélève une fraction déterminée de la quantité d'eau totale employée et on détermine le résidu fixe dans une partie aliquote de la solution extraite. On introduit de nouveau la quantité d'eau distillée nécessaire pour ramener le poids du cylindre de mesure à sa valeur initiale B [1]).



Fig. 5

Ces extractions sans bioxyde le carbone s'effectuent beaucoup plus difficilement à cause de la lenteur avec laquelle se déposent les corps en suspension (suspensoïdes). C'est pourquoi nous n'avons pris d'abord pour ces recherches que des sols plus riches en sels, à savoir un sol de steppe sèche et un sol salé.

Voici les résultats obtenus:

1. *Sol de steppe sèche*. 50 gr. de sol. 300 gr. d'eau. Quantité de solution prélevée après chaque extraction:

$$2/3.\ 300 = 200 \text{ gr.}$$

Déterminé:		*Calculé:*
gr.		gr.
$a_1 = 0{,}0720$	On calcule	$d_{300} = 0{,}0420$ gr. $a_1 = 0{,}0720$
$a_2 = 0{,}0576$	d'après ces	$x = 0{,}75$ » $a_2 = 0{,}0570$
$a_3 = 0{,}0504$	valeurs:	$A_{50} = 0{,}03996$ » $a_3 = 0{,}0498$

2. *Sol salé* [2]). 8,3 gr. de sol, 50 gr. d'eau. Quantité prélevée à chaque extraction: 1/2. 50 = 25 gr. de solution.

Déterminé:			*Calculé*:
gr.			gr.
a_1 : 0,1986			a_1 : 0,1985
a_2 : 0.1037	Valeurs	$d_{50} = 0{,}0072$ gr.	a_2 : 0,1037
a_3 : 0,0558	permettant	$x = 0{,}9895$ »	a_3 : 0,05485
a_4 : 0,0332	de calculer:	$A_{8{,}35} = 0{,}1934$ »	a_4 : 0,0335

CONSIDÉRATIONS RELATIVES AUX RÉSULTATS OBTENUS

Nous voyons de toutes les recherches effectuées par voie d'extractions répétées que les chiffres obtenus expérimentalement peuvent être expliquées

[1]) Comme l'on voit, nous ne tenons pas compte de la différence entre les poids spécifiques de la solution et de l'eau distillée, étant donné que l'erreur commise est absolument négligeable.

[2]) Pour les sols salés, on pèse le résidu fixe après avoir transformé les sels en sulfates, selon les prescriptions de FRÉSÉNIUS (Analyse Quantitative) pour la détermination du résidu fixe dans les eaux minérales.

Institutul Geologic al României

suffisamment grâce à l'introduction des éléments A, d et x, qui ont tous les trois une signification concrète, bien établie, et sont en bonne concordance avec les résultats obtenus par MITSCHERLICH[1]) et avec nos connaissances actuelles sur le sol.[2]) Si les recherches présentes n'ont pas déjà été faites par d'autres (un travail de ce genre ne m'est pas connu, non plus qu'à mes collègues d'ici), nous sommes alors en présence des premiers essais ayant pour objet la détermination quantitative de la quantité de substances facilement solubles (A), de la quantité d de substances difficilement solubles (contenues dans le volume de la solution) ainsi que du facteur x dont la signification fut démontrée plus haut et dont la valeur est probablement en relation étroite avec le degré de saturation absorptive du sol et son degré de colloïdité.

Le nombre de nos expériences étant restreint, nous renonçons à insister sur les conséquences qu'on pourrait tirer des résultats obtenus. Il est vrai qu'à cet effet, il serait nécessaire d'avoir déterminé quantitativement, les substances nutritives contenues dans les solutions obtenues. Nous essayerons de compléter ces recherches et de revenir ensuite sur l'interprétation des résultats.

Nous ne pouvons nous occuper à présent ni de l'interprétation des faits observés à propos des expériences de végétation (faites précisément sur les sols qui ont servi aussi aux recherches présentes), ni du fait que nous aurions dû nous approcher des conditions dominant dans la nature et par conséquent ne pas travailler avec CO_2 à la pression d'une atmosphère, ni avec de l'eau distillée pratiquement dénuée de CO_2. Si nous avons toutefois choisi ces conditions, c'est que nous devions travailler dans des conditions bien définies, indispensables à des recherches quantitatives.

---

[1]) Ldw. Jahrb. 1910; MITSCH. Bodenkunde p. 369.

[2]) Dans le tableau de la p. 9, les valeurs élevées des résidus de sol blanc (a_1, a_2....) sont dues à la valeur de d (0,1278). On sait que les sols de steppe sèche comme le sol blanc font effervescence avec les acides, étant riches en $Ca\,CO_3$ (le sol blanc de Medjidia contient 5% de $CaCO_3$). Effectivement la plus grande partie des résidus obtenus avec le sol blanc est constituée de $CaCO_3$ en quantité égale dans chaque résidu et du même ordre de grandeur que d, un peu plus petite que ce dernier, comme l'on devait s'y attendre. Mentionnons encore que la constante dont parle ULBRICHT trouve aussi son explication; elle ne peut être que ce que nous appelons la quantité de substances difficilement solubles (contenues dans le volume de la solution) qui seules passent encore en solution, après que les substances facilement solubles ont été pratiquement éliminées de la solution. D'après les résultats obtenus par nous dans les conditions de nos expériences, nous nous approchons plus lentement qu'il n'en devrait être d'après ULBRICHT de la constance des valeurs a, de sorte que c'est seulement après un grand nombre d'extractions que commence à se manifester la tendance des valeurs des résidus à devenir égales entre elles. On voit encore d'après les résultats obtenus par nous que la concentration des solutions de sol ne peut pas être considérée comme semblable (même approximativement) pour toutes les espèces de sol.

Institutul Geologic al României

A présent, il nous reste à voir dans la méthode de l'extraction repétée du sol une voie de recherches, qui nous permet d'espérer réaliser un progrès de nos connaissances sur la constitution des solutions aqueuses de sol, sur l'échange de substances entre le sol et les solutions et par là-même sur la constitution, les propriétés et les transformations du sol.

DIFFICULTÉS TECHNIQUES

Pour séparer la solution du sol, nous avons utilisé au début des filtres de porcelaine poreuse (bougies de filtration), mais nous les avons abandonnés, parce qu'ils présentent de graves inconvénients dans les conditions spéciales dans lesquelles nous étions obligés de travailler. Le prélèvement exact d'une fraction déterminée de la quantité totale de solution devient impossible si l'on emploie des bougies de filtration et en outre, nous n'avons pu nous convaincre avec certitude, que des variations dans la concentration des solutions n'interviennent pas lors de leur emploi.

Nous avons été contraints d'effectuer la séparation de la solution par pipettage, après que celle-ci se soit clarifiée par la sédimentation complète des substances en suspension. Ce procédé est convenable dans le cas de solutions plus riches en sels, mais fort difficile à appliquer aux sols de forêt et de podzol chez lesquels, surtout après les deux premières extractions, la sédimentation réclame fort longtemps. Lorsqu'on extrait au moyen du bioxyde de carbone, la limpidité des solutions s'obtient plus rapidement; dans le cas contraire, elle peut durer plusieurs semaines.

Il reste à voir si la centrifugation nous permettra d'éliminer ces difficultés; l'absence d'une centrifuge appropriée nous a empêché de mettre ce procédé à l'étude.

CRITIQUE DE LA MÉTHODE ET SOURCES D'ERREUR

Pour prévenir un malentendu possible, répétons encore une fois, que cette méthode n'a pas pour but d'établir une nouvelle méthode d'analyse des sols. Elle est le résultat des efforts entrepris pour atteindre l'un des premiers buts de la science du sol. Nous sommes d'avis que ce but ne doit pas être laissé de côté dans la marche vers le but final de la science du sol et, ceci établi, nous ne devons pas abandonner une méthode de recherches à cause des difficultés dues à la complexité même du problème. Au contraire, nous croyons qu'il est nécessaire que nous cherchions à obtenir tous les résultats qu'elle peut nous fournir en vue d'un progrès de nos connaissances, si petit soit-il. Jusqu'à la découverte d'une meilleure méthode, par rapport à laquelle la nôtre peut représenter une étape nécessaire, nous chercherons donc à améliorer celle-ci autant que possible.

Institutul Geologic al României

Les objections qu'on peut faire à la méthode sont nombreuses et de diverses espèces. Les unes sont fondées sur l'insuffisance des équations établies, qui dans leur forme actuelle sont peut-être beaucoup trop simples pour rendre quantitativement de manière exacte la marche réelle des phénomènes. Une imputation de cette espèce concerne les grandeurs x et d, que nous avons admises tacitement comme constantes, tandis qu'elles pourraient être variables d'une extraction à l'autre. Si x et d variaient effectivement dans une mesure appréciable d'une extraction à l'autre, alors nos équations ne pourraient plus être appliquées et il faudrait chercher à les modifier, ce que à coup sûr, compliquerait la question considérablement.

Théoriquement, nous pouvons nous attendre à une variation de x d'une extraction à l'autre, mais il semble que cette variation soit tellement petite dans des solutions normales, que x puisse être regardé comme pratiquement constant pendant ces 3—4 extractions, car autrement, nous n'aurions pu nous attendre à une concordance entre les chiffres obtenus expérimentalement et ceux qui furent calculés.

Les mêmes considérations nous conduisent à admettre que les variations de d, elles aussi, doivent être pratiquement si petites, que sa valeur demeure constante. Il est toutefois possible qu'une certaine compensation ait lieu par la variation en sens contraire des valeurs x et d pendant les extractions.

Ce sont seulement des expériences plus nombreuses sur des sols aussi divers que possible et dans les conditions plus variées qui fourniront des résultats sur la base desquels on pourra apporter à la méthode les modifications nécessaires.

Une autre imputation concerne le calcul de la valeur des données de l'expérience. Nous avons montré que:

$$d = \frac{a_1\ a_3 - a_2^2}{a_1 + a_3 - 2\,a_2}$$

Une petite variation de l'une des trois grandeurs déterminées expérimentalement peut provoquer des variations relativement grandes de la valeur de d. En d'autres mots, une petite erreur dans la détermination expérimentale peut causer des erreurs plus grandes dans l'évaluation de la valeur de d. Comme d intervient dans le calcul de x et de A, tous ces résultats peuvent être affectés de fautes relativement grandes. Nous avons tenté d'éliminer cette difficulté inhérente au problème en affinant autant que possible la technique de travail. Toutefois on peut trouver une autre voie pour déterminer d'autre manière la valeur de d. Si nous faisons des extractions avec le même sol, l'une avec une proportion déterminée $\frac{\text{sol}}{\text{eau}}$ (par ex. $\frac{50}{300}$) l'autre avec une autre proportion (par ex. $\frac{50}{600}$),

Institutul Geologic al României

nous avons alors pour ces premières extractions les deux relations suivantes:

1) pour l'extraction 50/300: $Ax + d = a_1$.
2) » » 50/600: $Ax + 2d = a'_1$ d'où: $d = a'_1 - a_1$.

De cette manière, nous avons le moyen de déterminer par une voie en quelque sorte directe la valeur de d et d'obtenir des valeurs plus probables. En tout cas, nous avons un moyen de contrôler les valeurs de d obtenues par 3 extractions.

Par de semblables expériences, faites parallèlement avec des échantillons différents d'un même sol, avec des proportions d'eau variées, on peut au moyen d'extractions répétées obtenir des résultats également intéressants pour l'éclaircissement des doutes que nous avons non-seulement sur la valeur de d mais aussi sur la variabilité de x.

Les recherches péliminaires que nous poursuivons dans cette direction sont à peine à leur début.

Une grave source d'erreurs peut être due au fait, que l'équilibre d'extraction d'une ou de toutes les opérations d'extraction d'une expérience n'est pas atteint complètement. Pour prévenir des erreurs de ce genre, il serait nécessaire que nous sachions quel est le minimum de temps et d'agitation nécessaire pour que toute la quantité pouvant être extraite passe du sol dans l'eau. C'est seulement une série de recherches systématiques, que nous désirons d'ailleurs exécuter, qui pourront nous donner une orientation dans cette question. Le peu d'expériences que nous avons pu faire jusqu'à présent nous a convaincus que notre temps d'agitation et notre délai d'extraction furent suffisants, pour une extraction complète. Récemment, nous avons fait usage dans nos expériences d'un agitateur dont l'emploi nous l'espérons, facilitera les opérations.

La question qui se pose encore est la suivante: Est-ce qu'un autre procès de solubilisation du sol ne marche pas de pair avec le procès d'extraction des substances solubles? Sans doute que ceci a lieu, mais dans une mesure si petite que nous croyons justifié d'admettre que le squelette du sol est pratiquement insoluble dans l'eau dans les conditions de travail indiquées. Les substances qui sont passées de cette manière dans l'eau forment une partie plus ou moins grande de d, mais toujours petite par rapport à d.

En relation avec ces considérations surgit une autre question. Imaginons un sol, dont par extractions répétées l'on aurait prélevé toutes les substances facilement et difficilement solubles (ce qui dans le cas d'un tchernoziome contenant 1% de $CaCO_3$ aurait lieu après 10 extractions) et que nous laisserions ensuite en repos dans des conditions voisines de celles qui prédominent dans la Nature. Dans un tel sol, après un temps quelconque, les substances facilement et difficilement solubles vont se

Institutul Geologic al României

reproduire dans une mesure qui dépendra d'ailleurs pour des conditions égales, de la nature du sol. Un sol de steppe sur du loess se comportera sûrement tout-à-fait autrement qu'un podzol de terasse.

L'étude de ce phénomène de reproduction des substances solubles (et difficilement solubles) constitue de même à notre avis un côté intéressant de l'étude du sol. Car à côté d'autres considérations qui parlent en ce sens, il y a encore celle-ci que des procès d'extraction ont lieu aussi dans la nature, soit par les moissons, soit par le procès de lévigation naturelle des sols des régions à climat humide.

Nous considérons la connaissance aussi exacte que possible des circonstances et de la mesure dans lesquelles s'effectue cette reproduction des substances solubles et difficilement solubles également comme l'un des buts partiaux du problème du sol.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ZĂCĂMINTELE DE MINEREURI FEROMANGANIFERE DIN REGIUNEA BROȘTENI, JUDEȚUL NEAMȚU

(CU O SCHIȚĂ GEOLOGICĂ)

DE

INGINER RADU PASCU

Pentru a ne puteà da mai bine seama asupra naturii zăcămintelor de feromangan din basenul Bistriței și în special asupra aceluia din V. Holdiții și Dealu Ferului dela Broșteni, Direcția Institutului Geologic a binevoit a mă delegà să vizitez zăcămintele de minereuri similare din Bucovina.

D-l Inginer R. v. MOGILNICKI, directorul minei Arșița din Iacobeni, un adânc cunoscător al zăcămintelor de mangan din Bucovina [1]), a avut bunătatea a-mi da toate explicările asupra naturii acestor zăcăminte și a-mi înlesnì vizitarea acestora pentru care-i aduc omagiile mele de recunoștință; deasemenea mulțumesc d-lui Inginer PRELICI pentru concursul ce mi-a dat în îndeplinirea acestei misiuni.

I

ȘISTURILE SILICIOASE MANGANIFERE ȘI RĂSPÂNDIREA LOR

Ivirile de mangan în Bucovina sunt strâns legate de șisturile silicioase negre ce apar ca intercalațiuni lenticulare în masivul șisturilor cristaline și mai cu seamă printre micașisturile care predomineză în acest masiv.

Șisturile silicioase colorate prin substanțe cărbunoase sau grafitice în negru, formează o massă neagră, dură, foarte fracturată, a cărei șistuozitate reiese mai mult prin nuanțele de coloratiune și prin păturile subțiri de cvarț alb lăptos infiltrat mai ales pe direcțiunea șisturilor.

Acolo unde aceste șisturi conțin minereuri de mangan și fer (limonit) ele au un aspect brun, coloare care este un indiciu caracteristic de existența manganului din care cauză acestor iviri li s'au dat numele de «*productive*»

[1]) R. v. MOGILNICKI, Manganerzlager stätten der südlichen Bucovina. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch 1917. H. I.

Institutul Geologic al României

(Erzführend) spre deosebire de acele șisturi negre «*neproductive*» ce sunt caracterizate prin o coloare neagră-vânătă adeseori lucioasă, în care nu se găsesc nici urme de mangan.

Lentilele și fășiile de șisturi silicioase care umplu sinclinalele din zona mijlocie a masivului cristalin, compus din micașisturi cu tranziții în cvarțit, cu intercalațiuni de calcare cristaline și fășii subțiri de șisturi cloritoase, sunt toate dirijate NW-SE, direcția generală a Cristalinului.

In o astfel de lentilă șisturile productive pot fi limitate numai în o parte a ei, astfel că nu întreaga lentilă conține minereuri utile. De regulă ele sunt concentrate la o margine a lentilei și aici ele se ivesc în formă de buzunare, cuiburi și filoane.

Ca minereu primar este considerat rhodonitul, mai rar dialogitul. Acesta prin discompunere trece în psilomelan, minereu principal în minele din Bucovina. Ca producte secundare sunt: pyrolusitul, manganitul și wadul. Ca minereuri accesorii sunt: cvarțul, caolinitul, glageritul și asbestul. Ferul în formă de limonit vine peste tot în asociație cu minereul de mangan, el poate câteodată chiar înlocuì pe acesta din urmă.

In ceeace privește geneza acestor zăcăminte ea este considerată ca sedimentară (syngenetică). Odată cu materialul care a dat naștere șisturilor silicioase s'a depus și rhodonitul.

In urma cutărilor intensive ce au suferit aceste depozite a urmat o sfărâmare a stratelor prin care s'au distrus regularitatea originală a lor, dând naștere la crăpături prin care apele atmosferice au putut circulà și a transformà, prin acțiunea lor chimică, minereul primar Rhodonitul în minereuri secundare în formă de bioxide de mangan. Totodată prin disolvări ulterioare și depunerea acestor substanțe în crăpături și în golurile prin care a circulat s'au produs o îmbogățire a minereurilor originale.

In ce privește conținutul în fier al minereurilor de mangan, el provine din conținutul în magnetit constatat în massa primară și numai în mică parte din hornblenda ce se ivește împreună cu rhodonitul.

Masivul cristalin dela Broșteni încalecă spre Sudest peste Flișul cretacic în dreptul pârâului Cotârgași. Acest masiv fiind o continuitate a cristalinului din Bucovina este constituit aproape din aceleași roci și anume: micașisturi cu tranziții în cvarțit, gneisuri, șisturi amfibolice, șisturi sericitoase, șisturi cloritoase și grafitice, calcaruri dolomitice și cristaline și șisturi silicioase. Din rocile eruptive sunt reprezentate granitul și numeroase filoane de roci melanocrate din grupa Diabazelor și a rocilor Trachitoide. Intreg complexul acestor roci este dirigeat NW-SE, foarte cutat, dând naștere la anticlinale și sinclinale, marcate prin munți înalți până la 1740^{m} (Pietrosu) și de Văi adânci peste 1000^{m}.

Ca și în Bucovina, minereurile de feromangan sunt strâns legate de intercalațiunile de șisturi silicioase printre șisturile micacee.

Institutul Geologic al României

In Cristalinul din basenul Bistriței putem distinge 3 zone în care șisturile silicioase sunt răspândite în forma de bancuri, fășii și lentile de diferite dimensiuni. Ele sunt formate ca și în Bucovina din aceeaș masă neagră silicioasă, dură, foarte fracturată, străbătută de vine și păturí subțiri de cvarț alb.

Aceste zone sunt:

Zona cea mai de W care trece prin M-tele Rusului la SE de comuna Șarul Dornei și se prelungește spre SSE unde apare în malul pârâului Neagra între satele Glodu și Drăgoiasa.

Zona mijlocie apare în dreptul gurii Bărnărelului în fața comunei Crucea, constituind pe o lungime aproape de 40 m. malul drept al Bistriței; deaici trece peste malul stâng al Bistriței ivindu-se în pârâul Leșului și Ursului, de unde în fășii ce se lărgesc tot mai mult, trece pe dreapta Bistriței între gura Bărnarului și punctul numit Capra, de unde se prelungește pe versantul de E al Muntelui Grințeșu. Dispărând sub învălișul de micașisturi, se mai ivește în pârâul Găboaia și Văcării în bancuri subțiri printre cari se întrepune o fășie de șisturi cloritoase cu intercalațiuni de calcar cristalin.

Cu cât ne apropiem de Valea pârâului Neagra șisturile silicioase precum și șisturile cloritoase iau o desvoltare din ce în ce mai mare care se menține până în Piciorul cu Smida unde șisturile cloritoase se efilează, iar șisturile silicioase trec peste piciorul de E al M-telui Slopățu și se ivesc în valea pârâului Budacu, aproape de punctul unde acesta se varsă în Borca.

A 3-a zonă, cea mai de E, este cea mai bine cercetată. Primele iviri de șisturi silicioase din această zonă le întâlnim în malurile pârâului Pusdra, aproape de obârșia ei. Ele dispar însă după o mică întindere sub învălișul micașisturilor și nu mai ies la suprafață decât în P. lui Balaban, un afluent al Holdiței. Aici ele se ivesc atât în malul drept cât și în cel stâng al pârâului ca o intercalațiune care în malul drept dispare sub învălișul de micașisturi și cvarțite, iar în malul stâng sub o fășie subțire de micașist de care se alătură strate de șisturi cloritoase cu intercalațiuni de calcare care iau o desvoltare mai mare în malul drept al Văii Holdiței.

O a 2-a lentilă în dimensiuni mari apare în malul stâng al V. Holdița în dreptul gurii P. lui Balaban. In grosime de mai multe zeci de metri taie pârâul Șindilei și pârâul Arșiței, trece pe lângă Vârful M-lui Afiniș și scoboară în P. Răchitășului în al cărui mal stâng să efilează sub cvarțite.

O a 3-a intercalațiune lenticulară foarte neregulată apare printre micașisturile din piciorul Răchitișului ce formează malul drept al P. Sărghii, de unde se întinde spre E îngroșindu-se din ce în ce mai mult în malul podișului din Lungeni, trece în piciorul ce se ridică între P. Sghiaburi și podișul D. Ferului, lăsându-se spre Sud și efilându-se în apropiere de malul Bistriței. O ramură din acest masiv se desprinde cam la 240 m. mai în sus pe picior, se lasă sub un unghiu ascuțit în podișul D. Ferului pe care-l

Institutul Geologic al României

traversează aproape în întregime ca în urmă să se ridice pe poalele D. Ferului descriind o curbă până în punctul numit «la Preluci» unde se leagă cu marginea de N a lentilei și se efilează în forma unui con sub micașisturi.

Tot acestei zone aparține și intercalațiunea de șisturi silicioase ce se ivește în malul drept al Bistriții în muchea din dreapta a Văii Văleasa. Aceasta se întinde îngroșindu-se din ce în ce mai mult în direcția SE până în D. Mădeiu pe care apare Flișul. Ca aparținând aceleași zone putem considerà și ivirile mai multor bancuri de șisturi silicioase în V. Steghioarei aproape de vărsătura ei în V. Borca.

II

IVIRILE DE MINEREURI FEROMANGANEZE

Ivirile de minereuri de feromangan fiind în strânsă legătură cu șisturile silicioase, ele au fost constatate în următoarele localități:

In zona marginală de W a șisturilor silicioase, d-l prof. S. ATANASIU [1]) semnalează un zăcământ de minereuri de mangan compus din Rhodonit și Dialogit împreună cu productele lor de discompunere. Aceste iviri după d-l prof. ATANASIU sunt formate din pături până la o grosime de peste 1 dcm. constituite, în interior din Rhodonit precum și din Dialogit și carbonat de fier, iar spre suprafață de o crustă neagră până la 3 cm. grosime de oxide și bioxide de mangan.

TH. NICOLAU [2]) a studiat acest minereu din punct de vedere chimic și mineralogic, ajungând la rezultatul că materia roză în afară de Rhodonit este alcătuită în cea mai mare parte din carbonat de mangan și de calciu și că denumirea ce s'ar puteà da acestui amestec de carbonați ar fi Calciorhodochrosit sau Calciodialogita.

Tot asupra acestor iviri a făcut analize și d-l prof. V. BUTUREANU (Masivul cristalin dela Broșteni, Academia Română, 1916).

Intinderea și forma acestui zăcământ este necunoscută până acum, nefăcându-se lucrări de explorare.

In zona mijlocie a șisturilor silicioase, care după cum am arătat este cea mai puternică, pe întreaga ei întindere atât cât am urmărit-o nu am putut constatà prezența de minereuri de feromangan.

D-l prof. BUȚUREANU semnalează la gura Bărnărelului existența de minereuri de mangan. In adevăr, în acest punct șisturile silicioase au o

---

[1]) Dr. S. ATANASIU, Geologische Beobachtungen in den Nordmoldauischen Ostkarpathen. Verhandlungen der K. K. Reichsanstalt. 1899 No. 5.

[2]) Dr. TH. NICOLAU, Asupra minereurilor de mangan dela Șarul Dornei. Anuarul Inst. Geologic, Vol III, fascicula 1.

Institutul Geologic al României

coloare brună-gălbue caracteristică pentru existența de minereuri de mangan și este probabil ca prin lucrări de explorare să se poată da de ele, eu însă nu am găsit nici un minereu de mangan, precum nu am găsit nici în Valea Borca unde sunt semnalate tot de d-l prof BUȚUREANU.

Zona marginală de E a fost mai mult studiată din punct de vedere al zăcămintelor de feromangan. In această zonă au fost cunoscute ivirile de minereuri din P. lui Balaban și D. Ferului. Mai adaug la aceste și ivirea din P. Sărghii descoperită în urmă.

In primăvara anului 1916 fiind însărcinat de Inst. Geol. al României a extrage un tonaj mai mare de minereuri de mangan, pentru trebuințele Direcțiunii Munițiilor din Ministerul de Răsboiu, am întreprins mai multe lucrări de explorare și exploatare asupra zăcământului din D. Ferului, lângă Broșteni, și cu această ocaziune am început a studià mai deaproape zona de șisturi silicioase din această regiune așà de importantă prin ivirile de minereuri de mangan și fer ce conține. Aceste studii le-am continuat în vara anului 1919 și 1921, ajungând la rezultatele consemnate în această lucrare.

Regiunea Broșteni constitue zona extremă marginală a Cristalinului care încalecă Flișul pe o linie care urmează pârâul Ciocârlanului ce izvorește din M-tele Greben, se ridică peste M-tele Măzănaiu de unde se lasă spre W în jos pe Pâr. Hăștei, traversează puțin V. Holdița și deaici se ridică pe Pâr. Podului până în vârful Pripiciului, de unde aproape pe o linie dreaptă se continuă spre Sud, trecând Bistrița în dreptul Pâr. Ferului, până în D. Madeiu de unde făcând un unghiu spre Vest în vârful Găinei, trece peste V. Borca.

Cristalinul este constituit din o serie de șisturi cristaline, printre care preponderează micașistul de regulă de coloare vânătă închisă. satinat și conținând numeroase vine și cuiburi de cvarț. Prin o mărire a conținutului în cvarț, micașisturile trec în șisturi cvarțoase și din aceste în cvarțite, astfel că peste tot se poate observà tranziții dela micașist în cvarțit.

Impregnațiunile cu pirite în descompunere dă micașistului o coloare gălbue-pământoasă și din cauza alterațiunii ele sunt foarte sfărămate. In o măsură mai mică ia parte la constituția Cristalinului, șisturile cloritoase și șisturile grafitoase. Cele dintâi le întâlnim în regiunea aceasta în Vârful lui Niță, un vârf ce se ridică în dreapta Văii Holdiței în fața P. Șindilei.

In o fășie subțire ce se desprinde din acest Vârf, cu intercalațiuni subțiri de calcar, șisturile cloritoase iau o desvoltare din ce în ce mai mare pe direcția SE încât pe malul drept al Văii Holdița ele constitue o intercalațiune de mai multe zeci de metri grosime.

Institutul Geologic al României

Şisturile grafitoase le întâlnim în pârâul Molişcu şi la gura P. lui Balaban. Sunt şisturi cu structură fină, de coloare neagră, pe feţele de şistuositate cu luciu grafitos. Ele formează intercalaţiuni subţiri printre micaşisturi. Toate aceste roci sunt foarte cutate şi sfărâmate. Ele păstrează însă direcţia generală NW.SE.

Dintre rocile eruptive iau parte la constituţia acestei regiuni: un gnais-granit de coloare verzue în care se poate distinge feldspath alb, cvarţ şi mica. El apare în malul stâng al P. Malului de lângă Broşteni, de unde se ridică pe piciorul între P. Malului şi P. Casei devenind tot mai şistos şi trecând astfel în gnais. Această rocă se poate urmări în malul Bistriţii până la Spital unde dispare sub micaşisturi.

Numeroase filoane de o rocă melanocrată din grupa rocilor trachitoide determinate de d-l prof. Ruţureanu ca Camptonite şi Monchiquite, străbat în toate direcţiunile şisturile cristaline din această regiune. Astfel în D. Broşteni pe piciorul ce se îndreaptă spre Bistriţa apare un filon de 6 m. grosime, pe dâmbul deasupra P. Malului apar 2 filoane, asemenea deasupra P. Casei un număr de 6 filoane subţiri. In păretele de cvarţite de lângă drumul ce duce la Spital apare un filon până la 0,50 m. grosime. Toate aceste filoane se pot urmări numai pe o mică distanţă pe teren, ele dispărând sub şisturile cristaline.

Intre şisturile cristaline din această regiune, şisturile silicioase formează o rocă distinctă, care prin coloarea lor neagră se remarcă cu uşurinţă. Aceste şisturi după cum am arătat la descrierea zonelor de şisturi silicioase, formează intercalaţiuni lenticulare, printre micaşisturi. Am putut determină trei asemenea lentile şi anume, lentila din P. lui Balaban, lentila ce se iveşte în malul stâng al V. Holdiţei şi se întinde peste M-tele Afiniş până în malul stâng al P. Răchitişului, şi lentila din piciorul P. Sărghiei ce trece peste podişul D. Ferului. In toate aceste trei lentile sunt cunoscute iviri de feromangan. In cele ce urmează voiu încercà a descrie modul cum se prezintă aceste iviri de minereuri şi întinderea lor atât cât se poate deduce după actuala situaţie a lucrărilor.

A. ZĂCĂMINTUL DIN PÂRÂUL LUI BALABAN

Pârâul lui Balaban îşi are obârşia în M-tele Pleşu-Broşteni, din care se desprinde un picior ce se întinde până în V. Holdiţii. Acest picior este constituit aproape în întregime din cvarţite de coloare deschisă cu direcţiunea N 15° W şi o înclinare până la 30° spre SW. Ele sunt străbătute în dreptul P. Arşiţa de un filon de Kersantit a cărui grosime este între 5—10 m. Cu cât ne apropiem de gura P. lui Balaban observăm o transiţie în şisturi cuarţoase şi din aceste în micaşisturi, între care se interpune la gura pârâului în malul drept o fâşie de şisturi cloritoase şi grafitice foarte

Institutul Geologic al României

sfărâmate și aproape orizontale. La o distanță aproximativă de 80 m. în sus pe P. Balaban printre micașisturi se ivește o intercalațiune de șisturi silicioase a cărei grosime în malul drept al pârâului nu trece de 20 m. Ele se prezintă în strate cu direcțiunea N 15° E înclinate spre W, iar spre marginea de W trec în strate subțiri aproape în picioare (80°—85°). Intre aceste din urmă pe o grosime de 4 m. se observă o alternanță de șisturi silicioase cu pături până la 0,30 m grosime compuse în cea mai mare parte din dialogit, mai rar din rhodonit, transformat la suprafață în o poșghiță subțire (3—5 mm) de bioxid de mangan. Atât în dialogit cât și în rhodonit se observă mici inclusiuni de pirită. Această ivire, urmărită spre deal, se întinde 25—30 m și dispare sub micașisturi. Pe malul stâng al pârâului apar deasemenea strate de șisturi silicioase de coloare brună brecifiate si foarte sfărâmate în cari deasemenea se poate constată prezența de minereuri de mangan. Aceste iviri după o mică întindere se înfundă sub micașisturile și șisturile cloritoase cu intercalațiuni de calcar ce constitue mucheà între pârâul lui Balaban și V. Holdiței.

Neputându-se constată nici o legătură directă între această ivire de minereuri cu aceà din V. Holdiței putem afirmà ca certitudine că minereurile din pârâul lui Balaban aparțin unei intercalațiuni aproape triunghiulare a cărui bază curbată traversează P. lui Balaban și al cărui vârf este situat în susul pârâului.

Numai lucrări de explorare ar puteà arătà dacă această lentilă se întinde mai departe sub micașisturi, ceeace cred ca probabil, deoarece atât în o parte cât și în cealaltă a P. lui Balaban se mai ivesc bancuri subțiri silicioase

B. ZĂCĂMINTUL DIN VALEA HOLDIȚEI

Pe Valea Holdiței, între P. Șindilei și P. Podului, malul stâng al văii pe o înălțime cam de 6 m și pe o lungime în susul vàei cam de 80 m. este format de un grohotiș compus din fragmente brecifiate de șisturi silicioase. La gura P. Șindilei acest grohotiș se prezintă ca un nisip granulos de coloare brună manganifer și cu cât ne depărtăm în susul văei Holdița trece într'o breccie ale cărei fragmente colțuroase sunt legate prin un ciment negru de mangan. Dedesubtul ei printre această breccie apar strate de șisturi limonitizate foarte dislocate și sfărâmate. In întreagă această massă brecifiată nu se găsesc minereuri compacte de mangan. Cu toate acestea pe malul V. Holdiței, în dreptul gurei P. Șindilei, am găsit adunate într'o grămadă, minereuri bogate în bioxid de mangan și limonit, a căror proveniență numai după multe căutări am putut-o găsì în poenița ce se întinde la marginea de S. a grohotișului nisipos, în care roca este acoperită de un strat relativ subțire de pământ vegetal. In această poeniță și sub pământul

Institutul Geologic al României

vegetal am putut găsi mai multe bucăți de minereuri compacte, identice cu cele adunate pe malul văei.

Aceste iviri aparțin intercalațiunii de șisturi silicioase, cari începând din V. Holditei se întinde în direcția SE peste P. Șindilei și M-tele Afiniș, până în malul stâng al P. Răchitișului. Ea este cea mai puternică din zona marginală de Est a șisturilor silicioase și se poate urmări pe toată întinderea ei aproape fără întrerupere. Pe toată lungimea acestei intercalațiuni în afară de ivirile de minereuri din Valea Holditei, nu s'au mai putut constată nici o altă ivire de minereuri. Ea este compusă din șisturi silicioase neproductive prin cari se mai întrepun fășii de micașist.

Din cele expuse rezultă că zăcământul de feromangan este restrâns numai la capătul NW al intercalațiunii de șisturi silicioase ce apar în V. Holditei. El are o formă triunghiulară al cărui vârf ar fi în marginea de N, iar baza în marginea de S a intercalațiunii silicioasă dealungul V. Holditei. In ce mod sunt repartizate minereurile în acest zăcământ nu se poate preciza, întreaga suprafață fiind acoperită cu pădure. După bucățile de minereu găsite se poate însă deduce că transformările secundare sunt cu mult mai intensive decât în P. lui Balaban, iar după cum ele sunt răspândite s'ar puteà afirmà că ele formează cuiburi și lentile în zona mineralizată așà cum ele se găsesc peste tot în această formațiune.

Minereurile se prezintă în calitate superioară și sunt identice cu acelea din D. Ferului. Acest zăcământ merită a fi cercetat mai de aproape prin lucrări la suprafață și adâncime.

C. ZĂCĂMINTUL DIN DEALUL FERULUI

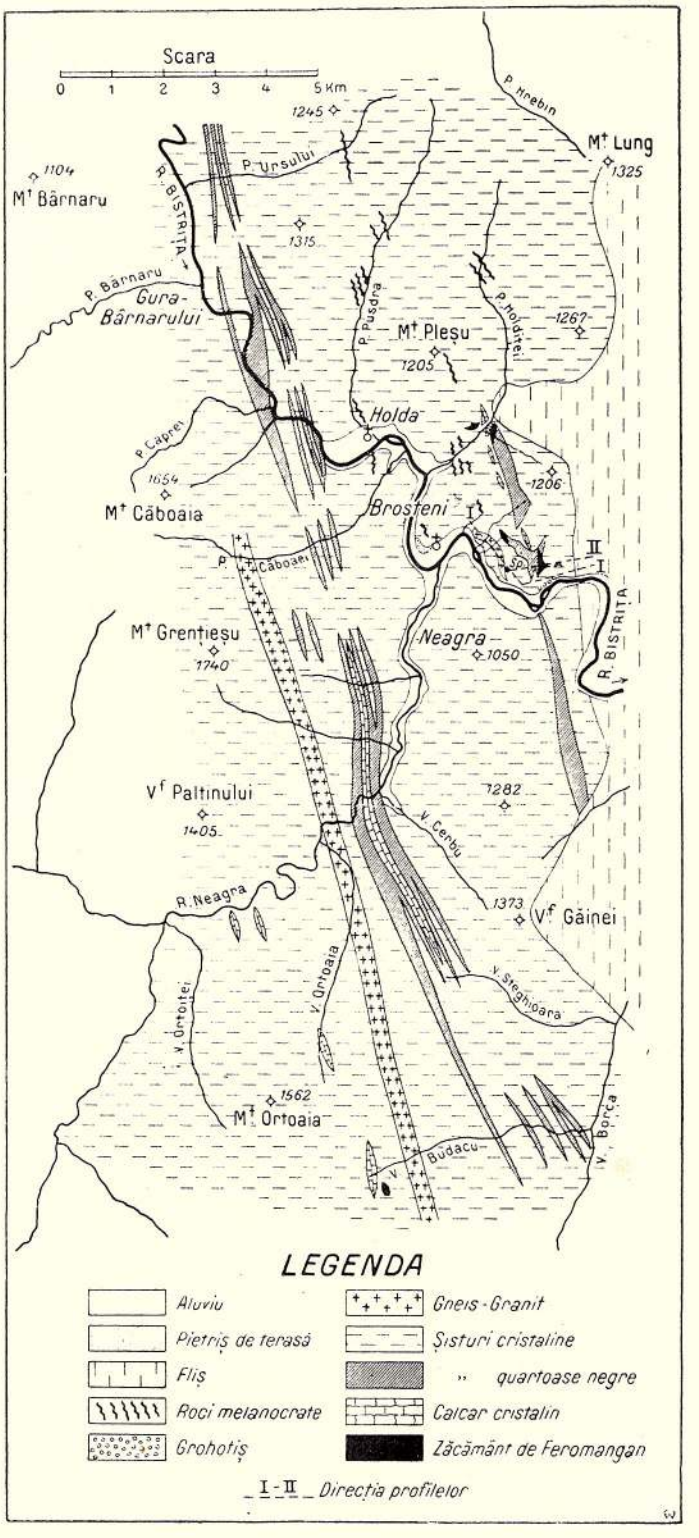
In lentila ce se ridică din piciorul Răchitișului și se întinde spre SE peste podișul D. Ferului, încă de mult au fost cercetate ivirile de minereuri de feromangan ce apar printre șisturile silicioase din D. Ferului. Gropi împrăștiate pe suprafața podișului, o haldă cu fragmente de șisturi printre cari numeroase bucăți de minereuri curate, o săpătură în formă de puț la margniea de E a lentilei, denotă lucrări vechi ce au fost întreprinse asupra acestui zăcământ. Minereurile găsite în aceste gropi și pe haldă, precum și acelea din P. lui Balaban au dat naștere la numeroase studii și analize chimice. Cele dintâi studii au fost făcute de P. Poni publicate în 1882 sub titlu «*Cercetări asupra minereurilor din massivul cristalin dela Broșteni*», apoi a urmat publicațiunea sub titlu «*Fapte pentru a servì la descrierea mineralogică a României*», Analele Academiei Române, tom. XXII, 1900.

In 1895 d-l Inginer E. Benqué publică «*Studii asupra mineralelor de manganez dela Broșteni*», Analele Academiei Române, Seria II, Tomul XVI.

In anul 1908 d-l prof. V. C. Butureanu publică în Analele Științifice din Iași «*Studii și compoziția chimică a minereurilor de fer și mangan*

Institutul Geologic al României

R. Pascu, Schiță geologică a regiunii Broșteni județul Neamțu.



Institutul Geologic al României

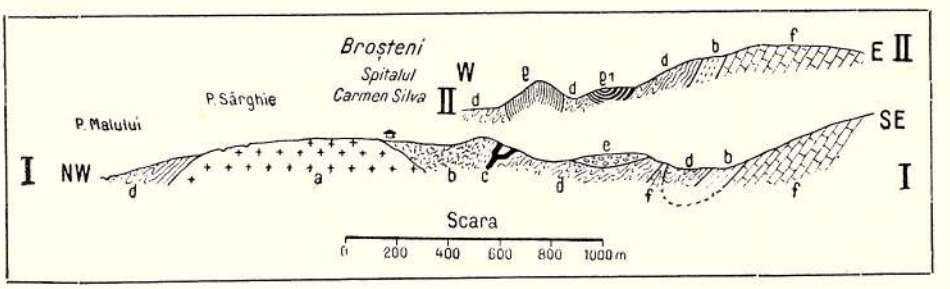


Fig. 1. Secțiune în Dealu Ferului la Broșteni, după direcțiunile I și II însemnate pe schița geologică.

a. Gneis-granit
b. Cvarțit
c. Roci melanocrate
d. Micoșist
e. Grohotiș
f. Fliș cretacic
g. Șisturi cuarțoase negre
g^1. Șisturi cuarțitice cu mincreuri.

Institutul Geologic al României

din masivul cristalin Broșteni», iar în anul 1916 publică în Analele Academiei Române «*Masivul cristalin dela Broșteni, studiu morfologic, petrografic și mineralogic*».

Toate aceste studii se restrâng mai mult la analiza și determinarea minereurilor. P. PONI a fost cel dintâiu care prin numeroasele analize făcute asupra minereurilor culese din P. Balaban și D. Ferului, ajunge la concluziunea că minereul de fer și mangan din D. Ferului diferă prin compoziția sa chimică de toți ceilalți oxizi de mangan cunoscuți, din care cauză îi dă numele de B r o ș t e n i t ă, un manganit de fier și mangan provenit prin discompunere din carbonat de mangan.

D-l prof. BUȚUREANU ajunge la acelaș rezultat și mai introduce numele de P o n i t pentru minereul de carbonat de manganez și de fier de pe Pârâul lui Balaban.

D-l Inginer BENQUÉ folosindu-se de lucrările lui PONI, arată analogia acestor minereuri cu acelea din Iacobeni și mai publică o analiză nouă asupra unor probe culese de d-sa și făcută la uzina din Montluçon. In partea finală se ocupă de industrializarea și de modul de transport al acestor minereuri.

D e a l u l F e r u l u i, numit probabil astfel din cauza grohotișului și minereurilor de coloare neagră a ferului ce sunt răspândite pe acest deal, reprezintă extremitatea de Sud a unui picior ce se desprinde din M-tele Afiniș și se întinde până în Bistrița. Mărginit între P. Șghiaburi și P. Ferului, el se prezintă în partea de jos ca un podiș gol cu mici undulațiuni pe cari sunt răspîndite numeroase blocuri mari rostogolite din șisturile silicioase negre de deasupra. Cu cât ne ridicăm mai sus apare o vegetație deasă, iar dealul se ridică lin spre creștetul lui.

Un profil dus dela spitalul Carmen-Sylva și până în P. Ferului dealungul șoselei ne dă următoarea succesiune de strate.

Spitalul clădit pe malul ridicat din partea stângă a Bistriței se reazimă pe micașisturi, cari învălesc gnaisurile ce se ivesc la baza malului în bancuri puternice. Aceste gnaisuri dispar spre P. Șghiabului sub micașisturi de coloare vânătă închisă, străbătute de numeroase vine și cuiburi de cvarț, cari trec în dreptul drumului ce duce din șoseà la spital, în cvarțite de coloare ruginie prin diaclaze cu eflorescențe de limonit. Acestea sunt foarte sfărâmate și cutate și pe cât se poate observà au o direcțiune EW și înclinate 40° S. Printre aceste cvarțite se ivește un filon de rocă eruptivă (Monchiquit) care le străbate în direcția NW.

Șisturile cvarțoase trec în o serie de micașisturi alterate și sfărâmate, cari în dreptul unei viroage ce se scurge din D. Ferului, sunt acoperite pe o grosime de cc. 5 m. de grohotiș din șisturile silicioase negre cimentate prin minereuri de mangan aduse insoluțiune din susul dealului.

Aceste brecii formează malul ridicat al șoselei pe o lungime de 120 m. Sub ele se ivesc micașisturi desagregate și sfărâmate printre cari apare

Institutul Geologic al României

un banc de calcar șistos dirijat N 25 W și cu o înclinare de 55° spre SW. Acest calcar aparține flișului din apropiere care este încălecat de cristalin. Cum la 700 m deaici micașisturile sunt acoperite din nou pe o lățime cam de 20 m de sfărămături de șisturi silicioase, iar după ele pe o lățime de aproape 80 m apar din nou strate puternice de micașist. Sub aceste apare o serie de strate de cvarțite de coloare deschisă cu direcția N 60° W și înclinate 65° SW. Ele au o grosime de apropae 90 m. și încalecă direct Flișul ce apare în P. Ferului în bancuri până la 2 m grosime de gresii alternând cu calcare, a căror direcțiune este N 15° W și înclinarea între 30°—32° SW.

Ridicându-ne pe podiș profilul se schimbă numai prin ivirea extremității de SE a lentilei de șisturi silicioase negre ce scoboară din M-tele Afiniș și se efilează în piciorul P. Șghiabului. La o distanță cam de 200 m. dela șoseà și în marginea de W a podișului D. Ferului întro viroagă mică dirigeată NS și care se întinde printre brecci până în șoseà, apar printre micașisturi strate de șisturi silicioase cari sunt desvălite în o groapă semicirculară.

In această groapă pe o lățime de 4 m se observă o serie de strate din șisturi negre puțin înclinate, în grosimi ce variază între 0,10—0,3 m. Unele din aceste strate sunt formate apropate numai din bioxid de mangan iar miezul lor din d i a l o g i t și mai rar r h o d o n i t. Inclusiuni mici de p y r i t ă nu sunt rari și pe lângă acestea am mai găsit și o mică inclusiune de g a l e n ă și b l e n d ă. Direcțiunea lor este N 60° E cu o înclinare de 45° spre NW. Atât patul cât și coperișul este format din micașist înegrit din depuneri de mangan. In prelungirea spre NE acest afloriment se prezintă ca un perete pe o lungime de 35 m în care stratele de șisturi silicioase sunt mai mult sau mai puțin deranjate și lipsite de minereuri de mangan. O altă ivire de șisturi este situată deasupra acestora, deasemenea neproducdivă. O serie de gropi jalonate pe direcțiune NE ne indică lucrări vechi de explorare.

La o distanță cam de 130 m de aceste iviri în susul dealului se puteà observà o haldă în care erau răspândite numeroase bucăți mai mari și mai mici de minereuri de bioxid de mangan și limonit. Ele proveniau dela o lucrare veche ce erà indicată prin o mică săpătură. La o mică distanță de aceasta spre E, o escavațiune în formă de galerie a fost deschisă pentru a cercetà zăcămîntul din care s'au scos și minereurile ce au fost expuse la expoziția din 1906.

Aceste erau ivirile de minereuri de feromangan din D. Ferului cunoscute până în anul 1916, dela cari au pornit toate descrierile și toate evaluările acestui zăcământ.

In primăvara anului 1916 am executat mai multe lucrări de desvălire și exploatare, al căror rezultat cred că poate contribuì la cunoașterea mai deaproape a acestui zăcământ.

Institutul Geologic al României

Primele lucrări au fost îndreptate asupra explorărilor vechi. Prin curățirea acestora de deșeurile și grohotișul de care erau cu totul acoperite, s'a desvălit un perete aproape de 10 m înălțime pe o lungime de 30 m format de strate aproape orizontale de șisturi brune silicioase cu numeroase vine și cuiburi de cvarț și cu eflorescențe de limonit. In extremitatea SW a acestuia am desvelit într'o tranșee în care au fost urmărite ivirile de minereu cari se prezintau în cuiburi și în formă filoniană. Prin o mică galerie deschisă în peretele din fund al acestei tranșee s'a urmărit pe o adâncime de 2 m aceste iviri. Calitatea minereurilor, după aspect, se pare a fi bogate. Ele sunt în formă de bioxid de mangan, cu structură cavernoasă, în goluri cu depuneri de limonit și adeseori străbătute de vine subțiri de cvarț. In bucățile mai mari se observă că miezul este format din r h o d o n i t sau d i a l o g i t. Aceste iviri de minereuri se prezintă însă în cantități mici. Găsind deasupra lor mai multe exemplare de minereuri mai bogate, am continuat cu desvelirea stratelor de deasupra lucrărilor vechi, constatând o stratificare mai regulată aproape orizontală. Strate de șisturi brune în grosime de 0,10—0,5 m despărțite între ele cu strate subțiri de limonit și străbătute de filoane și vine de cvarț, se succed pe o grosime cam de 10 m. In ele se observă pungi răslețe de minereuri și cu cât ne ridicăm mai sus spre coperiș, cu atât abondența și calitatea minereurilor crește, formând cuiburi și îngrămădiri locale de minereuri curate. Prin lucrările de exploatare a acestor minereuri, am întâlnit îngrămădiri din cari am putut extrage peste 20 tone minereu curat. In alte puncte am găsit blocuri de minereuri până la 0,5 m. răspândite printre șisturile brune foarte desagregate. Dislocațiuni mici produc deplasări neînsemnate fiind de reumplute cu cvarț sau minereuri secundare de mangan.

Intinderea în suprafață a acestei zone productive nu trece de 100 m. ea este întreruptă în mai multe puncte prin fășii mai mult sau mai puțin groase de micașisturi foarte desagregate. In marginea de E micașisturile sunt străbătute de un filon de o rocă eruptivă care deasemenea fiind foarte desagregată nu se poate determină deaproape, de sigur însă că face parte din rocele trachitoide.

Cu cât ne apropiem de coperiș, minereurile se împuținează și șisturile productive trec în șisturi neproductive, astfel că la suprafață se observă numai șisturi silicioase neproductvie. De sigur că zona productivă se înfundă sub aceste șisturi și se continuă sub ele, deoarece pe poalele de Est a muchei numită «L a P r e l u c i», în continuitatea zăcământului, am găsit mai multe blocuri de limonit manganifer și în apropierea lor în o mică poeniță am găsit mai multe bucăți de minereu de mangan curat, identice cu cel exploatat. Cum distanța între aceste puncte nu e mai mare de cc. 200 m, mă face a crede că aceste iviri aparțin aceluiaș zăcământ, cu toate că ele ar puteà tot așà de bine să aparție unui nou zăcământ ce s'ar desprinde din

Institutul Geologic al României

vârful «La Preluci» format numai din șisturi silicioase printre cari se observă mai rar și părți limontizate.

Din cele mai sus expuse se pot trage următoarele concluziuni: In extremitatea marginei de E a lentilei de șisturi silicioase ce traversează podișul D. Ferului, există o zonă de șisturi silicioase brune productive în care minereurile de mangan asociate cu minereuri de fier, sunt răspândite în această zonă în cuiburi, îngrămădiri locale și filoane, constituind un zăcământ de feromangan, care atât cât se poate constată după aflorimente și lucrările de explorare întreprinse până acuma, ar aveà următoarea întindere. Incepând din groapa semicirculară unde se ivesc primele minereuri în marginea de SW a zonei șisturilor brune, el se întinde după o linie puțin curbată care trece pe lângă peretele ce a făcut obiectul explorărilor vechi până în regiunea de E a lentilei, care cade în drumul ce duce «La Surduc». Deaici urmărind conturul șisturilor silicioase ce se îndreaptă spre N, el se întinde până în poalele de E a muchei piciorului «La Preluci» de unde se înfundă sub șisturile neproductive ce constitue brațul lentilei ce se îndreaptă spre vârful Preluci. Forma sub care se prezintă la suprafață se apropie de forma unui triunghiu a cărui bază cevà concavă, ce nu trece de 100 m. ar formà peretele care a făcut obiectul explorărilor vechi, iar vârful este format de aflorimentele din piciorul «La Preluci». Inălțimea acestui triunghiu ar fi cam 400 m, de unde reiese o suprafață de 20.000 m. p. pe care ar fi răspândite șisturile productive brune cu conținut de minereuri de feromangan. Cât se întinde acest zăcământ în adâncime aceasta nu se poate cunoaște decât numai prin lucrări de explorare în profunzime; probabil însă că la oarecare adâncime se va pierde, având în vedere că șisturile silicioase formează cuvete în micașisturi. Se poate constată însă prin lucrările actuale că diferența de nivel între punctul cel mai de jos și cel mai de sus este de aproape 100 m.

A face o evaluarea acestui zăcământ în stadiul actual de lucrări și având în vedere și modul foarte neregulat în care sunt răspândite minereurile utile în zona șisturilor productive, cred că ar fi foarte riscat și nu ar puteà aveà nici o valoare reală. Se poate însă afirmà că luând în considerare întinderea acestui zăcământ și analogia lui cu zăcămintele similare din Bucovina, el se clasează între zăcămintele ce pot face obiectul unei concesiuni miniere.

D. ZĂCĂMINTUL DIN PICIORUL RĂCHITIȘULUI

O altă ivire de minereuri de feromangan care până în prezent nu a fost semnalată este aceea ce apare în piciorul dintre P. Sărghii și P. Casei trecut pe hartă sub numirea Piciorul Răchitișului. Acest picior este format

Institutul Geologic al României

în partea lui inferioară de gnaisuri, deasupra cărora urmează o serie de micașisturi cu transiții în cvarțite de coloare deschisă La marginea micașisturilor se desprinde de culmea piciorului o intercalațiune de șisturi silicioase brune foarte sfărâmate prin crăpături cu depuneri de produse de mangan de fier având aspectul unei brecii. Această intercalațiune al cărui pat și coperiș este format de strate subțiri de micașist înegrite de o pulbere fină de mangan, se lasă în forma unui con în P. Sărghii, din care trece pe malul stâng al pârâului ca șist silicioas neproductiv și se continuă fără ntrerupere până în D. Ferului.

Atât malul drept cât și cel stâng al albiei pârâului Sărghii este format de un grohotiș, mai mult sau mai puțin rotunzit, compus din cvarț, fragmente de micașist și șisturi silicioase așezate în strate subțiri despărțite între ele prin fășii subțiri de limonit amestecat cu produse secundare de mangan formate în partea cea mai mare din W a d, care învelește și singuraticele fragmente și umple și golurile din strate cu grohotiș. Acest depozit aluvioanar are o grosime de peste 1 m. și se întinde dealungul pârâului pe ambele maluri cc. 100 m. Cum însă valea este îngustă iar în malul ridicat apar rocile constitutive, suprafața ce ocupă acest depozit este neînsemnată și el servește mai mult a documentà existența unui zăcământ de feromangan care trebuie să fie în șisturile silicioase productive ce se înfundă în mucheà Piciorului Răchitișului.

III

CONCLUZIUNI GENERALE ASUPRA ZĂCĂMINTELOR DE FEROMANGAN DIN REGIUNEA BROȘTENI

Răspândirea. Rezumând cele expuse asupra zăcămintelor de feromangan din regiunea Broșteni, constatăm că în această regiune minereurile de mangan ca și în Bucovina sunt strâns legate de șisturile silicioase și anume de acelea de coloare brună, mai mult sau mai puțin limonitizate.

In regiunea Broșteni sunt cunoscute până acuma 4 zăcăminte de minereuri și anume: zăcământul din P. lui Balaban, V. Holdiței, D. Ferului și picioarul Răchitișului. Acestea aparțin la 3 grupuri de intercalațiuni de șisturi silicioase cari deși separate între ele, păstrează însă direcțiunea generală a șisturilor cristaline. Ivirile de minereuri sunt localizate pe o suprafață relativă mică față de întinderea și grosimea șisturilor silicioase brune. Este aproape caracteristic că ele se ivesc în această regiune ca și zăcămintele din Bucovina numai în marginile extreme ale acestor formațiuni și că forma lor este triunghiulară.

Repartizarea minereürilor în șisturile productive ca și în Bucovina este foarte neregulată, ele formează îngrămădiri locale, cuiburi și filoane. Mi-

Institutul Geologic al României

nereurile de bioxid de mangan sunt ca și în Bucovina considerate ca un produs secundar din discompunerea silicatelor și carbonatelor de mangan. Ele sunt totdeauna în asociație cu limonitul și sunt străbătute de vine și vinișoare de cvarț. Minereurile de bioxid de mangan în Bucovina sunt determinate a fi Psilomelan, în regiunea noastră ele sunt numite Broștenit sau Ponit, cu toate că după aspect nu se pot deosebì unele de altele și cu toate că originea lor este aceeaș.

In afară de aceste minereuri principale cari au fost mai deaproape studiate, cu siguranță mai există și alte minereuri secundare din grupa bioxidelor de mangan cari așteaptă să fie determinate. Ca minereuri accesorii trebuie amintite sulfurele în formă de Pirită și mai rar galenă și blendă. Ele se întâlnesc ca impregnațiuni în stratele cu rhodonit și dialogit.

Geneza. Toate zăcămintele de mangan din regiunea noastră, ce sunt strâns legate de șisturile silicioase brune, trebue să aibă aceeaș geneză ca și zăcămintele din Bucovina cari au fost mai deaproape studiate. Acestora li se atribue o origina sedimentara, adică odată cu depunerea materialului care a dat naștere șisturilor silicioase s'a depus și material mineral de manganez care se presupune a fi fost în formă de silicați și carbonați.

Transformarea lor în bioxide de mangan se datorește acțiunilor ulterioare a agenților atmosferici, proces ce se petrece și în prezent asupra rhodonitului și dialogitului rămas încă netransformat.

In anii din urmă însă după un studiu amănunțit făcut asupra zăcămintelor de manganez din Bosnia [1]), s'a ajuns la idea că aceste zăcăminte provin din depunerile de Prisomelan printre șisturile cu radiolari, prin urmare ca minereu primar a fost un bioxid de mangan. Găsindu-se oarecare analogie între zăcămintele din Bosnia cu acele din Bucovina [2]) s'a emis părerea că și acestea din urmă ar puteà aveà aceeaș origine, deoarece și în Bosnia ca și în Bucovina se găsește rhodonit, deși cevà mai rar, care în Bosnia este considerat ca un minereu secundar provocat prin soluții silicioase.

Dacă șisturile noastre silicioase cu depozitele de minereuri de mangan sunt și șisturi cu radiolari, aceasta rămâne a se dovedì, deoarece până în prezent nu s'au găsit radiolari în ele. In ce privește însă faptul că minereul primar a fost un bioxid de mangan sau un silicat, înclinăm a crede că a fost un bioxid de mangan, ca un minereu care este mai răspândit în natură și ușor solubil. Odată cu depunerea materiei silicioase s'a depus și bioxidul de mangan în formă de gel în punctele în care el a ajuns la o concentrație mai mare. Acest depozit fiind în urmă supus prin mișcările tectonice la cutări intensive, apele încărcate cu silice au putut ușor să circule prin crăpăturile pro-

---

[1]) Dr. T. KATZER. Die geologischen Verhältnisse des Mangangebietes von Ceoljanovici in Bosnien. B. u. H. Iahrbuch der Montan-Hochschulen. LIV Band. 1906, 3 Heft.

[2]) v. MOGILNICKI, Manganerzlagerstätten der südlichen Bucovina.

Institutul Geologic al României

duse prin cutare și să depue silicele în formă de cvarț, care străbate șisturile silicioase în toate direcțiunile. Dacă aceste ape pe lângă silicele mai conțineau și un alcalin sau erau carbonatate ele au putut reacționà asupra bioxidelor de mangan și a le transformà în silicați și carbonați de mangan. Ar urmà din cele expuse că rhodonitul și dialogitul ce îl întâlnim actualmente în aceste zăcăminte ar fi de natură secundară și că aceste minereuri supuse din nou la acțiunile agenților atmosferici revin din nou în bioxide de mangan, minereu primar dela care a luat naștere.

Martie 1924.

Institutul Geologic al României

LITERATURĂ

K. M. PAUL. Grundzüge der Geologie der Bucovina. Iahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstal. Band XXVI Heft III. 1876.

BRUNO WALTER. Erzlagerstätten der südlichen Bucovina. Iahrb. der k. k. Reichsanstalt Bdt. XXVI Heft IV. 1876.

P. PONI. Cercetări asupra mineralelor din massivul cristalin dela Broşteni. Analele Academiei Române, 1882.

E. BENQUÉ. Studii asupra mineralelor de manganez dela Broşteni. Analele Academiei Române, tom. XVI, Seria II. 1895.

SAVA ATANASIU. Geologische Beobachtungen in den Nordmoldauischen Ostkarpathen. Verhandlung. der k. k. Geol. Reichanst. No. 5, 1899.

P. PONI. Fapte pentru a servì la descrierea mineralogică a României. Analele Academei Române. Tom. XXII. 1900.

Dr. FRANZ KOSSMAT, C. VON IOHN. Das Manganerzlager von Macskamezö in Ungarn. Zeitschrift für practische Geologie, 1905.

Dr. FRIEDRIH KATZER. Die geologischen Verhältnisse des Manganerzgebietes von Cioljanovič in Bosnien. Berg und Hüttenmännische Iahrbuch der Montan Hochschulen, Band XIV, Heft 13, 1906.

V. C. BUŢUREANU. Studii şi compoziţia chimică a minereurilor de fier şi mangan din massivul cristalin Broşteni. Analele ştiinţifice, Iaşi. 1903.

Dr. TH. NICOLAU. Asupra minereurilor de mangan dela Şarul-Dornei. Anuarul Institutului Geologic al României. Vol. III, 1909.

V. C. BUŢUREANU. Masivul cristalin dela Broşteni, studiu morfologic, petrografic şi mineralogic. Analele Academiei Române, Tom. XXXVIII, Seria II. 1906.

ROMAN V. MOGILNICKI. Manganerzlagerstätten der südlichen Bucovina. Berg u. Huttenmännischen Iahrbuch, Heft 1. 1917.

Institutul Geologic al României

MANGAN ERZLAGERSTAETTEN IN DER REGION BROȘTENI, BEZIRK NEAMȚ

VON

Berg-Ing. RADU PASCU

Das Kristalline Massiv in der Bucovina, das die Einlagerung von manganerzführenden Kieselschiefern enthält, setzt in SO.-Richtung über die äusserste NW-Ecke der Moldau fort, bis in die Gegend von Broșteni wo es in der Nähe von Valea Cotărgași sich über den Kreide Flisch schiebt.

Wie in der Bucovina so auch in der Moldau ist das Kristalline Massiv hauptsächlich aus Glimmerschiefern mit Übergängen in Quarzit, aus Gneisen, Amphybolschiefern und Sericitschiefern, kristallinem und dolomitischem Kalk und untergeordnet aus Chlorit- und Graphitschiefern gebildet. Ein besonderes Gestein bilden die Kieselschiefereinlagerungen vorwiegend zwischen Glimmerschiefer. Diese harten Schiefer von blauschwarzer Farbe, durchsetzt von zahlreichen Quarzäderchen, welche meistens der Schichtrichtung folgend, die Schieferung bedingen, sind sowohl in der Bukovina [1]) wie auch in der Moldau die Träger von Manganerzlagerstätten, im welchem Fall sie eine braune Farbe annehmen und von Limonit-Ausscheidungen gelb gefleckt sind.

In der Moldau sind bis jetzt drei von einander getrennte Züge bestimmt worden, in denen der Kieselschiefer liniar oder linsenförmig zwischen Glimmerschiefer eingelagert ist.

1. *Der westliche Zug* tritt SO von Dorf Șarul Dornei in Muntele Rusului auf, und zieht sich von hier mit Unterbrechungen gegen SSO bis zu den Ortschaften Glodu und Drăgoeasa.

2. *Der mittlere Zug* tritt am Gura Bărnarului bei Crucea auf, wo er auf eine Länge von fast 40 m. das rechte Ufer der Bistrița bildet. Die Bistrița übersetzend tritt er auf das linke Ufer über und vertieft sich allmählich unter Glimmerschiefern, um wieder an den Ufern des Părău Leșului und Ursului in relativ dünnen Schichten zum Vorschein zu kommen. Von hier an Mächtigkeit zunehmend setzt er bei Capra über die Bistrița,

---

[1]) Manganerzlagerstätten der südlichen Bucovina von Berg. Ing. ROMAN v. MOGILNICKI, Berg. und Huttem. Jahrbuch Heft 1, 1917.

Institutul Geologic al României

verengt sich später und tritt in dünnen Schichten auf der Lehne des Muntele Grințeșu wieder auf. Von hier lässt er sich gegen Bach Neagra, an Mächtigkeit zunehmend weiter verfolgen. Hier schliesst er einen Chloritschieferzug mit kristallinen Kalkeinlagerungen ein. Im Neagra Ufer bilden diese Chlorit-Kalk-Einschlüsse eine Wechsellagerung mit den Kieselschiefern, die sich weiter südöstlich allmählich verschmälert, um in Picioru cu Smida auszukeilen. Die Kieselschiefer setzen ihren Zug fort in SO Richtung bis in das Valea Borca.

3. *Der östliche Zug*, der wichtigste von allen, tritt im NW an der Ufern nahe bei dem Quellen-Gebiet des Părău Pusdra in schmalen Streifen auf, die bald unter Glimmerschiefern verschwinden. Er erscheint wieder an den beiden Ufern der Părău lui Balaban, wo er eine linsenförmige Einlagerung zwischen Glimmer- und Quarzitschiefern bildet. In einem Abstand von ca. 80 m. von dieser Linse erscheinen die Kieselschiefer am linken Ufer des Valea Holdița gegenüber der Stelle, wo der P. lui Balaban in das V. Holdița einmündet. Von hier aus steigt er in einer Mächtigkeit von über 300 m. auf den Muntele Afiniș und lässt sich gegen den Părău Răchitosu hinab, wo er an dem linken Ufer auskeilt.

Eine demselben Zug angehörende linsenförmige Einlagerung von Kieselschiefern beginnt auf dem Rücken zwischen dem P. Răchitosu und dem P. Sărghii, von wo sie an Mächtigkeit zunehmend der Lehne oberhalb der Terrasse bei Lungeni folgt und sich bis zu der Terrasse des Dealu Ferului erstreckt. Die östliche Grenze der Linse steigt in einem flachen Bogen an der Lehne der Terrasse und setzt sich hier in NO Richtung bis zum Puncte «La Preluci» fort, wo sie sich mit der nördlichen Grenze der Linse vereinigt.

Zu diesem Zug gehört auch die Kieselschiefer-Einlagerung, die am rechten Ufer der Bistrița auftritt und sich in SO Richtung zum Dealu Madeiu verlängert auf dem der Flisch zum Vorschein komt.

DIE VORKOMMEN DER EISENMANGANERZE

Im westlichen Kieselchiefer-Zug konstatierte Professor S. ATHANASIU[1]) ein Vorkommen von Eisenmanganerz auf dem Muntele Rusului bestehend aus Rhodonit, Dialogit und Eisenkarbonaten, welche an der Oberfläche in einer Kruste bis zu 3 cm. Dicke in Oxid und Bioxid des Mangans umgewandelt sind.

Dr. TH. NICOLAU[2]), welcher diese Erze näher untersucht hat, fand, dass

[1]) Dr. S. ATHANASIU: Geologische Beobachtungen in den Nordmoldauischen Ostkarpathen. Verh. der K. K. Geolog. Reichsanst. No. 5 1899.

[2]) Dr. TH. NICOLAU: Asupra minereurilor de mangan dela Sarul Dornei. An. Inst. Geolog. Volum. III, 1909.

Institutul Geologic al României

das rosa gefärbte Erz ausser Rhodonit zum grössten Teil aus Mangan- und Kalcium Karbonat besteht, weswegen er den Namen Calciorhodocrosit oder Calciodialogit empfiehlt. Die Ausdehnung dieses Vorkommens ist, da Schurfarbeiten bisher nicht durchgeführt worden sind, nicht bestimmt.

In dem mittleren Kieselschiefer-Zug sind mir keine Manganerzvorkommen bekannt.

Profesor BUȚUREANU gibt solche von Gura Bărnarului an. Richtig ist, dass an diesem Punkte die Kieselschiefer eine bräunlich-gelbe Farbe haben. Erze habe ich aber keine gefunden, vielleicht könnten sie durch Schurfarbeiten gefunden werden. Ebenso in Valea Borca, wo sie ebenfalls von Professor BUȚUREANU angegeben werden. Der östliche Zug ist, was das Vorkommen der Eisenmanganerze anbelangt, am besten bekannt und untersucht.

Die Erze kommen vor in Părău lui Balaban, Valea Holdița, Dealu Ferului und in letzter Zeit fand ich solche in der kegelförmigen Einlagerung von Părău Serghii.

Die Vorkommen von Dealu Ferului und P. Balaban waren schon früher der Gegenstand näherer Untersuchungen, besonders von chemischem Standpunkt.

P. PONI zuerst, dann Professor BUȚUREANU und Ingenieur Bénqué bestimmten die Natur der Erze dieser Vorkommen. Im Jahre 1916 hatte ich im Auftrage des Kriegsministeriums ein grösseres Quantum von Erz von D. Ferului zu fördern, wobei ich die Gelegenheit benützte, die Region von Broșteni von geologischem und bergmännischem Standpunkt näher zu untersuchen.

Im folgenden will ich kurz die erreichten Resultate vorführen.

Die Region Broșteni wollen wir mit dem Părău Pusdra und der Bistrița bis Cotărgași abgrenzen, in welcher die Mangan-Lagerstätten vorkommen. Diese Region bildet die östliche Grenze der Kristallinen Schiefer, welche in einer gebrochenen Linie, die entlang dem Părău Ciocârlan, über Muntele Mazanaiu sich in Valea Holdița hinunter lässt, dieses auf eine kurze Strecke übersetzt und über Vârfu Pripiciului zurückkehrt. Von hier verläuft die Grenze gegen Süden in einer fast graden Linie und setzt über die Bistrița bei Părău Ferului und steigt bis zum Dealu Madeiu, von dem sie sich in einem gegen West gerichteten Winkel in Valea Borca hinunter lässt.

An dem geologischen Aufbau dieses Gebietes nehmen in erster Linie die Glimmerschiefer teil, welche durch Aufnahme von Quarz häufig in Quarzschiefer übergehen. Untergeordnet sind Chloritschiefer mit kristallinen Kalkeinlagerungen und in geringem Masse Graphitschiefer. Der ganze Complex dieser Schiefer ist sehr gefältelt und zertrümmert

Institutul Geologic al României

wodurch die Verwitterungs-Erscheinungen sehr begünstigt wurden. Ein auffallendes Gebilde sind die Kieselschiefer, die wie früher erwähnt wurde, liniare und linsenförmige Einlagerungen zwischen Glimmerschiefern bilden.

Die Eruptivgesteine sind vertreten durch einen Gneis-Granit und Diabas und zahlreiche schmale Gänge der trachitoidischen Gruppe, die von Professor BUTUREANU als Camptonite, Monchequite und Kersantite bestimmt worden sind. Alle diese Gesteine halten mehr oder weniger die NW—SO Richtung ein.

DIE EISEN-MANGAN LAGERSTÄTTEN

1. *Die Lagerstätte von Părău Balaban.* Ungefähr 80 m. oberhalb der Mündung des P. Balaban in das V. Holdița, kommt zwischen stark zersetzten Glimmer-und Graphitschiefern eine linsenförmige Einlagerung von Kieselschiefern zum Vorschein, die auf beiden Ufern des Baches sich ausdehnt. Sie bildet ein Dreieck, dessen abgerundete Basis den Bach durchquert und dessen Spitze im Bache selbst liegt. Am rechten Ufer streichen die Schichten nach N 15^0 E und fallen nach W ein, gegen das Liegende immer steiler werdend bis $80—85^0$. Die Mächtigkeit dieser Schichten ist ungefähr 20 m. Im Hangenden wechsellagern in einer Mächtigkeit von 4 m. Schiefer die b's 0,3 m dick werden, mit Schichten, die fast aus reinem Erz bestehen. Das Erz ist Dialogit, weniger Rhodonit, der auf den Schichtflächen in Manganbioxid umgewandelt ist. Das Vorkommen ist in einer Ausdehnung von 25 m. sichtbar und fällt dann unter die Glimmerschiefer ein.

Am linken Ufer erscheinen ebenfalls braune brecciöse Kieselschiefer deren Bindemittel Mangan bildet. Sie verschwinden nach kurzer Erstreckung unter die Glimmer- und Chloritschiefer.

Wie weit sich dieses Vorkommen unter den Glimmerschiefern fortsetzt ist bis jetzt nicht bestimmt worden.

2. *Die Lagerstätte von Valea Holdița.* Das steile Ufer des V. Holdița zwischen den Zuflüssen Părău Șindilei und Părău Podului, wird auf eine Strecke von ungefähr 80 m. und auf eine Höhe von ca. 6 m. aus einem brecciösen bis sandigen Bergschutt des Kieselschiefer gebildet, der durch Manganerze verkittet ist. Unter und zwischen diesem brecciösen Schutt, bemerkt man stark gefaltete und zertrümmerte limonitisierte braune Schiefer. Auf der ganzen Breite finden sich keine derbe Erze. Erst nach langem Suchen fand ich solche am südlichen Rand der Kieselschiefer-Zone unter der Ackererde. Dieses Vorkommen gehört der mächtigen Kieselschiefer-Einlagerung an, welche lagerförmig von V. Holdița bis zum P. Rachitișul sich hinzieht. Ausser dem erwähnten Erzvorkommen finden sich in der ganzen Ausdehnung, die schrittweise verfolgt worden ist, kein Anzei-

Institutul Geologic al României

chen von Erz. Die Erze sind also auf den NW-Rand der Schiefer-Einlagerungen beschränkt und bilden hier ein Dreieck, dessen Basis am westlichen Rand liegt und die Spitze im östlichen Rand der Schiefer-Einlagerung, dort wo die brecciösen Gebilde beginnen.

Da die Oberfläche bewaldet ist, kann man die Ausdehnung dieses Vorkommens nicht genau feststellen. Jedenfalls aber nach den nahe an der Oberfläche gefundenen Erzbruchstücken scheint, dass hier die Umwandlungs-Processe in Manganbioxide viel vorgeschrittener sind wie in P. Balaban.

3. *Die Lagerstätte vom Dealu Ferului.* Dies ist die wichtigste und am genauesten untersuchte Lagerstätte im ganzen Broștenigebiet. Sie ist gebunden an die Linse, die sich von Picioru Răchitișului über Dealu Fierului hinzieht.

Dealu Ferului, so genannt wegen dem eisenfarbigen Bergschutt und den Erzen, die auf der oberhalb der Bistrița sich ausdehnenden Terrasse zerstreut herumliegen, war schon in früheren Zeiten der Gegenstand näherer Untersuchungen. Zahlreiche alte Schurfgräben fast in der ganzen Ausdehnung der Terrasse zerstreut; die nahe an der Berglehne aufgeschüttete Halde, in der Fels-und Erzstücke miteinander vermengt zu finden sind; eine höhlenförmige Vertiefung, in welcher die Kieselschiefer Gänge und Nester von Erz enthalten, hat die Aufmerksamkeit vieler Fachleute geweckt.

Eine Grube von geringer Tiefe am westlichen Rand der Terrasse gelegen, in welcher 0,1-0,3 m. mächtige Kieselschiefer-Schichten mit erzführenden Schiefern wechsellagern, gab das Material für zahlreiche chemische Untersuchungen, durch welche die Natur der Erze bestimmt worden ist.

P. Poni[1]) bestimmte zuerst durch zahlreiche vorgenommene Analysen, dass das auf D. Ferului vorkommende Erz sich von allen anderen bekannten Manganoxiden unterscheidet, weswegen er ihr den Namen Brostenit gab, d. h. ein Eisenmanganit und Mangan, das aus der Umwandlung des Mangankarbonates entstanden ist.

Professor Buțureanu[2]) kommt zu demselben Schluss und führt noch den Namen Ponit für das Mangan-und Eisenkarbonaterz von P. Balaban. Die auf der Halde und in der höhlenförmigen Vertiefung gefundenen Erze, gaben den Anlass zu verschiedenen Bewertungen der Lagerstätte, die meistens auf falscher Vorausetzung beruhen.

---

[1]) P. Poni: Cercetări asupra mineralelor din masivul cristalin dela Broșteni. Analele Ac. Rom., 1882.

[2]) V. C. Buțureanu: Studii și compoziția chimică a minereurilor de fer și mangan din masivul cristalin Broșteni. Anal. scientif. Iasi, 1908.

Institutul Geologic al României

Erst im Jahre 1916 als die Schutthalden der alten Schurfarbeiten weggeräumt und die Form und die Begrenzung der Kieselschiefer-Einlagerung genau festgestellt wurden, war es möglich eine der Wirklichkeit sich nähernde Bewertung der Erzlagerstätte vorzunehmen. Das Abräumen der alten Schutthalden legte eine 30 m. lange und 10 m. hohe Wand blos, die aus braunen limonitisierten Kieselschiefern besteht, die von unzähligen Quarzäderchen durchsetzt sind. Durch einen am südlichen Rande gemachten Einschnitt, von dem ein kleiner Stollen getrieben wurde, sind gang- und nesterförmige Erzanhäufungen blosgelegt, die in sehr gestörten Schiefern stark verworfen sind. Diese Erze gehören den Manganbioxid-Verbindungen an, und nur in mächtigeren Stufen, finden sich als Kern das ursprüngliche Rhodonit und Dialogit, aus denen sie enstanden sind. Gegen das Hangende zu, nehmen die Schiefer eine regelmässigere Schichtung und flacheres Einfallen an. Sie bestehen aus braunen stark verwitterten Kieselschiefern mit Schnüren von Mangan und Limonit, durchsetzt von Quarzadern und Nestern.

Dies waren die Resultate der alten Schürfungen.

Um den verlangten Bedarf der Erze decken zu können, verfolgte ich weiter im Hangenden die Schiefer, und fand dass der Erzreichtum, je mehr wir uns der Oberfläche näherten, zunahm. Man fand Erzanhäufungen welche eine Ausbeute von über 20 Tonnen gaben, andersseits fand man einzelne Blöcke über 0,5 cbm. gross, die fast ganz aus nicht umgewandeltem Erz bestanden. Diese Erzführende Zone ist in einer Breite von 100 m. bestimmt worden, in der das Erz in grösseren Anheufungen oder in Nestern und Gängen vorkommt. Sie ist an mehreren Stellen durch Einlagerungen von verwitterten Glimmerschiefern unterbrochen und am östlichen Rand durch ein stark zersetztes trachitoidisches Gestein durchbrochen. Je mehr wir uns der Oberfläche näheren, verschwindet das Erz und die erzführenden Kieselschiefer gehen in schwarze taube Schiefer über.

Zweihundert Meter weiter oben auf dem Bergabhang fand ich auf einer kleinen Wiese, ausgehende Blöcke von fast reinem Limonit und dazwischen Bruchstücke von Manganbioxid-Erzen, welche wahrscheinlich derselben Lagerstätte angehören.

Es bildet somit diese Lagerstätte annäherend ein Dreieck, dessen concave Basis durch die alten Schurfarbeiten gebildet wird und als dessen Höhe, eine aus dem Punkte Preluci senkrecht auf die Basis gezogene 400 m. lange Linie angenommen werden kann. Die Lagerstätte würde somit einen Flächenraum von 20.000 m². einschliessen, in welchem die Erzverteilung eine sehr unregelmässige ist, in Form von lokalen Anhäufungen, Butzen und Gängen. Wie weit in der Tiefe diese erzführende Zone anhält, kann man nicht voraussagen. Nur durch grössere Schurfarbeiten

Institutul Geologic al României

könnte man dies bestimmen. Auf alle Fälle kann diese Lagerstätte den Gegenstand eines rationellen Bergbaues bilden.

4. *Das Vorkommen von Picioru Răchitișului.* Ein bisher noch unbekanntes Erzvorkommen ist das in Picioru Răchitișului. Dieser zwischen 2 Tälern sich erhebende Rücken wird aus Gneisen, Glimmerschiefern mit Uebergängen in Quarzit gebildet. Die Glimmerschiefer schliessen eine kegelförmige Einlagerung von erzführenden gelblich-braunen Kieselschiefern mit brecciöser Structur ein. Die Klüfte sind mit Manganerzen ausgefüllt. Unten im Tale sind die Ufer des P. Sărghii bis zu einer Höhe von 1 m. aus Schutt der Kieselschiefer-Einlagerung gebildet, der in der ganzen Breite von ca. 100 m., durch Manganerz, ausschliesslich Waad, verkittet ist. Feine Schnüre von Limonit geben diesem Absatz den Anschein einer Schichtung. Weil das Tal eng ist und höher auf der Lehne Schiefer zu Tage treten, so kann man diesem Vorkommen keine grössere Bedeutung geben, ausser wenn der hier ausgehende Kieselschieferkegel sich zwischen die einschliessenden Glimmerschiefer fortsetzt und eine Lagerstätte bildet, die jedenfalls keinen grösseren Flächenraum einschliessen kann.

Schlussfolgerungen über die Eisenmangan-Lagerstätte im Gebiete Broșteni, Aus obiger Darstellung kann man folgende Schlüsse ziehen. Die Eisenmangan-Lagerstätten von Broșteni sind an die Kieselschiefer-Einlagerungen gebunden und kommen wie auch in der Bucovina nur in den braunen mehr oder weniger limonitisierten Kieselschiefern vor. Es sind bis jetzt 4 Vorkommen bekannt und zwar: im Părău Balaban, Valea Holdița, Dealu Ferului und Picioru Răchitișului. Sie gehören zu 3 Kieselschiefer-Einlagerungen, die wenn auch getrennt von einander, die allgemeine Streichrichtung beibehalten. Die Vorkommen sind auf eine relativ kleine Fläche lokalisiert im Vergleich mit der Ausdehnung der Kieselschiefer. Es ist charakteristisch, dass sie wie auch in der Bukovina, nur am äussersten Rande der Kieselschiefer-Einlagerungen vorkommen, und dass ihre Form einem Dreieck nahe kommt. Die Erzverteilung ist sehr unregelmässig, sie bildet lokale Anhäufungen, Butzen und Gänge.

Die Manganerze als Manganbioxide sind auch hier als Umwandlungsprodukte von Mangansilikaten und Karbonaten entstanden. Sie sind immer mit Limonit vergesellschaftet und von Quarzadern und-äderchen durchsetzt.

Diese Erze sind in der Bukovina als Psilomelan bestimmt, in unseren Lagerstätten als Brostenit und Ponit, obwohl sie dem Aussehen nach nicht von einander zu unterscheiden sind. Ausser diesen bestimmten Varietäten existieren mit grosser Wahrscheinlichkeit auch andere Manganbioxiderze, die noch der Bestimmung warten.

Genesis.

Institutul Geologic al României

Alle diese Manganerze müssen dieselbe Entstehung haben wie in der Bukovina. Von den Manganerzen der Bukovina wird angenommen, dass sie gleichzeitig mit den Kieselschiefern als Rhodonite und Dialogite sedimentiert wurden und dass die zu Tage tretenden Manganbioxide als Umwandlungsprodukte dieser anzusehen sind. Dr. KATZER [1]) kam auf Grund eingehender Studien der manganführenden Kieselschiefer in Bosnien, die unseren ganz ähnlich sind, zu dem Ergebnis, dass die Schiefer Radiolarite sind, in denen die Manganerze als Bioxide sich abgesetzt haben und erst später durch die Reaktion der in ihnen zirkulierenden Kieselsäuere und Karbonate enthaltenden Wässern in Rhodonit und Dialogit umgewandelt worden sind. Ob unsere Kieselschiefer auch Radiolarite sind, müsste erst nachgewiesen werden. Wir neigen aber zu der Ansicht, dass der Absatz der Manganerze in Form von Bioxiden erfolgte, als ein Erz, das in der Natur viel stärker verbreitet und im Wasser leichter löslich ist. Gleichzeitig mit der Ablagerung des Kieselschiefers hat sich auch das Manganerz in Form von Gel abgesetzt. Infolge späterer starker tektonischer Bewegungen wurde diese Ablagerung zerklüftet, so dass die Kieselsäuere enthaltenden Oberflächenwässer leicht zirkulieren und in den Klüften den Quarz absetzen konnten. Wenn diese Wässer noch alkali- und kohlensäuerehältig waren, konnten sie leicht die Manganbioxide in Silikate und Karbonate umwandeln.

Somit wäre das primäre Erz Manganbioxid und die Rhodonite und Dialogite müssten als sekundäre Erze betrachtet werden, die an der Oberfläche durch atmosphärische Einwirkungen wieder in Manganbioxide umgewandelt sind.

---

[1]) Dr. F. KATZER: Die Geologischen Verhältnisse des Mangangebietes von Cesljanovic in Bosnien. Berg und Hüttem. Jahrbuch der Montan Hochschulen. Band LIV Heft 3, 1906.

Institutul Geologic al României

ELEPHAS PLANIFRONS DANS LE PLIOCÈNE SUPÉRIEUR DE ROUMANIE

PAR
SAVA ATHANASIU

I

L'espèce de l'*Elephas planifrons* est considerée aujourd'hui comme représentant le type le plus ancien des Eléphants pliocènes de l'Europe et comme la forme ancestrale, la plus proche du type Mastodontoïde, de l'*Elephas meridionalis* NESTI.

Elle a été établie en 1846 par FALCONER et CAUTLEY pour un Éléphant du Pliocène moyen et supérieur des monts Siwaliks de l'Inde.

Cette espèce a été signalée pour la première fois en Europe par M-me MARIE PAVLOW [1]). Cet auteur nous a fait connaître en 1910 une dent M_3 supérieure d'*Elephas* aff. *planifrons* provenant des sables et graviers ferrugineux, pliocènes supérieurs, du village Farladani, district de Tighina (Roumanie, Bessarabie) «localité connue par la trouvaille des restes de *Mastodon Borsoni* dans les couches à *Congeria*».

On ne connait pas précisément le niveau stratigraphique dans lequel cette dent a été trouvée.

Les sables jaunâtres avec *Mastodon Borsoni* de Farladani sont synchronisés par SINZOW avec «le calcaire d'Odessa» que WENJUKOW considère comme équivalent avec «le troisième étage pontique», contenant *Valenciennesia* comme fossile caractéristique [2]).

D'après GUNTHER SCHLESSINGER [3]) *Elephas planifrons* de Farladani proviendrait des couches pontiques les plus supérieures («oberstpontischen Schicht») qu'on pourrait considérer à peu près du même âge que l'horizon avec *Unio Wetzleri*, fossile très caractéristique pour les couches de transition d'entre le Pontien et le Levantin des environs

---

[1]) MARIE PAVLOW. Les éléphants fossiles de la Russie. Moscou. 1910 pag. 27. Pl. I. Fig. 23. Cette dent est aussi figurée dans le travail de DEPÉRET (1923), fig. 4, pag. 101 et Pl. IV fig. 1.

[2]) GÜNTHER SCHLESSINGER. Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. 1922, pag. 130.

[3]) Op. cit. pag. 223.

Institutul Geologic al României

de Budapest. Le *Mastodon Borsoni* signalé par M. PAVLOW dans les mêmes couches que *El. planifrons* n'a rien de commun avec *Mast. Borsoni* véritable, mais il représente, d'après GUNTHER SCHLESSINGER, une forme de passage entre *Mastodon tapiroides* et *Mast. Americanus*.

On trouve cette forme de passage $\frac{\text{Mast. tapiroides}}{\text{Mast. americanus}}$ dans les couches pontiques les plus supérieures de la Hongrie, tandis que *Mast. americanus* n'est pas connu que dans les couches levantines, c'est à dire dans des couches supérieures à celles contenant *Unio Wetzleri*. Nous pouvons donc considérer les sables avec *Elephas planifrons* et $\frac{\text{Mast. tapiroides}}{\text{Mast. americanus}}$ SCHLESSINGER, comme synchroniques avec le D a c i e n, ou tout au plus avec l'horizon inférieur de l'étage L e v a n t i n de Roumanie [1]).

GÜNTHER SCHLESSINGER [2]), nous a fait connaître quelques molaires d'*Elephas planifrons* provenant des graviers ferrugineux pliocènes de l'Autriche. Une de ces molaires, M_3 presque complète, a été trouvée dans les graviers pliocènes de la terrasse de L a a e r b e r g à Vienne.

Dans les mêmes graviers de la terrasse de L a a e r b e r g, dans un niveau quelque peu supérieur, on a trouvé *Mastodon tapiroides* forme de passage vers le *Mast. americanus*, tout comme à F a r l a d a n i. La terrasse immédiatement inférieure à celle de L a a e r b e r g est «l a t e r r a s s e d e l ' A r s e n a l» dans la quelle on a signalé *Hippopotamus Pentlandi* H. v. M. du Pliocène le plus supérieur. Il en résulte que les graviers de la terrasse de Laaerberg avec l'*El. planifrons* seraient synchroniques avec le Levantin inférieur, ou peut-être avec le Dacien de Roumanie.

Le travail récent de CH. DEPÉRET [3]), L. MAYET et FR. ROMAN sur les éléphants pliocènes montre que l'*Elephas planifrons* est très répandu dans le Pliocène de l'Europe, en passant de l'Inde par la Russie méridionale (Stavropol, au Nord du Caucase, et Crimée) et la Roumanie, jusque dans l'Europe occidentale. Dans l'Italie où l'*Elephos planifrons* est le plus abondant, il a été confondu avec *El. meridionalis*.

---

[1]) La série pliocène de Roumanie, qui comprend les dépôts d'eau douce ou saumâtre postérieurs au sarmatien, est divisée dans les étages: 1. Méotien, 2. Pontien, 3. Dacien et 4. Levantin. Nous pouvons considérer le Méotien et le Pontien comme les équivalents stratigraphiques des étages Plaisancien et Astien du Pliocène inférieur, tandisque le Dacien et le Levantin, d'après les Mammifères fossiles qu'ils contiennent, représenteraient le Pliocène supérieur, c'est à dire les étages Villafranchien (= Calabrien) et Saint-Prestien du Sud-Ouest de l'Europe.

[2]) GÜNTHER SCHLESSINGER. Ein neuerlicher Fund von *El. planifrons* in Niederosterreich. Jahrb. der geol. Anstalt. 1913, pag. 711—742. Tab. 17—18. Wien, 1914. Meine Antwort in Planifronsfrage. Ibid. 1916, pag. 93—136.

Die Mastodonten. Budapest, 1922, pag. 224—225.

[3]) CH. DEPÉRET, L. MAYET et FR. ROMAN. Les Éléphants pliocènes. Annales de l'Université de Lyon. Paris-Lyon, 1923.

Institutul Geologic al României

Partout où l'on peut mieux préciser le niveau stratigraphique, on constate que l'on rencontre l'*Elephas planifrons* dans le Pliocène supérieur, c'est à dire dans les couches que nous considérons du même âge que le Dacien et le Levantin de Roumanie. En Italie (val d'Arno) et dans la France méridionale (sables de Chagny) on rencontre l'*El. planifrons* dans l'étage Villafranchien du Pliocène supérieur, en association avec: *El. meridionalis*, *Mastodon arvernensis*, *Mast. Borsoni*, *Rhinoceros etruscus*, *Capreolus cusanus*, *Hippopotanus major*, *Bos elatus*, *Equus Stenonis*, *Machairodus crenatidens*, etc.

Presque toutes ces espèces on les rencontre aussi dans le Levantin et le Dacien de Roumanie.

De la partie inférieure de l'étage Villafranchien de Val d'Arno proviennent deux molaires de l'*El. planifrons*, ce qui montre que l'émigration des éléphants pliocènes de l'Asie en Europe s'est faite dès la fin de l'Astien et vers le commencement du Pliocène supérieur.

En Angleterre sur les côtes du Norfolk et du Suffolk, on rencontre *El. planifrons* dans le Crag rouge, qui «se place tout à fait au debut du Pliocène supérieur et correspond à la base du Villafranchien continental. La faune du Crag rouge est de type ancien et offre l'association des Mastodontes (*Mast. arvernensis*, *Mast. Borsoni*,) avec des Eléphants [1]).

On n'a pas signalé la présence de l'*Elephas planifrons* dans le Pleistocène. Une forme plus evoluée de l'*Elephas meridionalis* a été signalée aussi dans le Pleistocène inférieur (étage Sicilien ou Cromerien), mais les formes de l'*Elephas planifrons* ne passent pas la limite supérieure du Pliocène.

«On peut donc dire qu'*Elephas planifrons* caractérise l'horizon limite du Pliocène ancien et du Pliocène supérieur, horizon quelque peu antérieur à celui de l'*Elephas meridionalis*, espèce à laquelle il est relié par une série continue de *mutations intermediaires*» [2]).

Dans une note publiée en 1924, M. Sabba Stefanescu [3]) affirme «que l'espèce de l'*Elephas planifrons* est non seulement représentée mais qu'elle est l'une des plus répandues dans les couches pliocènes et *pleistocènes* de Roumanie.

Parmi les principales localités d'où ces débris proviennent, Sabba Stefanescu indique aussi *Colintina dans les environs de Bucarest*. Or, les graviers, les sables et les argiles fluviolacustres de Colintina, exploités

[1]) G. Pontier. Etude sur l'Elephas planifrons du pliocène supérieur d'Angleterre. Soc. géologique du Nord. Vol. 48. p. 153 Pl. II. Lille 1925.

[2]) Ch. Depéret... Op. cit., pag. 124.

[3]) Sabba Stefanescu. Sur la présence de l'*Elephas planifrons* et de trois mutations de l'*Elephas antiquus* dans les couches géologiques de Roumanie.

Comptes-rendus des séances de l'Academie des Sciences. Paris 1924, pag. 1418.

Institutul Geologic al României

dans des nombreuses carrieres, contiennent une faune riche de Mammifères, parmi lesquels les plus fréquents sont: *Elephas primigenius sibiricus* (avec les lames de ses molaires très nombreuses et à émail très mince), *Rhinoceros antiquitatis* (*tichorhinus*), *Cervus euricerus*, *Bos priscus*, ce qui montre indubitablement l'âge du Pleistocène supérieur. De ce que nous connaissons jusqu'à présent sur l'horizon stratigraphique dans lequel on a rencontré partout en Europe l'*El. planifrons*, il nous semble que la prèsence de cette espèce dans le Quaternaire supérieur de Colintina demande encore d'être revue et confirmée de plus près.

La reconstitution d'un rameau phylétique *Elephas planifrons-meridionalis*, éteint déja au commencement du Quaternaire [1]), serait infirmée par l'existence de la forme ancestrale dans le Quaternaire supérieur.

Dans la même note que nous avons citée M. SABBA STEFANESCU affirme que en pratiquant «*la méthode de recherches basée sur l'organisation des lames isolées des molaires* m'a permis de reconnaître que la molaire provenant de Tulucesti (Covurlui) et rapportée par SAVA ATHANASIU à l'*Elephas cf. meridionalis*, doit être attribuée à une mutation ancestrale de l'*Elephas antiquus*, que j'ai dénommée *rumanus*».

Cette molaire M_3 de Tulucesti (Pl. I fig. 2) que j'ai rapportée [2]) à l'*Elephas* cf. *meridionalis* NESTI, est dans un état d'usure avancé et présente seulement cinq lames conservées, plus un talon postérieur arrondi. Les lames épaisses (18 mm.) sont séparées par de très larges (10—18 mm.) bandes de cément, la *fréquence laminaire* n'étant que de 3,5 lames pour 10 cm. de longueur de couronne. A l'exception de la derniére colline (lame) qui est constituée par 5—6 îlôts d'émail contiguës, toutes les lames ont la forme des bandes continues, sans un repli median marqué d'émail (*sinus loxodonte*). L'émail épais de 3—5 mm. est réguliérement plissé dans tout son épaisseur. La couronne mesure 85—90 mm. de largeur à sa base et 50 à 60 mm. de hauteur.

Cette dent offre quelques similitudes avec les molaires de l'*Elephas planifrons*, à sinus loxodonte median à peine marqué, de Bellecroix-Chagny (Saône et Loire) figurées par DEPÉRET et L. MAYET (Op. cit. Pl. I fig. 3—5 pag. 78). Elle en différe toutefois par sa largeur plus pétite et par une brachyodontie moins prononcée.

Provisoirement nous considérons la molaire de l'Eléphant de Tulucesti comme appartenant à l'*Elephus planifrons* jusqu'à ce que M. SABBA STEFANESCU nous donnera, dans le travail qu'il prépare, la description des caractères de l'*Elephas antiquus* mutation *rumanus*, forme à la quelle il l'attribue.

[1]) CH. DEPÉRET... Op. cit., pag. 204.

[2]) SAVA ATHANASIU. Mamifere pliocene dela Tulucesti. Covurlui. An. Inst. geologic. Vol. VI, 1912, pag. 414. Pl. XVII. Fig. 4.

Institutul Geologic al României

Très intéressant au point de vue géologique est le fait que cette dent provient des sables fluviolacustres de Tulucesti, sur la rive du Liman Brateș dans les environs de Galatzi, oú on la recontre en association avec: *Mastodon arvernensis*, *Mast. Borsoni* et *Cervus issiodorensis*, que nous avons décrits. Dans les mêmes couches sur la rive gauche du Prut, (district d'Ismail) on a signalé *Elephas meridionalis*, *Rhinoceros etruscus* et *Cervus ramosus*. Ces espéces indiquent l'âge du Pliocène supérieur ou de l'étage Levantin.

II

ELEPHAS PLANIFRONS DANS LES COUCHES LEVANTINES D'ORODELU, DISTRICT DE DOLJ, OLTÈNIE

(Pl. I fig. 1)

La dent très intéressante que nous avons à décrire a été mise gracieusement à notre disposition par M. NICOLAESCO PLOPȘOR, professeur à Craïova. Elle a été trouvée dans les environs du village O r o d é l u, district de Dolj, et provient de couches levantines qui, avec le Quaternaire, constituent partout la partie sud-ouest de la dépression de l'Oltènie, située à l'ouest de la vallée du Jiu.

On ne peut préciser l'horizon stratigraphique du Levantin dans lequel on l'a trouvée. La roche encaissante a été une argile ferrugineuse [1]).

La molaire d'Orodelu a un aspect très primitif. Le ciment est tout entier minerallisé et transformé dans un limonite argileux de coloration brun-chòcolat foncé,

C'est un gros fragment de la derniére ou l'avant-derniére molaire inférieure dans un état d'usure très avancé. Ce fragment comprend seulement trois collines transversales (lames) bien conservées et la moitié d'un quatrième lame, plus un talon postérieur arrondi. Non comptant le talon postérieur, il mesure 12 centimètres de long sur 9 cm. de large. La *fréquence laminaire* est de 3,5 lames pour 10 cm. de longueur de couronne, ce qui correspond à la *fréquence laminaire* des formes les plus archaïques de l'*Elephas planifrons*, avec les collines les plus écartées. La fréquence laminaire moyenne de l'*El. planifrons* est de 3,5 à 4 lames pour 10 cm. de longueur de couronne, chiffre toujours inférieur à celui de l'*El. meridionalis* qui est de 4,5 à 5. La plus faible de 3,2 a été constatée chez quelques molaires

[1]) Il est probable qu'il provient de l'horizon inférieur du Levantin c'est à dire des argiles avec: *Unio recurvus*, *U. clivosus*, *U. lenticularis*, *Vivipara bifarcinata* var. *stricturata*, *Vivipara Dezmaniana* var. *altecarinata*. Cet horizon par les fossiles qu'il contient montre une transition à l'étage *Dacien*. Voir I. IONESCO ARGETOAIA. Le Pliocène de l'Olténie. An. Inst. geol. Vol. VIII, 1914.

Institutul Geologic al României

de l'Italie (Eléphant de Montopoli) indiquant le type le plus archaïque de l'*El. planifrons* [1]).

Les lames (collines), sont très écartées, la distance séparant les deux lames moyennes étant de 20 mm. La bande d'émail atteint jusqu'à 5 mm d'épaisseur et montre un festonnement marqué,

La dernière colline moins usagée et limitée par le talon postérieur est représentée par trois îlôts d'émail contigües, dont la moyenne en forme de tréfle la plus développée, La deuxième et la troisième colline (en comptant d'arrière en avant) sont continues et larges de 10—15 mm. Les trois collines présentent sur leur côté antérieur un repli median d'émail (*sinus loxodonte*) très prononcé. La troisième lame présente aussi sur le côté postérieur un sinus loxodonte moins prononcé, ce qui donne à cette lame la forme d'un losange très pointu.

Le plan des lames n'est pas normal sur la base de la couronne. Ces lames sont penchées en arriére comme c'est le cas pour les molaires inférieures de l'*Elephas meridionalis*.

Bien que la dent est dans un état d'usure très avancé, on peut toutefois reconnaître que la couronne est très basse (3 à 4 cm.), donc d'un type *brachyodonte* prononcé.

En résumé, la molaire d'Orodelu offre les caractères décrits et figurés par CH. DEPÉRET et L. MAYET, SCHLESSINGER et G. PONTIER pour *l'Elephas planifrons* FALCONER. En particulier, la *fréquence laminaire* très faible de 3,5 lames pour 10 cm. de longueur de couronne, *caractère constant et typique de* l'*Elephas planifrons*, et la présence du sinus loxodonte très prononcé, nous montre un type très archaïque de cette espèce.

Comme comparaison la molaire d'Orodelu offre de nombreuses similitudes avec la pièce trouvée dans la terrasse de Laaerberg à Vienne et figurée par G. SCHLESSINGER.

Les Mammifères fossiles très fréquents qu'on rencontre dans le Pliocène supérieur (étage Dacien et Levantin) de la dépression de l'Olténie (district de Dolj, Gorj, Mehedintzi et Vâlcea) sont: *Elephas meridionalis*, *Mastodon arvernensis*, *Mast. Borsoni*, *Rhinoceros etruscus*, c'est à dire les mêmes formes qui partout dans l'Europe sont associées avec *l'Elephas planifrons*. Il est probable que l'*Elephas planifrons* se trouverait dans un horizon plus inférieur du Levantin que la forme normale de *l'Elephas meridionalis*.

---

[1]) CH. DEPÉRET. Op. cit., pag. 118.

Institutul Geologic al României



Fig. 1. *Elephas planifrons* FALCONER. Dernière molaire inférieure M_3. Pliocène supérieur (Levantin). Orodelu, district de Dolj, Olténie. Gr. nat.

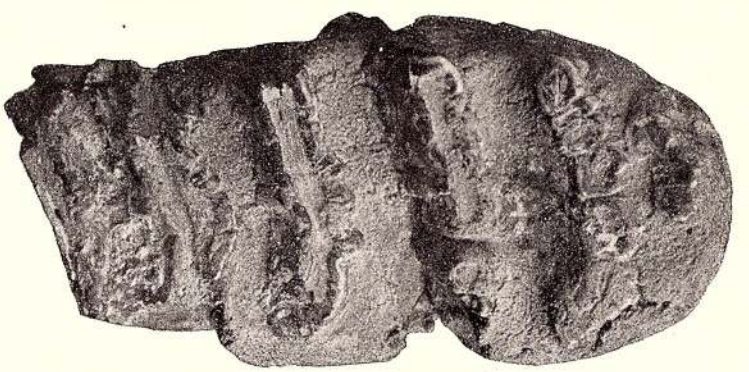


Fig. 2. *Elephas planifrons* FALCONER. Dernière molaire inférieure M_3. Pliocène supérieur (Levantin). Tulucesti, district de Covurlui, Moldavie $^1/_2$ gr. nat. Cette dent a été rapportée en 1912 à l'Elephas cf. meridionalis NESTI et en 1924 par SABBA STEFANESCU à l'Elephas antiquus mutation rumanus.

Institutul Geologic al României

PRIVIRE GENERALĂ ASUPRA SOLULUI DIN ARDEAL, BUCOVINA ŞI BASARABIA

DE

Dr. P. ENCULESCU, Dr. TH. SAIDEL
şi EM. I. PROTOPOPESCU-PAKE

(Comunicare făcută la Institutul Geologic al României în şedinţa dela 19 Februarie 1921)

In campania de lucru din vara anului 1920, împreună cu d-nii DR. TH. SAIDEL şi EM. I. PROTOPOPESCU-PAKE, s'au făcut timp de 60 zile cât a ţinut această campanie, cercetări agrogeologice de vedere generală, în unele părţi poate chiar prea generală, asupra solului din ţinuturile româneşti alipite la patria mamă. Rezultatele acestor cercetări generale se pot vedeà înfăţişate în mod schematic pe mica schiţă de hartă alăturată acestui studiu şi care e menită să completeze schiţa solurilor din Vechiul Regat, întocmită încă de acum câţiva ani de Secţiunea Agrogeologică a Institutului Geologic al României, ca împreună cu aceasta să reprezinte un inventar general al solului Românii-Mari.

Inainte însă de a intrà în expunerea sumară a rezultatelor la care s'a ajuns, credem necesar de a pune pe cetitor în cunoştinţă de modul cum s'a lucrat.

Din cauza marei suprafeţe ce ne propusesem să străbatem în lung şi în lat, în timpul relativ scurt de 60 zile ce l-am avut la dispoziţie pentru acest scop, nu s'a putut intrà în detalii, ci s'a căutat pecât posibil să se stabilească zonele de soluri. In acest scop şi din lipsa altor mijloace de locomoţie, cercetările noastre au fost făcute cu deosebire dealungul căilor ferate, oprindu-ne din distanţă în distanţă, acolo unde regiunea părea că prezintă o importanţă mai mare, fie din punct de vedere al solului, fie din punct de vedere al trecerii dela un tip de sol la altul. Pestetot deschiderile naturale şi în lipsa acestora săpăturile ce am făcut, ne-au condus la o determinare mai exactă a tipului căruia aparţineà solul. Cu această ocaziune, cum numeroase chestiuni aveau nevoie să fie studiate la faţa locului, s'a văzut nevoia excursiunilor comune; a fost însă şi timp, când pentru a face să progreseze cercetările noastre, s'a lucrat chiar individual.

Din datele răzleţe adunate, coroborate cu cele ce ştim relativ la legătura strânsă ce există între felul şi dispunerea zonelor de soluri şi între altitudine; coroborate cu cele ce cunoaştem relativ la vegetaţia spontană în genere şi cu

Institutul Geologic al României

deosebire la aspectul sub care se prezintă vegetaţia lemnoasă (pădurea) pe diferitele tipuri de soluri, s'a putut înjghebà schiţa de hartă a solurilor din aceste ţinuturi.

După această scurtă expunere introductivă, trecând la expunerea rezultatelor cercetărilor noastre, pentru o mai mare înlesnire a acesteia, vom considerà ca unităţi aparte: Ardealul cu toată partea românească până la noua graniţă, atât cât ne-a fost atribuită prin tratatul de pace, Bucovina şi Basarabia.

I. ARDEALUL CU PARTE DIN BANAT, CRIŞANA ŞI MARAMUREŞ

In această parte a României-Mari, ca şi dealtminterea în orice parte a sa, felul solurilor şi dispunerea lor, fiind strâns legată pe de o parte de condiţiunile oro-hidrografice, iar pe de altă parte de cele climaterice, a căror rezultantă sunt solurile; credem că este absolută nevoie să dăm o scurtă şi foarte generală expunere a acestor două condiţiuni, care să ne permită o mai uşoară înţelegere a dispunerii în zone a solurilor.

1. *Condiţiunile oro-hidrografice.* Ardealul şi provinciile române de mai la Vest, exceptându-se o mică porţiune din mai tot lungul graniţii de apus, face parte din regiunea accidentată cuprinsă în interiorul arcului carpatic. In această regiune accidentată, se disting următoarele unităţi mari orografice:

a) Regiunea munţilor. Ea este reprezentată prin lanţul de munţi în genere înalţi al Carpaţilor meridionali, continuaţi în spre Nord prin lanţul de munţi mijlocii al Carpaţilor orientali, cari prelungiţi prin munţii Maramureşului şi munţii Rodnii la Nord şi prin munţii Apuseni la Vest, închid de toate părţile cea mai mare parte a acestor provincii transcarpatice. Dintre aceşti munţi periferici, Carpaţii meridionali având înălţimi mai mari faţă de ceilalţi, au pe vârfurile lor golurile cele mai desvoltate, faţă de Carpaţii orientali, unde aceste goluri în genere sunt reduse la mici şi neînsemnate petece, în afară de partea lor nordică şi Nord-vestică (munţii Călimani, ai Rodnii şi ai Maramureşului), unde în legătură cu înălţimea lor mai mare şi golurile sunt mai desvoltate. Cât priveşte munţii Apuseni, deşi înălţimea lor maximă se găseşte în genere sub 2000 m., totuş golurile lor alpine iau o desvoltare relativ mare.

In interiorul acestui perimetru muntos, apar câtevà masive muntoase mai mult sau mai puţin strâns legate cu acesta, cum sunt: munţii Perşani şi ai Hărghitei în partea de Est, munţii Banatului în partea de Sud-Vest, etc. şi care împreună cu culmile ce scoboară din ei, constituesc regiunea muntoasă a acestor provincii.

b) Regiunea dealurilor. Din lanţul munţilor periferici, din masivele sale secundare, ca şi din culmile muntoase ce descind din ele, sco-

Institutul Geologic al României

boară din toate părţile numeroase culmi de dealuri, mai mult sau mai puţin lungi, care descresc în înălţime în spre partea centrală a Transilvanii, în spre şesul din Apus şi în spre depresiunile de dealungul văilor mari.

c) Câmpia transilvană. Cea de a doua unitate orografică scoborând încetul cu încetul de toate părţile, ajunge până la altitudinea de 500—600 m. deasupra nivelului mării, care este în genere altitudinea regiunii accidentate, situată cam în mijlocul Transilvanii şi care în mod impropriu şi cu totul relativ, s'a numit «Câmpia Transilvaniei», sau «Câmpia transilvană».

d) Regiunea şesului. Dacă dealurile ce însoţesc în partea de Est munţii Apuseni, scoboară mai mult sau mai puţin încet până la nivelul destul de ridicat al Câmpiei transilvane; în spre Apus, dealurile ce însoţesc munţii scoboară până la altitudinea de 100 m. deasupra nivelului mării, sau chiar sub această altitudine, prin urmare trec la un adevărat şes. Acest şes reprezentând prelungirea cea mai de Est a Pustei ungureşti, constitue o bandă de lărgimi diferite ce însoţeşte noua graniţă în mai tot lungul său.

e) Văile largi şi depresiunile de dealungul lor. Acestei din urmă unităţi orografice îi aparţin văile largi ale râurilor mai mari, cum sunt văile: Oltului, Mureşului, Timişului, Crişurilor, Târnavelor, Someşului, etc.; dar mai ales depresiunile uneori destul de desvoltate şi destul de importante din punct de vedere economic, de care văile mai mari sunt adesea întrerupte, atât în regiunea munţilor, cât şi în aceà a dealurilor. Intre aceste depresiuni ca mai importante sunt de menţionat: depresiunea din regiunea Ciucului în cursul superior al Oltului, depresiunea Târgul Secuilor, Sfântul Gheorghe-Braşov şi depresiunea Făgăraşului în cursul mijlociu al Oltului, apoi depresiunea dela isvoarele Mureşului, depresiunea Haţegului şi altele mai mici.

Din cele expuse mai sus reiese, că sub raportul orografic Ardealul aproape în întregime şi mare parte din Banat, Crişana şi Maramureş, sunt în parte muntoase, în parte deluroase, deci cu o altitudine de peste 600 m. şi acoperite în mare parte cu păduri; numai Câmpia Transilvaniei apare ca un podiş accidentat cu o altitudine în genere sub 600 m.; pe când depresiunile, terasele văilor largi şi cu deosebire regiunea din apropierea graniţei de Vest, pot fi socotite ca aparţinând şesului. Acestea din urmă, în plus Câmpia transilvană, sunt singurele părţi de o mai mare importanţă agricolă.

Din punct de vedere hidrografic, se constată, că toată partea accidentată (deluroasă sau muntoasă) a acestor provincii este îmbrăzdată în diferite direcţiuni de numeroase văi în genere adânci şi străbătute de ape permanente, colectate de cele câtevà râuri mari, ca: Oltul, Mureşul cu afluenţii săi, Târnavele, Timişul, Crişul, Someşul, etc. In general, toate aceste ape mari sau

Institutul Geologic al României

mici, au văi bine individualizate, în afară de partea lor corespunzătoare şesului de Vest şi a unora dintre depresiuni, unde văile în mare parte par a fi mai puţin individualizate, sau chiar confuze, din care cauză pe alocurea ele dau naştere la întinse suprafeţe inundabile, mlăştinoase şi chiar turboase.

Cât priveşte Câmpia transilvană, ca un factor ce vine a o caracterizà, ea este străbătută de numeroase văi, în general largi şi puţin adânci, seci sau cu apă puţină, adunată în numeroase iazuri ce se înşiră dealungul lor.

2. *Condiţiunile climaterice.* Sub raportul condiţiunilor climaterice şi cu deosebire sub raportul precipitaţiunilor şi a mersului temperaturii, se constată, că repartiţia lor merge mână în mână cu orografia, astfel:

a) P r e c i p i t a ţ i u n i l e. Din hărţile pluviometrice existente, se vede că începând din vârfurile înalte ale munţilor înconjurători, unde în general media anuală a precipitaţiunilor atinge cele mai mari valori, adică de 900 mm. sau chiar peste 900 mm.; cu cât scoborâm în spre partea centrală a Transilvanii, cu atât această medie anuală maximă scade treptat şi anume: până la 700 mm. în regiunea munţilor mai puţin înalţi şi în regiunea dealurilor, pentru ca în spre centrul Câmpiei transilvane să ajungă la o medie anuală de 600 mm., sau chiar până la 500 mm.

Aceaş scădere şi mai accentuată o manifestă media anuală a precipitaţiunilor, începând din regiunea munţilor în spre şes, unde media anuală ajunge la 500—600 mm. şi pe alocurea (în Banat) chiar sub 500 mm.

b) T e m p e r a t u r a. In ceace priveşte media anuală a temperaturii, din lucrările făcute în această privinţă, se vede că ea suferă o creştere cu cât ne apropiem de câmpie, a cărei medie anuală variază între 8 şi 9^0. O creştere şi mai pronunţată o manifestă temperatura în spre Vest (în spre şes), unde ajunge să varieze între 10 şi 11^0, sau chiar să treacă peste media anuală de 11^0, mai ales în partea Sud-vestică a Ardealului şi în Banat, deci acolo unde sunt abundente elementele vegetale mediteraneene.

3. *Solul.* Strâns legat de condiţiunile oro-hidrografice, climaterice ale acestor provincii româneşti şi chiar de natura rocei mume, stă felul şi dispersiunea solului.

In această privinţă, după cercetările sumare de vedere generală făcute al căror rezultate au fost notate pe schiţa de hartă ce însoţeşte lucrarea de faţă, rezultă, că solul dominant al Ardealului şi în cea mai mare parte din provinciile româneşti de mai la Vest, este p o d z o l u l. Acest tip de sol, fără a se ţine seamă de starea sa de podzolire mai mult sau mai puţin înaintată, fără a se ţine seamă de variaţiunile în coloare şi în grosime [1]), variaţiuni introduse în mare parte din roca mumă pe care a născut; putem spune, că dela o anumită

[1]) El este în genere gălbui-roşcat pe rocele eruptive noi şi pe calcare; mai subţire pe marne ca pe nisipuri sau pe orice altă rocă permeabilă; de un caracter special pe pietrişurile teraselor, etc.

Institutul Geologic al României

altitudine în sus, în genere superioară a 600 m., podzolul se așterne pe tot felul de roce, fie ele noui sau vechi, eruptive, sedimentare sau cristaline. Escepție dela aceasta s'ar părea că fac calcarele și marnele, care deși la început sunt acoperite cu soluri negre turboase sau nu, cu timpul chiar și acestea trec la podzol. Așà că se poate spune, că podzolul este solul dealurilor înalte și al munților. Pe această din urmă unitate orografică mai ales, în legătură cu numeroasele iviri stâncoase de diferite naturi, podzolul este înlocuit prin podzol schelet[1]), podzolul propriuzis neîntâlnindu-se acì decât foarte rar și ca mici petece pe terasele înalte ale râurilor și pe părțile mai așezate ale munților. Oricare ar fi felul podzolului, el este presărat de mici și neînsemnate, însă foarte numeroase, petece de lăcoviști, lăcoviști turboase și chiar de turbe, ce pun stăpânire pe toate părțile cu maximum de umiditate.

Mergând în spre goluri sau stepele reci depe vârfurile înalte ale munților, dela o anumită altitudine, corespunzătoare rărirei pădurii, podzolul se prezintă tot mai slab podzolit, până ce trece la solul turbos, scheleto-turbos sau chiar la turbă, adică la solurile obișnuite ale pășunilor golurilor alpine.

Scoborând în jos, în spre dealurile mai mici sau în spre câmpie, podzolul, fie schelet sau nu, după un timp oarecare și în legătură cu altitudinea mai mică deasupra nivelului mării și cu natura rocei mume, începe a manifestà o tot mai slabă podzolire, până ce trece la un sol de pădure, în a cărei arie pe ici pe colo se arată în unele părți, mici, însă destul de numeroase petece de lăcovești și de podzol de depresiuni.

Acest din urmă tip de sol, constitue în genere o bandă de lărgimi foarte diferite, adese ori așà de redusă [2]), încât a trebuit să se exagereze pentru a se puteà reprezentà pe schița de hartă alăturată; bandă, care circumscrie solul în genere mai negru (cernoziom degradat) al Câmpiei transilvane.

Câmpia transilvană caracterizată în genere: prin solul său mai negru și mai argilos ca cel dinprejur, adică printr'un cernoziom în diferite stadii de degradare, ce alternă cu foarte numeroase petece de forme și mărimi diferite de rendzină și cu altele de un cernoziom prea puțin sau deloc degradat; prin numeroasele iviri de marne mai mult sau mai puțin alterate ce se văd apărând pe mai toate coastele mai abrupte, adesea acoperite cu eflorescențe saline și suportând o vegetație halofilă; prin numeroase sărături ce se întâlnesc pe fundul mai tuturor văilor ce o înbrăzdează; prin prezența movilelor, care deși în mare parte teșite

[1]) Podzolul schelet este podzolul în care se întâlnesc în număr mai mult sau mai puțin mare, fragmente de naturi, forme și mărimi diferite din roca sau rocele pe contul cărora a născut.

[2]) Această ingustare exagerată a bandei solului de pădure, ține mai ales de faptul că în unele părți trecerea dela podzol la cernoziomul degradat se face foarte repede.

Institutul Geologic al României

printr'o intensă şi veche cultură agricolă, totuş se mai văd şi azi încă, ridicându-se ici şi colo pe părţile mai înalte ale dealurilor; prin prezenţa crotovinelor în sol şi în subsol; dar mai ales prin vegetaţia sa lemnoasă, care sub forma de mici pădurici cu caractere proprii, se văd unde şi unde, înălţându-se pe părţile mai ridicate ale acestei câmpii şi de obicei pe coastele cu expunere nordică; deasemenea prin prezenţa unor anumite elemente ierboase ce s'au mai păstrat pe ici pe colo în părţile improprii agriculturii; toate acestea ne dovedesc că altădată această câmpie a fost stăpânită de stepă, iar azi se găseşte în stadiul, ca cel puţin în anumitele sale părţi poate primi pădurea, adică în stadiul antestepii.

Această antestepă, apare ca o insulă cu totul izolată în mijlocul pădurilor, existenţa sa acì fiind strâns legată de existenţa subsolului imediat de marne salifere. Prin urmare avem deaface acì cu o antestepă ce a născut nu prin conlucrarea tuturor factorilor ca în antestepele zonale, ci numai graţie prezenţei marnei, aşà că înzadar se caută legătura sa de altădată, cu stepa dela Est (de peste munţi), sau cu Pusta ungurească.

Aceeaş succesiune de soluri, însă în sens invers, se constată mergând în spre vârful munţilor Apuseni, ca şi în spre munţii dela Nord sau dela Sud de Câmpia transilvană.

Succesiunea aceasta a solurilor în sens altitudinal, se vede încă şi mai complectă în direcţia şesului dela Vest. In adevăr, în această parte, pornind dela solul scheleto-turbos al golurilor, se trece scoborând, la podzol schelet şi podzol, care la rândul lor, printr'o podzolire tot mai slabă, trec la o bandă cu sol de pădure. Solul de pădure se continuă în jos şi el cu o altă bandă de lărgimi diferite, de un cernoziom în diferite stadii de degradare. Infine, printr'o degradare tot mai slabă, se trece pe nesimţite la solul de stepă, adică la cernoziomul ciocolat stabilit pe loess sau pe aluviuni vechi care acoperă întreg colţul ţării dela Vest de o linie Arad-Timişioara.

O variaţiune destul de mare în răspândirea solurilor, însă pe suprafeţe mici, o introduc văile râurilor şi în special văile largi. In aceste văi, se observă că luncile inundabile sunt acoperite de aluviuni noui, argiloase sau nisipoase, care foarte deseori alternă cu petece mai mult sau mai puţin mari de lăcovişti, petece, ce corespund părţilor mlăştinoase sau cu o mare umiditate, datorită pânzei de apă freatică care este superficială, ex. pe valea Oltului, Mureşului, Târnavelor, etc. O mai mare desvoltare o iau însă aceste lăcovişti în şes şi anume în părţile sale cu văi instabile sau comfuze, cum este în cursul inferior al Timişului şi a afluenţilor săi, a Mureşului, Crişurilor Someşului, etc. In toate aceste părţi, se întâlnesc suprafeţe întinse inundabile sau chiar mlăştinoase, azi în mare parte intrate în cultură graţie lucrărilor de drenaj, cu soluri în mare parte reprezentate prin lăcovişti, ce alternă, corespunzând părţilor mai înalte şi grindurilor, cu petece de cernoziom ciocolat, de cernoziom degradat, de soluri de pădure, de soluri podzolite ce ajunge

Institutul Geologic al României

adesea chiar până la podzol tipic; iar în unele din părţile lor mai joase, iau locul chiar turbării de locuri mlăştinoase, cum este în regiunea Eccedi-Lap la Est de Careii-Mari, pe lunca Oltului la Vest de Miercurea-Ciucului, la Est de Făgăraş, etc.

In văile râurilor, mai ales în câmpie, în afară de solurile depe luncile inundabile, pe terasele inferioare ferite de inundaţii, se întâlnesc aluviuni mai mult sau mai puţin negre, deci mai mult sau mai puţin vechi, unele cu o nuanţă roşcată şi cu o slabă schiţare a orizontului B, prin urmare cu o slabă manifestare de degradare.

Pe terasele mai superioare din zona de pădure, în legătură cu subsolul lor permeabil de pietriş, se întâlneşte solul de pădure bine caracterizat, adesea chiar podzolit. Aceste din urmă terase, ca şi precedentele, în interiorul munţilor şi a dealurilor înalte, suportă un podzol caracteristic lor, adesea foarte bogat în concreţiuni mangano-feruginoase, podzol, ce se pierde trecând în unele părţi la aluviunile noui ale luncilor inundabile. Acest din urmă caz se vede foarte bine în depresiunea Făgăraşului, în depresiunea Haţegului, pe terasele Timişului la Caransebeş şi Lugoş, etc.; peste tot pietrişurile formându-i mai mult sau mai puţin direct, subsolul.

Cât priveşte terasele cele mai superioare din zona pădurilor, podzolul le este solul obişnuit.

II. BUCOVINA

Trecând la cea de a doua provincie românească, sau la Bucovina, se constată, că cel puţin în partea sa dela Sud de valea Prutului, există o mare asemănare şi sub toate raporturile cu Ardealul. Asemănarea aceasta reiese, atât din punct de vedere oro-hidrografic, cât şi din punct de vedere climateric şi prin urmare şi prin felul şi repartiţia tipurilor de soluri.

Să considerăm pe rând fiecare din factorii principali de care este legat felul şi repartiţia solului.

1. *Condiţiunile oro-hidrografice.* In toată partea Bucovinei dela Sud de valea Prutului, din lanţul munţilor în genere împăduriţi, zişi ai Bucovinei, a căror înălţime maximă abia depăşeşte ici şi colo limita superioară a pădurii, se desprind o serie de culmi muntoase, care înaintând în spre inima sa, trec la regiunea dealurilor, iar aceasta la rândul său se continuă în spre Est cu un platou accidentat mai puţin înalt. Această din urmă unitate orografică, în două mici porţiuni şi anume: în regiunea dela Sud şi Sud-Vest de Suceava şi în regiunea cuprinsă între Rădăuţi şi Siret, scoboară mai jos faţă de nivelul general al podişului, adică aproape de altitudinea de 400 m. deasupra nivelului mării. Astfel, aceste două mici regiuni, se deosebesc încă dela prima vedere de cele din jurul lor, în afară de alte caractere şi prin nivelul lor în genere mai scoborât, sub care privinţă ele apar ca două mici depresiuni locale.

Institutul Geologic al României

In ce priveşte porţiunea cuprinsă între Prut şi Nistru, aceasta deşi apare ca o regiune destul de accidentată, totuş ea se găseşte la o altitudine mai mică, care variază în genere între 200 şi 300 m., înălţime, ce creşte în spre Est, adică în spre înălţimile din direcţia vechei graniţe dintre Bucovina şi Basarabia, unde ajunge sau pe alocurea chiar întrece 500 m. O slabă ridicare, până la peste 300 m., manifestă acest podiş şi în spre Nistru, în apropierea căruia se termină mai mult sau mai puţin brusc prin maluri înalte şi stâncoase.

Această orografie mai mult sau mai puţin accidentată şi caracteristică, este şi mai mult pronunţată prin intercalarea după diferite direcţiuni, de şuviţe de teren mai mult sau mai puţin plane, reprezentate prin văile adesea destul de largi ale râurilor mai principale, cum sunt văile: Prutului, Siretului şi ale afluenţilor mai de seamă a acestora, Suceava cu Sucevița, Ceremuşul, Moldova, etc. Unele dintre aceste văi pătrund până în munţi, având o lărgime destul de apreciabilă.

Sub raportul apelor, nu este de remarcat în genere, decât deosebirea transantă ce există între restul Bucovinei şi între regiunea dela Nord de Prut, precum şi faţă de cele două mici depresiuni (Suceava S. şi S.V. şi Rădăuţi E. N.E.), care contrar celorlalte părţi ale acestei provincii de munţi şi de dealuri, deci de abundente ape mari şi mici, deşi accidentate şi ele şi înbrăzdate de văi numeroase, totuş lipsa apei este mai mult simţită în aceste părţi ca oriunde. In adevăr, văile în genere sunt seci sau au apă puţină, în cazul acesta din urmă, apa este de obicei adunată în numeroase iazuri, destinate tocmai a înlocui această lipsă. Fapt dealtminteri destul de caracteristic, pe lângă altele, pentru aceste regiuni.

2. *Condiţiunile climaterice.* Şi sub raportul acestor condiţiuni, găsim o mare apropiere între Bucovina şi Ardeal şi mai ales în privinţa repartiţiei ploilor.

Cu privire la mersul ploilor, din lucrările existente, se constată în genere o scădere a mediei anuale de precipitaţiuni din spre vârful munţilor, unde ea este de peste 900 mm., în spre părţile mai inferioare, ajungând până la 700 mm. în regiunea dealurilor şi până la 500 mm. pe podişul din partea sa de Est. Prin urmare, media anuală a precipitaţiunilor suferă o scădere regulată, scădere, ce merge mână în mână cu orografia. Nu se constată sub raportul precipitaţiunilor, nici cea mai mică diferenţă care să corespundă, nu atât celor două mici depresiuni, cât mai ales regiunii puţin înalte dela Nord de Prut. Se pare însă, că în regiunea înălţimilor din direcţia Sadagura, media anuală a precipitaţiunilor este mai mare ca mai la Vest şi mai la Est de aceste înălţimi.

Cât priveşte temperatura, din aceleaşi lucrări, reiese că media sa anuală variază în Bucuvina între 7° şi până la sub 6° în regiunea munţilor.

3. *Solul.* In legătură strânsă cu condiţiunile oro-hidrografice şi climaterice, în special cu precipitaţiunile şi temperatura şi până la un punct cu roca

Institutul Geologic al României

mumă, stă felul şi modul de răspândire al solului în Bucovina. Astfel, în toată partea dela Sud de valea Prutului şi pornind din vârful munţilor, se întinde mai peste tot p o d z o l u l, solul pădurilor de conifere, fag şi stejar, reprezentat la rândul său prin p o d z o l s c h e l e t în regiunea munţilor cu numeroase iviri de roce, prin p o d z o l t i p i c în regiunea dealurilor şi pe podiş.

Din mijlocul acestui sol podzol, apar ca două ochiuri nu prea mari, cele două depresiuni (Suceava S. S.-V. şi Rădăuţi E. N.-E.). Aceste depresiuni, în afară de deosebirea ce o manifestă sub raportul oro-hidrografic, arată o deosebire şi mai pronunţată sub raportul solului lor, care prin coloarea sa neagră se pune şi mai mult în evidenţă faţă de solurile înconjurătoare reprezentate prin podzol. Acest sol negru nu este altcevà decât un c e r n o z i o m d e g r a d a t, ce se găseşte în diferite stadii ale degradării sale, care însă în spre periferie trece la podzol mai mult sau mai puţin brusc, prin intermediul unei foarte înguste şuviţe (bande) de s o l d e p ă d u r e.

Prezenţa acestui c e r n o z i o m d e g r a d a t ce se reazimă pe marne, ce ies la zi în numeroase locuri pe coastele repezi ale dealurilor; prezenţa slabelor sărături pe unele dintre văi; ca şi prezenţa numeroaselor movile; apoi lipsa vegetaţiunii lemnoase superioare spontane şi aflarea de elemente ierboase ce se întâlnesc numai acì; fac ca aceste două mici petece să se deosebească de regiunile învecinate. In adevăr, ele reprezintă azi două insule de antestepă cu totul izolate în mijlocul zonei pădurilor. Origina lor, ca şi origina Câmpiei transilvane, este strâns legată de subsolul de marnă al regiunii.

La acestea, ca o mică variaţiune, se mai adaugă petecul de sol de pădure din regiunea dela Sud şi Est de C e r n ă u ţ i, care în această din urmă direcţie rezemat pe subsol de nisip (probabil dune vechi) trece pe nesimţite la podzol.

Dacă trecem la Nord de valea Prutului, se constată că podzolul este solul numai al părţilor înalte ale acestei regiuni, cum sunt înălţimile din direcţia Sadagura şi înălţimile dela Vest de C o ţ m a n, pe când între ele domină solul de pădure. Apropiindu-ne mai mult de Nistru, la un moment dat, lucrurile se schimbă cu totul, căci intrăm într'o bandă formată de un sol negru ce se razimă pe gips, sol despre care d-l Prof. SAVA ATANASIU aminteşte în treacăt într'o comunicare a sa relativă la geologia malului românesc al Nistrului. Acest sol negru, nu este altcevà decât o r e n d z i n ă, identică celei întâlnite pe gipsurile dela Nord de O n e ş t i, din judeţul Bacău, la confluenţa T r o t u ş u l u i c u T a z l ă u. Prezenţa sa acì a atras după sine existenţa stepei cu toate caracterele ei, adică prezenţa unor anumite elemente ierboase caracteristice ei, lipsa pădurilor şi înlocuirea lor prin mărăcinişuri şi stufişuri, prezenţa movilelor şi întreg felul de viaţă al locuitorilor de acì.

O variaţie cevà mai mare, dar pe suprafeţe reduse, şi acì ca şi în Ardeal, o introduc văile râurilor, în care, în legătură cu vârsta diferitelor terase, în

Institutul Geologic al României

afară de aluviunile noui, se întâlneşte aproape întreaga serie de soluri, toate născute pe socoteala materialului cărat şi depus de apele râurilor. Nu lipsesc dintre aceste soluri l ă c o v i ş t e l e, care pe unele văi, ca pe aceà a Prutului şi Sucevei, sunt destul de des întâlnite şi destul de desvoltate, constituind solul fâneţelor şi păşunelor umede şi pe alocurea, acela al petecelor de stuh.

In rezumat, din cele expuse cu referire la solul Ardealului şi al Bucovinei şi din cele ce se vede pe hartă, rezultă că în afară de câtevà mici petece de cernoziom, cernoziom degradat, rendzină şi sol de pădure, peste tot domină podzolul.

III. BASARABIA

Dacă între Bucovina şi Ardeal se vede, după cum am spus, o asemănare sub toate raporturile, B a s a r a b i a din contră se deosebeşte foarte mult de aceste două provincii româneşti. O asemănare însă o găsim, până la un punct oarecare, între Basarabia şi partea Moldovei dintre Siret şi Prut şi aceasta mai ales din punct de vedere orografic, mai puţin din punct de vedere hidrografic; pe când din punct de vedere climateric, Basarabia apare ca o unitate, aparte, datorită influenţei stepei ruseşti, cu mult mai tare resimţită decât cea de partea Moldovei dela Est de Siret.

Din punct de vedere orografic şi prin urmare şi din punct de vedere al dispunerii solului, asemănarea este aşà de mare, încât dacă am presupune că putem suprapune partea Moldovei dintre Siret şi Prut peste Basarabia, răsucindu-o după linia Prutului, am vedeà că cele mai de seamă accidentaţiuni de teren aproape s'ar corespunde, bineînţeles pe o scară mai largă. Astfel, înălţimile din Nordul Moldovei şi din lungul Siretului, ar corespunde până la un punct, cu înălţimile ce însoţesc valea Nistrului; depresiunea stepei din partea de Est a judeţelor I a ş i, B o t o ş a n i şi D o r o h o i u, ar corespunde depresiunii ocupată de stepa din regiunea B ă l ţ i l o r; înălţimile dela Sud de Iaşi, ar corespunde înălţimilor ce suportă codrii B â c u l u i din centrul Basarabii, etc.

1. *Condiţiunile oro-hidrografice.* Oricare ar fi asemănarea dintre Basarabia şi partea Moldovii imediat vecină (partea dintre Siret şi Prut) şi oricare ar fi punctul până la care se poate face aceasta, Basarabia, în afară de partea sa sudică, se prezintă în genere ca o ţară accidentată, cu o accidentaţie mai pronunţată sau mai slabă şi cu ridicături mai mari în unele părţi, faţă de alte părţi care deşi accidentate şi ele, apar ca largi depresiuni, alături de altele care manifestă o trecere înceată în spre şes.

In adevăr, pornind din regiunea înaltă, dela vechia graniţă din spre Bucovina, se întinde întovărăşind malul Nistrului, o serie de înălţimi, care se ţin în genere aproape de 300 m. şi numai pe ici pe colo ridicându-se deasupra acestei cote, înălţimi, care scoboară neîncetat în spre Sud.

Institutul Geologic al României

O a doua porţiune ridicată a Basarabiei se întâlneşte în partea sa centrală şi cam la înălţimea Iaşului. In această regiune, partea cea mai înaltă a sa de peste 400 m., apare ca un nod orografic situat la marginea sa de Vest şi cam în regiunea Cornești-Găureni.

Din acest nod orografic, se digitează în spre Est, Nord-Est şi Sud-Sudest, şiruri de înălţimi, care cu cât merg mai departe de acest nod, se digitează la rândul lor, odată cu aceasta pierzând treptat şi din înălţime.

Intre aceste ridicături centrale şi cele de dealungul Nistrului este cuprinsă o întreagă regiune, care deşi destul de accidentată, însă găsindu-se în mare parte sub nivelul de 250 m., apare ca o depresiune deschisă în spre Vest, în spre stepa din Nordul Moldovii, aceasta este depresiunea din regiunea Bălţilor.

Trecând la Sud de înălţimile din partea centrală a Basarabii, se constată că orografia pronunţat accidentată a acesteia, trece pe nesimţite la şesul înalt, îmbrăzdat după direcţia generală Nord-Sud de văi adesea destul de largi, şes care în apropierea Dunării şi a mării, abiă are câţivà metri altitudine, dacă nu se pierde chiar la nivelul lor.

In ce priveşte apele curgătoare, în afară de Prut şi Nistru care în legătură cu debitul lor mare de apă, prezintă în cursul mijlociu şi mai cu seamă în cel inferior largi lunci inundabile, străbătute în diferite direcţiuni de numeroase viroage, gârle, braţe şi cursuri vechi părăsite şi sunt presărate de numeroase lacuri şi mlaştine; în afară de seria marilor limanuri ce se înşiră în lungul Dunării şi a coastei mării; toate celelalte ape, chiar cele câtevà mai însemnate, ca: Răutul, Bâcul, Cogâlnicul, etc., deşi se prezintă cu văi destul de largi, totuş chiar acestea sunt străbătute azi de mici şivoaie de ape curgătoare şi aceasta atât în regiunile cu păduri, dar mai ales în părţile stăpânite de stepă sau de antestepă.

In această din urmă parte, lipsa completă a apei din unele văi ce o îmbrăzdează, cursul temporal pe altele, ca şi debitul mic al apei ce se strecoară de fundul altora, au provocat facerea de iazuri, care în număr mare se văd înşirându-se în lungul mai tuturor văilor ce au cât de puţină apă, fiind menite să înlocuiască lipsa destul de simţită a apei.

2. *Condiţiunile climaterice.* Dacă sub raportul orografic o asemănare între Basarabia şi partea de Est a Moldovei se poate face, dacă sub raportul apelor se poate face până la un punct oarecare deasemenea o apropiere; sub raportul climei şi în special sub raportul precipitaţiunilor, vedem că Basarabia se deosebeşte mult, ea constituind o unitate pluviometrică aparte. Această mare deosebire, de sigur că poate fi atribuită în parte faptului, că acest ţinut românesc situat fiind mai departe de munţi, faţă de partea Moldovei vecină cu care se compară, este mai mult influenţată de stepa rusească imediat vecină, decât de lanţul Carpaţilor.

In adevăr, în privinţa precipitaţiunilor, din lucrările existente pe care le-am avut la îndemână, reiese că în afară de înălţimile dela graniţa Bucovinii

Institutul Geologic al României

care primesc până la 600 mm., încolo toată partea nordică şi aproape toată partea mijlocie a Basarabii primeşte în genere şi în medie anuală între 400 şi 500 mm. de precipitaţiuni, pe când tot Sudul său ar primi sub 400 mm. Ceeace este curios, este faptul că nici chiar în puţinele şi restrânsele porţiuni cu podzol ce suportă păduri chiar cu fag, nu se vede o cantitate de precipitaţiuni superioară celei de 600 mm., deşi solul prin natura sa şi felul vegetaţiei, ne vorbeşte pentru aceasta.

In ceace priveşte mersul temperaturii, se constată în general o scădere a medii sale anuale începând dela Sud, unde media anuală a temperaturii este chiar superioară a 11^0, în spre Nord unde ajunge la 8^0 sau chiar sub 8^0.

3. *Solul*. Mână în mână cu orografia şi cu condiţiunile climaterice şi în unele părţi cu natura rocei mume, merge felul şi răspândirea solului. In această privinţă, din studiul de vedere generală întreprins, reiese:

P o d z o l u l se întâlneşte în regiunea înălţimilor mai mari dela graniţa veche din spre Bucovina, sol, care la Est reapare ca petece mai mici şi izolate în zona solului de pădure, chiar şi acì corespunzând părţilor mai înalte. Tot în legătură cu înălţimile de dealungul Nistrului, este banda de sol de pădure, care deşi pe ici pe colo întreruptă, totuş se urmăreşte pe o distanţă oarecare şi al cărui sol în unele puncte chiar suferă o podzolire.

O a doua regiune unde apare podzolul, însă tot ca o insulă izolată, este reprezentată prin înălţimile din centrul Basarabii şi care se digitează urmărind digitaţiile orografice. Această insulă de podzol este circumscrisă de o bandă foarte neregulată şi adesea destul de îngustă de sol de pădure, prin intermediul căreia se trece la antestepă şi apoi la stepă.

La Nord de această din urmă insulă de podzol şi corespunzând depresiunii din regiunea B ă l ţ i l o r, circumscrisă de toate părţile aproape de o zonă de lărgimi diferite de c e r n o z i o m d e g r a d a t, se întâlneşte un sol c e r n o z i o m c i o c o l a t sau cernoziom propriu zis soluri, care în sens altitudinal trec la cernoziomul în diferite stadii de degradare al antestepei sau stepei cu păduri, identică cu aceà din Moldova cu care chiar se leagă şi care la rândul său trece la solul de pădure.

Toată regiunea deacì, pe care se aştern aceste cernoziomuri reprezintă stepa din regiunea Bălţilor, stepă care sub toate raporturile se aseamănă cu prelungirea sa ceà mai de Vest sau cu stepa Nordului Moldovei. In adevăr, ca şi aceasta din urmă ea este caracterizată:

Prin solul său cernoziom ciocolat sau propriu zis ce se razimă mai ales pe marne puse la zi în numeroasele lor iviri depe coastele mai repezi ale dealurilor.

Prin prezenţa crotovinelor în sol.

Prin prezenţa a foarte numeroase movile, ce ocupă punctele mai înalte ale podişului.

Prin abundenţa sărăturilor şi a vegetaţiunii lor halofile răspândite mai pe toate văile.

Institutul Geologic al României

Prin lipsa pădurilor şi înlocuirea lor prin mărăcinişuri şi stufişuri.

In ce priveşte cele câteva pădurice ce se văd ici şi colo, ele constituesc insule izolate de antestepă, determinate de cauze pur locale.

Prin abundenţa unei vegetaţiuni ierboase caracteristice.

Existenţa acestei stepe, ca şi a celei din Nordul Moldovei, este legată mai ales de natura subsolului de marnă.

Dacă scoborâm din Codrii Bâcului în spre Sudul Basarabii, se urmăreşte întreaga succesiune a tipurilor zonale de soluri. In adevăr, dela podzolul cu petece de sol de pădure şi de soluri chiar mai puţin degradate depe dealurile înalte, se trece pe nesimţite şi printr'o podzolire tot mai slabă, la zona dealtminteri foarte redusă şi foarte neregulată a solului de pădure, care tot pe nesimţite trece la cernoziomul mai mult sau mai puţin degradat al antestepei, ce face trecerea la stepa Sudului Basarabii sau la Bugeac.

In această scoborâre tot mai în spre Sud, dealungul unei aceleaşi culmi de dealuri, asistăm la schimbarea succesivă ce o suferă vegetaţiunea în genere şi cea lemnoasă superioară spontană în special, schimbare, determinată de schimbările solului şi subsolului, deci şi a climei. Asistăm la trecerea dela codrii cu tot felul de esenţe, în minus mesteacănul, suportate şi hrănite din belşug de podzol, la păduri în care unele din esenţele de mai sus dispar şi în primul rând fagul, iar grupul stejarilor stăpâneşte asupra celorlalte esenţe încă numeroase, viguroase şi fără părtinire hrănite de solul şi subsolul de pădure. Străbătând prin aceste din urmă păduri, dela un moment dat te trezeşti în păduri în care oricât ai căutà unele din esenţele de mai sus, nu se mai întâlnesc, în schimb însă anumiţi stejari, ulmul şi încă alte câtevà esenţe, se văd ridicându-se mai peste tot, pe un sol destul de negru; ne găsim deci în spre partea mijlocie a antestepii. Deacì încolo, pădurea nu numai că şi-a împuţinat esenţele componente care rând pe rând s'au retras, nu numai că şi-a ales numai anumite esenţe robuste cu care să înfrunte condiţiunile nu prea priincioase din apropierea stepii; dar ea începe să se răărească tot mai mult, încep să apară în sânul său poene tot mai mari. Pe lângă toate acestea, arborii se prezintă tot mai scunzi, tot mai des ramificaţi, cu ramurile şi tulpinele de obicei strâmbe, acoperite cu un gros ritidom, cu uscături numeroase ce le atacă ramurile şi chiar vârfurile tulpinelor, iar vegetaţia abundentă de Lichene ce le acoperă tulpinele de jos şi până sus, le dă aspectul unor arbori bătrâni, unor arbori înbătrâniţi nu de vreme, ci de suferinţe.

Toate aceste caractere manifestate de vegetaţie, alături de cele manifestate de sol, ne vestesc apropierea regiunilor improprii pădurilor sau a regiunilor stăpânite de stepă propriuzisă. In adevăr, dacă mai înaintăm puţin, asistăm la ultimile sforţări ce le face vegetaţia lemnoasă de a se mai menţine, adică la o reducere a taliei arborilor până la minimum posibil şi odată cu aceasta la o înlocuire a pădurii prin grupe mai mult sau mai puţin izolate de arbori, răspândite în mijlocul ierburilor stepei. In cele din urmă dispar şi aceşti ultimi

Institutul Geologic al României

reprezentanţi ai pădurii, biruiţi de stepă, în care pădurea continuă încă să fie reprezentată prin formaţiunile pitice şi monotone de subarbuşti, adică prin mărăcinişuri şi stufişuri, care şi ele vor avea în general aceiaşi soartă, când ajung pe solul bălan.

Aceeaş trecere succesivă până la dispariţia pădurii, dar pe suprafeţe mult mai reduse, se vede şi în spre fundul văilor săpate în marne ce despart culmile de dealuri, ele fiind în mare parte din întinderea lor ocupate de stepă.

Intrând în stepa din Sudul Basarabii, întâlnim o zonă destul de lată de cernoziom ciocolat tipic şi de cernoziom propriu-zis susţinut de marne, care trec pe nesimţite la o altă zonă mai sudică şi destul de desvoltată de sol castaniu, sol, care ca şi cernoziomul ciocolat, se reazimă pe loess.

Infine, ca zona cea mai de Sud şi cu mult mai puţin desvoltată, faţă de precedentele, apare banda îngustă a solului bălan, care începând dela Reni şi întrerupându-se între solul castaniu la Nord şi între aluviunile de dealungul Dunării, se continuă până pela Chilia, de unde mai departe în spre Est, această zonă trece la aceea a solului castaniu.

Dealungul coastei joase a mării, adică pe plaje, pe îngustele fâşii de uscat ce separă limanurile de mare, cum şi dealungul malului de Vest al limanului Nistrului până pe la Cetatea-Albă, se întâlneşte peste tot o fâşie mai îngustă sau mai lată de nisipuri, chiar sub forma de dune.

O perturbare în această regulată zonalitate, o introduc, pe lângă insulele de antestepă dispersate în zona solului cernoziom şi castaniu, regiunea mai înaltă dintre Cahul şi Comrat, unde solul este reprezentat prin cernoziom în diferite stadii de degradare, deci de antestepă. In această parte, în legătură cu masivul mare de pădure al Tigheciului, în mijlocul cernoziomului degradat, s'a întâlnit solul de pădure chiar podzolit.

Infine, în legătură cu marea desvoltare ce o iau luncile Prutului şi Nistrului în cursul lor mijlociu şi mai ales în cel inferior, se întâlnesc suprafeţe mari de aluviuni, unele noui, altele cevà mai închise, deci cevà mai vechi, alături de petece destul de mari de lăcovişti.

Cu aceeaşi mare desvoltare se prezintă aceste două feluri de soluri din urmă, în partea sudică a Basarabii, dealungul Dunării şi a numeroaselor limanuri, unde sunt semnalate chiar formaţiuni de plaur.

Cât priveşte sărăturile, cele continentale se întâlnesc pe mai toate văile ce îmbrăzdează stepa şi antestepa, unde se prezintă ca petece de forme şi mărimi diferite sau chiar acoperind mare parte din fundul văilor. Nu lipsesc sărăturile acestea, uneori însoţite chiar de eflorescenţe saline, nici depe coastele dealurilor, unde însoţesc întotdeauna ivirile proaspete de marnă. Aceste soluri, oricare le-ar fi forma, origina şi oricare ar fi suprafeţele ce acoperă, constituesc staţiuni mult căutate de o vegetaţie halofilă mai mult sau mai puţin caracteristică, în legătură cu felul acestor sărături: mari,

Institutul Geologic al României

mijlocii şi mici, clasificare stabilită de d-l Dr. Th. Seidel. In ce priveşte sărăturile marine, în afară de cele ce însoţesc ţărmul mării şi a limanurilor sale, ele se mai întâlnesc chiar pe suprafeţe însemnate (regiunea Chilii) în imediata vecinătate nordică a deltii Dunării, începând de pela Chilia la Est.

Ca o consideraţie generală ce se desprinde din aceste cercetări şi de care trebuie să se ţină mai mult seamă în cercetările pe teren şi la alcătuirea hărţilor agrogeologice în viitor, este roca mumă, care prin natura sa introduce variaţiuni locale, unele dintre aceste roce grăbind procesele de transformare ale solului, cum sunt rocele permeabile; altele întârziind acest proces şi în această categorie intră rocele impermeabile sau greu permeabile, bogate în săruri, dintre care face parte şi marna.

Această influenţă se vede clar în regiuni ce se găsesc în aceleaşi condiţiuni sub toate raporturile, însă diferă numai roca mumă şi unde se constată că pe roce permeabile (nisip, pietriş, gresii, etc.), solul a ajuns la stadiul solului de pădure; pe când pe marnă de ex., el a rămas mai în urmă sub forma de cernoziom degradat sau chiar sub forma de cernoziom. Numai aşà se explică apariţia petecelor de antestepă ca insule izolate în mijlocul zonei forestiere şi viceversa.

In legătură cu accasta, este necesar ca în cercetările agrogeologice viitoare să se caute pe cât posibil a se stabili cât mai precis întinderea şi natura rocei mume în fiecare regiune, precum şi relaţia ce există între natura rocei mume şi întârzierea sau accelerarea fenomenelor de degradare.

Când se va dispune de toate aceste date, se vor puteà înfăţişa hărţile agrogeologice sub aspectul influenţei rocei mume.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

HARTA SOLURILOR DIN ARDEAL, BUCOVINA ŞI BASARABIA

DE

Dr. P. ENCULESCU, Dr. TH. SAIDEL

ŞI

EM. I. PROTOPOPESCU-PAKE

LEGENDA

- 1 2 — 1 Aluviuni, 2 Nisipuri şi dune
- Sol bălan
- Sol castaniu
- 1 2 — 1 Cernoziom ciocolat, 2 Cernoziom propriuzis
- Cernoziom în diferite stadii de degradare
- Sol de pădure
- Podzol şi podzol schelet
- Lăcovişti şi turbă de mlaştini
- Rendzine
- Soluri schelete şi scheleto-turboase de goluri alpine

SCARA 1:2.500.000

CULTURA NAŢIONALĂ BUCUREŞTI

Institutul Geologic al României

STUDII PETROGRAFICE IN YEMEN
(REGIUNEA HODEIDA—SAANA)

I. INTRODUCERE

In 1911 G. BOTEZ, geolog la Institutul Geologic al României a fost însărcinat să facă Studii geo-hidrologice în vilaietele YEMEN și ASSIR din ARABIA, pentru Statul Otoman, în urma tratativelor angajate cu acesta de d-l prof. Mrazec.

Rezultatul cercetărilor sale precum și ridicările topografice executate de D-L ING. H. LANGE au fost consemnate în Rapport définitif sur les Etudes Géo-Hydrologiques faites en YEMEN (Arabie). Bucarest 1912 Edit. Institutul Geologic al României.

Studiul a fost făcut cu scopul de a se găsi izvoare de apă potabilă, de a stabili puțuri arteziene sau captări de ape subterane și în special de a indicà locurile convenabile pentru asemenea lucrări [1]).

Misiunea a urmat următorul itinerar (vezi harta, planșa IV): Hodeida, Zaouia, Ali, Tanem, Der Bobal, Der Ahmed, Badjil, Bahe, Mathal, Obal, Hadjela, Ouel, Birar, Oussil, Attara, Menaka, Saana, iar la înapoiere Saana, Metneh, Menaka, Badjil, Demena, Chagui, Cambor, Ouagar (O Saham), El Baria (O. Djehaf), Der Essin, Soufa-Mehed, Mara-Oua, Chergue, Ali Djaber, Hodeida.

In regiunea eruptivă pe care a străbătut-o, misiunea a adunat și o serie de eșantilioane de roci eruptive cu al căror studiu petrografic am avut onoarea de a fi însărcinat de D-L PROF. L. MRAZEC, directorul Institutului Geologic al României.

* * *

Direcțiunea Institutului Geologic a hotărît studierea din punct de vedere petrografic a materialului eruptiv adus de misiunea BOTEZ, nu numai ca o completare a studiilor întreprinse sub auspiciile sale de numita misiune, dar și pentrucă studiul rocelor eruptive din această regiune constitue

---

[1]) G. BOTEZ, Rapport définitif sur les Etudes géo-hydrologiques faites en YEMEN (ARABIE), Bucarest 1912.

Institutul Geologic al României

o contribuțiune la cunoașterea petrografică a marei linii de fracturi Est-Africană.

Dacă petrografic este această linie, în partea mijlocie și de sud, este de pe acum, destul de bine studiată prin lucrările lui LACROIX în Madagascar, ale învățaților englezi și germani în Africa de Sud, Africa de Est, Kenia și Kilimandjaro și ale învățaților italieni, francezi și englezi în Somali și Abisinia, pentru Marea Roșie și Arabia, lipsesc aproape cu desăvârșire date petrografice și în special analize chimice.

Yemenul este în această privință cel mai puțin cunoscut.

Acest studiu ne pare cu atât mai important, cu cât din punct de vedere petrografic marea linie de fracturi Est-Africană, dovedindu-se din studiile de până acum a fi o vastă provincie petrografică atlantică, sunt necesare cât mai multe date atât pentru întărirea acestei concepții, cât și mai ales pentru a se puteà stabilì oarecari legi în ceeace privește variațiunea compoziției la care trebuie neapărat să fie supusă o provincie petrografică, linear atât de întinsă. Studiul de față este o contribuțiune la rezolvarea acestor probleme.

II. CONSIDERAȚIUNI GENERALE GEOLOGICE ȘI TECTONICE ASUPRA MAREI PLATFORME ARABO-SAHARIANĂ ȘI ASUPRA MAREI ZONE DE FRACTURI ASIRO—EST AFRICANĂ

Din punct de vedere geologic, Yemenul ca și întreaga coastă răsăriteană a Mării-Roșii, face parte dintr'o unitate geologică mai mare, care cuprinde jumătatea nordică a Africei aproape în întregime, Arabia și Siria.

* * *

Dela Ouadi Draa, pe coasta Oceanului Atlantic, în fața insulelor Canare și până la coasta Mării Mediterane la Nord de Syrta mică, se întinde — zice SUESS — frontiera a două regiuni terestre diferite atât prin structură cât și prin constituția solului.

La Nord se întinde o zonă cutată care cuprinde o succesiune aproape completă de strate: este zona cutărilor Atlasului.

La Sud se întinde o zonă șesă și, deasupra stratelor paleozoice, cutate și rase în două rânduri, altaizii (hercinici) și saharizii (caledonieni), seria sedimentelor începe abià cu transgresiunea cenomană: este marele platou saharian.

Acest mare platou face parte dintr'o unitate tectonică mai mare care — după SUESS — cuprinde întreaga regiune ce se întinde dela Atlantic până la Golful Gabes, apoi în spre Sud, la Tauregi până dincolo de Aïr

Institutul Geologic al României

și mai departe la Sud de Kaouar până la Borkou, la Dar Four și în țara Somali, iar spre Nord, în tot Egiptul, Siria, toată Arabia până la Eufrat.

O trăsătură caracteristică generală a acestei întregi imense regiuni, este absența — cu puține excepțiuni — a ori căror sedimente cuprinse între sfârșitul paleozoicului și cenomanianul.

Dispoziționea formațiunilor geologice în acest mare platou arabo-saharian este următoarea:

Carapacea primitivă formată din cristalin de diferite vârste, probabil până cel mai sus în devonian, este reprezintată în Africa centrală după LEMOINE [1]), prin rocile cristaline din masivul central taureg, masivul Mauritan, masivul cristalin din Sudul Africei occidentale (Dahomei, Camerun), masivul Tibesti (Nord de lacul Tschad) care face legătura cu zona largă de cristalin ce formează întreaga temelie al regiunilor Kordofan și Sennar până la Khartoum [2]).

De acì, cristalinul se întinde până la Marea Roșie pe care o mărginește între Nil și mare până la golful de Suez [3]), formează peninsula Sinai, alungește țărmul răsăritean al mării Roșii dela capătul nordic al golfului Akaba până în regiunea Hodeida unde se ascunde sub grezia nubiană. Spre interiorul Arabiei, cristalinul se întinde până aproape de golful Persic în regiunea dela Riad [4]).

Formațiunile primare cuprind, în Africa Occidentală, o zonă largă care se întinde dela Marele deșert Occidental (sudul Algeriei) spre West și apoi spre Sud, până la Nigerul superior, ocupând toată regiunea între oceanul Atlantic (depozitele marine din Mauretania), la West, și zona de deșerturi Jguidi și Ed Djouf, la Est.

O altă zonă de formațiuni primare se întinde dela Coasta de Aur prin Togo, spre NE până la Niger.

---

[1]) PAUL LEMOINE, Afrique occidentale, Handbuch der regional en Geologie, Bd. 8, Abt 6 A, Heft 14.

[2]) E. SUESS, La face de la Terre. tome I. pg. 461. 1897.

[3]) HUME W. F., A Preliminary Raport on the Geology of the Eastern Desert of Egypt, Central Portion, Cairo 1902.

HUME W. F. a. BARRON T., Topography and Geologie of Eastern Desert of Egypt, Central Portion.

BALL, The Geographie and Geology of South Eastern Egypt. 1912.

[4]) M. BLANCKENHORN, Aegypten, Handbuch d. Regionalen Geologie Bd. 7 Abt. 9 Heft 23, pg. 27.

Idem, Syrien, Arabien und Mesopotamien, Handbuch d. Regionalen Geologie Bd. 5 Abt. 4 Heft 17.

Institutul Geologic al României

O a treia zonă primară ocupă tot centrul Africei occidentale în jurul masivelor dela Ahagar, Adar, și Aïr[1]) de acì în spre N-E prin Mourzouk până la marele deșert al Libiei, iar spre S-W până la masivul Tibesti.

Dela E de Mourzouk și de Tibesti, paleozoicul se pierde pentru a nu fi regăsit din nou decât în peninsula Sinai (Carbon)[2]) și la E de cristalinul din NE Mării Roșii, pe o zonă îngustă care începe dela sudul Mării Moarte și se întinde până la El Ula[3]).

Formațiunile mai noui decât paleozoicul încep în Africa occidentală propriu zisă cu cretacicul care asociat pe alocurea cu eocenul, este reprezintat la Sudul Atlasului saharian, în Sudan și în Senegal[4]), în regiunea Tegama-Gao la Sud de marele masiv central (Ahagar), în platourile Tadmaïd și Hammada dela Nordul aceluiaș masiv central, de acì prin Munții Negri (Djebel El Soda) spre deșertul Libiei, sub care se pierde pentru a apare de partea estică a acestei mari zone de dune, formând subsolul oazei Farafrah, trece Nilul și se reazimă pe masivul cristalin de pe coasta de vest a Mării Roșii[5]).

La S-E de Tibesti, grezia nubiană ocupă spre E suprafețe imense și se reazimă direct pe masivele archaice din Kordofan și Dar Four[6]) și de acì pe la nord de Khartoum, la E de Nil până la cristalinul dela West de Marea Roșie[7]).

In Estul Mării Roșii, cretacicul apare în Nordul Siriei între Alexandria și Mossoul, în Palestina până la golful de Akaba, apoi pe marginea răsăriteană a formațiunilor primare dintre Marea Moartă și El Our, la Sud, pe toată coasta dela Hodeida, până la Mascat și Golful Persic[8]).

Terțiarul apare în Africa Occidentală în regiunea dela Sudul Atlasului, în regiunea Nigerului mijlociu la Tombuctu, în regiunea lui Ouadi Messaud, în regiunea lacului Tchad, în Nordul Egiptului și în valea Nilului inferior, în Nordul Siriei și dealungul coastei Sudice și Sud-Estice a Arabiei.

* * *

[1]) PAUL LEMOINE, loc. cit. pg. 15—25.
[2]) E. SUESS, loc. cit. pg. 463.
M. BLANCKENHORN, Aegypten loc. cit. pg. 39.
[3]) M. BLANCKENHORN, Syrien, etc. loc. cit. pg. 12—14.
[4]) P. LEMOINE, loc. cit. pg. 26—34.
[5]) E. SUESS, loc. cit. pg. 464.
[6]) M. BLANCKENHORN, Aegypten, loc. cit. pg. 12.
[7]) M. BLANCKENHORN, Aegypten loc. cit.
[8]) M. BLANCKENHORN, Syrien etc. loc. cit.

Institutul Geologic al României

Din punct de vedere tectonic, caracteristica părții de Vest a acestei imense carapace arabo-saharianâ a fost dată de HAUG și CHUDEAU [1]), cari au recunoscut existența a trei serii de cute, de vârstă și direcții deosebite.

Ele se succed dela N la S și sunt, în toate, analoage cu succesiunea de cutări cari și în Europa se succede dela N la S.

La Sud de cutele alpine ale Atlasului sunt o serie de cute numite «atlasice». Ele sunt alcătuite din două sisteme de cute ce par a se fi modelat pe un sistem hercinian preexistent. La Sudul Atlasului se află o regiune de cute herciniene (o ramură a Altaizilor) dirijate NS.

Cevà mai la Sud se află o a treia serie de cute cu direcțiune foarte diferită și de cutele atlasice și de cele herciniene. E un sistem de cute cari corespund cu cutele caledoniene din Nordul Europei. HAUG și CHAUDEAU numesc acest sistem de cute «Saharizi».

Spre deosebire de partea centrală și de Vest, tectonica părții de Est a marelui platou arabo-saharian este caracterizată prin lipsa oricărei cutări mai însemnate și prin prezența de fracturi mari [2]).

Cele mai însemnate linii de fracturi sunt în legătură cu marele sistem de fracturi SN, care străbate Africa de Est, ating coasta continentului la E de marele platou abisinian, se continuă de acì prin Marea Roșie — cea mai mare zonă de scufundare a scoarței — prin golful Akaba, Marea Moartă, zona de scufundare a Iordanului, până în munții Taurus.

După SUESS, axa acestui sistem de fracturi este meridianul 36° E (Gr.).

Există în acest sistem mai multe porțiuni de fosseuri lungitudinale NS și printre deviațiunile multiple este o tendință constantă de a revenì la direcțiunea meridianului [3]).

Prima porțiune NS, începând dela Miazăzi, este porțiunea Nyassa, între 35° și 35°-20′ long. E (Gr.) pe o lungime de un grad (15°-16° lat. S).

Spre extremitatea nordică a lui Nyassa, linia de fracturi are o deviație bruscă spre NNW. In partea deviată apar vulcani recenți.

Spre N de Nyassa nu se observă vreo continuare a zonei de fracturi însă în dreptul lat. 6° S, la E de Mpouapoua la 35°-25′ long. E (Gr.), apare o depresiune care se continuă spre NNE, cu o serie de bazine închise,

---

[1]) E. HAUG, La structure géolcgique du Sahara Central d'après les documents géologiques et paléontologiques de M. F. FOUREAU. La Géo, XI. 1905 pg. 297—304.

E. HAUG, Sur la structure géologique du Sahara Central, C. R. Ac. S. Paris CXLIV.

R. CHUDEAU, la Geologie du Sahara Central, C. R. Ac. S. Paris CXLI 1907 pg. 1385—1387.

P. LEMOINE, loc. cit. pg. 54.

[2]) M. BLANCKENHORN, Aegypten loc. cit. pg. 11.

E. SUESS, loc. cit. vol. I pg. 479.

[3]) E. SUESS, loc. cit. pg. 542.

Institutul Geologic al României

până la latitudinea lui Kilimandjaro și Merou (4° lat. S) unde ia din nou direcția NS.

Cam dela paralela 3° S, începe marele fosseu care se continuă direct spre N dealungul meredianului 36° E până 5°-20′ N, deci pe aproximativ 9° de latitudine.

Dela lacul Stefanie (Basso Maro) se pare că începe un alt fosseu orientat NE, cuprins între povârnișul masivului abisinian și al horstului Somali. Dela Ancober zona de fracturi ia din nou direcția meridianului.

Regiunea Afar (între masivul abisinian și Marea Roșie) este o regiune scufundată acoperită de vulcani stinși.

Regiunea de scufundare se continuă în direcția NNW prin Marea Roșie până la golful de Suez.

Linia golful Akaba, Marea Moartă și Iordan are aceeaș direcțiune meridiană și se continuă, cu mici deviațiuni, în aceeaș direcțiune prin fosséeul Ghâb din Siria [1]).

Origina părții de N a marei zone de fracturi, SUESS o atribue unei fracturi care s'a propagat dela N la S.

Marea zonă de scufundare din Africa estică, această scufundare a scoarței între două fracturi paralele pe lungime de aprox. 9° lat., prezintându-se ca o zonă de fragmentare în bucăți și în cuvete alungite, ar fi, după SUESS, provocată de existența la mare adâncime a unei crăpături, care la suprafață s'a sfărâmat, formând o rețea de lungi crăpături încrucișate. Sfărâmăturile și fragmentele astfel produse s'au scufundat toate, însă la adâncimi neegale [2]); lave și cenușe au ieșit printre dărâmături nivelând fundul fosseurilor și izolând între ele cuvetele.

FRACTURI SPECIALE ALE MĂRII ROȘII

Marea Roșie este determinată atât ca formă, cât și în formarea fundului ei, de un sistem de fracturi, făcând parte din zona de fracturi Est africană-siriană.

La Nordul Mării Roșii, Golful de Suez care păstrează direcțiunea NV-SE și Golful Akaba care are aproape direcțiunea meridianului, sunt două scufundături mai mici în formă de fosseu.

Intreaga Peninsulă Sinai este brăzdată de două serii principale de fracturi [3]) paralele respectiv cu golful Suez și cu golful Akaba.

---

[1]) E. SUESS, loc. cit. pg. 542 ssq.

[2]) E. SUESS, loc. cit. pg. 543.

[3]) HUME W. F. Les rift valleys de l'est du Sinaï. CR du congrès Géol. inter. Paris 1901. Rift valleys of Eastern Sinai, Geol. Mag. 1901 pg. 198.
The Topography and Geology of the Peninsula of Sinai (Suoth Eastern Portion) 1906.

Institutul Geologic al României

In afară de aceste serii de fracturi longitudinale mai sunt numeroase scufundări, flexuri verticale și mai ales fracturi transversale EW. O astfel de fractură transversală este aceea dela intrarea golfurilor Akaba și Suez în Marea Roșie.

Coasta africană a Mării Roșii dela golful Gluebe (29° 30′ lat. N) până la Râs Benas (24° lat. N) este determinată în primul rând de o mare fractură NW-SE.

La S de Râs Benas urmează o porțiune scurtă dealungul căreia marea se limitează de uscat printr'o fractură N-S și apoi urmează până la Suakin (19° lat. N) o serie de fracturi cari deviază mai mult sau mai puțin dela direcțiunea NW-SE, formând coasta Mării Roșii.

Această mare care dela gura golfurilor Suez și Akaba și până la Suakin are caracterul unei mari scufundări cu adâncimea medie de 900 m, capătă spre Sud de această localitate un caracter de platou submarin, adânc numai de 100 m, având prin mijloc un canal îngust de 500—600 m.

Separația dintre partea de Nord și cea de Sud a Mării Roșii se face printr'o fractură, care dela Suakin se întinde direct spre E și care se întâlnește în unghiu drept în mijlocul mării cu o fractură NS, pornind dela Djedda (țărmul răsăritean al Mării Roșii), direct spre Sud [1]).

Dela Suakin în spre S, țărmul Mării Roșii e determinat de serii de fracturi NW-SE până la Massaua, de unde începe regiunea Afar, o mare regiune de scufundare, mărginită spre SW de platoul Somali.

Pentru țărmul de E al Mării Roșii, datele nu sunt așà de numeroase ca pentru partea de West. Identitatea geologică și morfologică a celor două părți ale marelui platou arabo-saharian, separate prin Marea Roșie, nu lasă nici o îndoială asupra faptului că și țărmul de est al acelei mări este determinat tot prin linii de fracturi.

Caracterul ce-l au fracturile de pe marginea Mării Roșii, a fost stabilit de MRAZEC [2]) pentru porțiunea dela Est de Red Sea Mountains până la peninsula Sinai și de sigur ideile sale se pot generalizà pentru tot litoralul Mării Roșii.

După MRAZEC structura aoreolei de scufundare perferică din jurul fosseului Mării Roșii este caracterizată prin aceea că crestele și lanțurile de munți cari mărginesc fosseul, corespund în general la o serie de monocline descinzând în trepte spre mare.

Aceste anticlinale sunt înclinate spre Est, uneori chiar deversate spre flancul lor oriental.

[1]) M. BLANCKENHORN, Syrien etc. pg. 68.

[2]) L. MRAZEC et D. ROTMAN, Contributions à la Pétrographie de l'Egypte et de la presqu'île de Sinaï. I. Roches granitiques de l'île Shadwan. Bull. d. la Sect. Sc. de l'Académie Roumaine IV. an 1915—916, pg. 71.

Institutul Geologic al României

Acest flanc oriental este tras și complet laminat, fenomenul este împins până la încălecare [1]). Sâmburele monoclinelor, format din roci și tufuri vechi și din filite are tendința de a deveni diapir.

Această tendință se manifestă întâiu prin nașterea unui sistem de diaclaze convergente către creasta monoclinului.

De multe ori, diapirizmul se accentuiază. In masivul Zeït de exemplu, creasta monoclinului, constituită din roci sedimentare, este străpunsă de o adevărată lamă de roci eruptive. Acest fel de diapirism se întâlnește mai ales în crestele cari corespund crestelor anticlinale. Sinclinalele cari separă aceste anticlinale, coincid cu depresiuni paralele cu crestele.

In partea din Yemen studiată de misiunea Botez, concepția enunțată mai sus pare deasemenea a se verifică.

In adevăr catena dela El Birar-Ouel unde profilul [2]) urcă brusc dela 964 m (Birar) la 1400 m (Ousil), catenă care înseamnă marginea Serratului (zona muntoasă) spre zona premuntoasă, este de bunăseamă o astfel de lamă granitică diapiră care străbate prin mantaua de calcare și are flancul încălecat aproape complet laminat.

Aceeaș impresiune o face și marginea zonei premuntoase spre Tehama unde profilul se ridică brusc la 600 m (Hadjela) și unde se semnalează o falie.

Dealtfel linii de falii de direcțiune NNW-SSE se întâlnesc dealungul întregului profil atât în zona premuntoasă cât și în zona muntoasă unde liniile de dislocații au determinat denivelări verticale considerabile.

Un frumos exemplu este valea în care e clădit orașul Saana. Această vale e de origine tectonică; e un adevărat fosseu de scufundare larg de 5 km, dirijat NNW-SSE și limitat la E și la W prin linii de dislocațiune dealungul cărora sunt înșirate pe o distanță de cel puțin 100 km, conuri vulcanice sau scurgeri de lave [3]).

* * *

In ceeace privește rocile eruptive din marele platou arabo-saharian cercetările sunt încă sporadice și insuficiente.

Se pot totuș desprinde câteva concluziuni generale.

Se semnalează în Africa Occidentală (Sahara și Sudan) două serii de roci eruptive [4]).

O serie, bogat reprezintată, de roci arhaice și siluriene, formată din roci alcali-calcice, și o serie mai nouă, probabil terțiară, formată din roci alcaline.

---

[1]) L. MRAZEC et D. ROTMAN, loc. cit. pg. 72.

[2]) Vezi profilul pl. IV.

[3]) G. BOTEZ, loc. cit. pg. 36 și 38.

[4]) R. CHUDEAU, Excursion géologique en Sahara et en Sudan, Bull. Soc. géol. de Fr. (4) Tome VII, 1907, pg. 339.

Institutul Geologic al României

Erupțivul din Egipt și din Sudanul egiptean este în întregime anteterțiar. El este constituit din roci alcali-calcice.

La Estul Mării Roșii se semnalează trei cicluri eruptive.

O serie de roci antecretatice, cu caracter alcali-calcic, o a doua serie cretacică anteoligocenică, cu caracter tot alcali-calcic, și în sfârșit o a treia serie de roci eruptive de vârstă oligocenică până la aluvială, cu caracter alcalic[1]).

Este interesant de observat că toate ciclurile eruptive anteterțiare, au produs roci cu caracter alcali-calcic, iar ciclurile eruptive terțiare și postterțiare au produs numai roci alcalice.

Tot așà de curioasă e observația că pe când partea de Vest și partea centrală a porțiunii africane a marei platforme arabo-saharianà a fost afectată atât de erupțiuni anteterțiare cât și de erupțiuni terțiare, partea orientală a acestei porțiuni (Egiptul și Sudanul egiptean) a fost afectată numai de erupțiuni anteterțiare deși se află în imediată apropiere de zona de scufundare a Mării Roșii ale cărei mișcări au început din miocen și s'au continuat până aproape în aluvium.

Lucrul este cu atât mai curios, cu cât marea fractură asiro-est africană din care Foseul Mării Roșii face parte, este în întregime jalonată de erupțiuni terțiare și post-terțiare alcalice și chiar Marea Roșie la Sudul ei și pe coasta ei estică nu este lipsită de astfel de erupțiuni.

Dacă pentru Africa Occidentală și pentru Egipt, ca și pentru partea sudică și cea nordică a marei fracturi asiro-est africană, există puține date asupra rocelor eruptive, pentru coasta de Răsărit a Mării Roșii datele petrografice lipsesc aproape cu desăvârșire și în special Yemenul este cu totul necunoscut din acest punct de vedere.

Lucrarea de față are menirea să împlinească în parte această lacună.

---

[1]) M. BLANCKENHORN, Syrien etc. loc. cit.

Institutul Geologic al României

III. CONSIDERAȚIUNI MORFOLOGICE GENERALE asupra YEMENULUI și în special ASUPRA REGIUNII STUDIATĂ de MISIUNEA BOTEZ

Intreg vestul Arabiei, lung de 1500 km, prezintă un caracter orografic unitar în liniile sale generale [1])

Dealungul coastei Mării Roșii se întinde regiunea de coastă El Tihama, nicăiri mai lată de 50 km, pustie și în parte băltoasă.

Urmează apoi o regiune înnaltă greu de urcat, tăiată adânc de Ouadis. De marginea cea mai înaltă a aceste regiuni se leagă un platou înclinat ușor spre ENE, care spre E trece în spre deșertul din interiorul Arabiei.

Acest platou este pe alocurea separat de regiunea muntoasă dela W printr'o linie de fractură paralelă cu Marea Roșie.

In Yemen, vilaetul cel mai de sud de pe coasta apuseană a Arabiei, se pot distinge trei zone orografice paralele cu coasta mării.

Regiunea de coastă, El Tihama, lată de două zile de mers, este formată din suprafețe nisipoase, întrerupte de movile calcaroase.

La marginea inferioară a acestei zone, profilul suie brusc pe o terasă, așa numitul Serat-ul inferior, care afară de calcare jurasice (la S de Aden) este formată mai ales din strate puternice de grezie nubiană cu intercalațiuni puternice de lavă.

In regiunea care urmează în interiorul Arabiei, Seratul propriu zis, se ridică brusc o zonă de platouri cu profilul ascuțit, cu vârfuri înalte de peste 3000 m.

In Serat-ul propriu zis există mai multe centre vulcanice cretacice formând osatura acestei regiuni muntoase. Anume la Sud, platoul dela Dala format din stânci negre încoronate de conuri vulcanice mici, la Vest de aceasta, Djebel Sabor înalt de 3000 m, ceva mai la N de acesta din urmă, Djebel Sumara, Doran și Dj. Hadhur (3654 m), partea cea mai înaltă a regiunii Serat. In spre W de acesta, înălțându-se din împrejurimea mai joasă, sunt munții Horaz cu vârful Djebel Chibam (2500 m) și în sfârșit în NE Yemenului, câmpiile negre dela Arhab și Haschid. Din acești munți se lățesc păturile de lavă ale Serat-ului cari în unele centre se leagă între ele [2]).

* * *

Misiunea BOTEZ care a cercetat în amănunt din punct de vedere geo-hidrologic regiunea Hodeida-Saana dealungul drumului care pornind din Hodeida trece prin Der El Mousara, Der Obaki, Badjil, Obal,

[1]) M. BLANCKENHORN, Syrien etc. loc. cit. pg. 71.

[2]) W. SCHMIDT, Das südwestliche Arabien. Frankfurt a. M. 1914 Angewandte Geographie, Serie VII. Heft 8.

Institutul Geologic al României

Hadjela, Souc El Hamis, Metneh (Sinan Paşa), Saana, dă următoarele date asupra celor trei zone indicate de cercetările anterioare [1]).

Regiunea Tehama este un şes litoral aproape plan, larg de aproximativ 35 km între Hodeida şi Der Obaki. Ea se prezintă ca un plan uşor înclinat spre mare. Altitudinea maximă este de 142 m.

Zona din spre ţărm a acestei regiunii pe o lăţime de aproximativ 15 km este aproape fără relief şi prezintă caracterul unei stepe subtropicale.

Zona din spre interior a regiunii Tehama are un relief ceva mai variat, totuş destul de neprecis din cauza dunelor temporare. Suprafaţa se ridică treptat dela W spre E dela 20—142 m. Adevărate văi încep numai dela Der Ahmed; văile se confundă cu şesul.

Zona Serat-ului inferior, numită de BOTEZ «Zona premuntoasă», este zona pe care misiunea a străbătut-o între Der Obaki şi Hadjela. Ea e formată din lanţuri de munţi înalţi între 500 şi 1000 m; ultime ramificaţiuni ale munţilor din regiunea munţilor înalţi dela E.

Lanţurile de munţi au direcţia NNW-SSE şi sunt formate din munţii calcaroşi: Djebel der Obaki Dj. Garar, Dj. Kambor, Dj. Der Daoud, Dj. Akaba, Dj. Kourd şi Dj. Damir.

La Nord de Badjil, zona premuntoasă e întreruptă de un lanţ muntos care are direcţiunea EW şi e format din roce granitice: este lanţul Dj. Dihne, Dj. Touhmous şi Dj. Yzan.

Caracteristic e profilul transversal al văilor din această regiune al căror fund e plan, lat de 4—5 km, şi ale căror versante sunt abrupte.

Serat-ul propriu zis sau «zona muntoasă», Beled El Djebeli, este zona platoului înalt care se întinde la E de zona premuntoasă, se înclină uşor spre E adică spre interiorul Arabiei. Înălţimea mijlocie a acestui platou este aproximativ de 2500 m. El e tăiat de văi profunde şi de cañoane cu profilul de vale tânără şi cu direcţia generală NNW-SSE.

Aceste văi tind a tăià platoul în lanţuri de munţi dirijate NNW-SSE. Vârfurile acestor munţi se înalţă până la 3654 m deasupra nivelului Mării Roşii (Dj. Chib).

Drumul urmat de misiune în regiunea muntoasă între Bahe şi Saana, descris de BOTEZ, e de natură să dea o imagine mai completă de relieful regiunii.

Dela Bahe, drumul se angajează în bazinul lui Ouadi Saham şi parcurge până la Hadjela un şes uniform mărginit la N de ramificaţiunile cele mai apusene ale lui Dj. Horaz şi la Sud de Dj. Boura.

---

[1]) G. BOTEZ, loc. cit. pg. 7.

Institutul Geologic al României

Acest șes se întinde ca o bantă lată de aproape 6 km, în direcția EW. El e tăiat la Sud, la poalele lui Dj. Boura, de albia majoră largă de 500 m și adâncă de 50 m, a lui Ouadi Saham, care are un curs de apă permanent.

Dela Hadjela localitate situată la poalele lui Dj. Safan și Dj. Damer, drumul urmează talwegul lui Ouaid Hadjela, dela nivelul de 626 m (Hadjela) până la 964 m (Birar). Dela Birar drumul părăsește talwegul lui Ouadi Hadjela, pentru a se urcà brusc la Oussil, 1403 m, de unde urcă progresiv până la Hadjara (3250 m), sat situat pe Djebel Haraz, pe linia de separație dintre bazinul lui Ouadi Saham și acela al lui Ouadi Sourdoud.

Hadjara este dominată la W de Dj. Massar iar la E de Dj. Chibam, ale căror vârfuri se ridică respectiv la 2785 m și la 2976 m dela nivelul mării la Hodeida.

Dela Hadjara drumul descinde la Menaka (2261 m). Acest oraș e situat pe versantul de N al lui Dj. Chibam și anume pe șeaua care leagă Dj. Chibam de Dj. Hadar (2291 m).

Această șea are direcțiunea NS. Flancul ei W descinde spre Ouadi Chedb, (un afluent al lui O. Sourdoud) a cărui origine este chiar acì, iar flancul E descinde spre O. Dajan.

Dela Menaca drumul descinde în Ouadi Dajan de unde se ridică din nou până la linia de separație dintre bazinul lui O. Saham și bazinul lui O. Sourdoud și atinge maximul de altitudine la Karn El Oual (3054 m). De aci drumul descinde până în talwegul lui O. Banan (2475 m), afluent pe dreapta al lui O. Saham, pentru a urcà apoi până la Metneh (Sinan Pașa 2821 m). Această localitate e situată pe un șes înalt dominat de vârful lui Dj. Nebi Cheib a cărui înălțime (3654m) e cea mai mare întâlnită de misiune în această parte a Yemenului.

După ce străbate platoul Metneh, drumul scoboară până la Assr unde se află pe malul de vest al unei largi și adânci văi fluviatile a cărei origină e în regiunea Damar (la aprox. 70 km la S de Assr). Această vale care la Saana se numește Ouadi Tanan, se îndreaptă spre O. Nedjran tributară a Oc. Indian.

Prin urmare, Djebel Nebi Cheib e situat pe linia de separațiune a apelor cari se îndreaptă spre Oc. Indian, de aceea a apelor cari se îndreaptă spre Marea Roșie. Orașul Saana e situat în fundul lui O. Tanan, o vale cu fundul plat, largă de aprox. 5 km, care poate fi comparată cu un șes limitat la W de Dj. Aiban și la E de Dj. Nongonen (2970 m).

Un fapt important pentru aspectul acestei văi e prezența a numeroase conuri vulcanice cari se înșiră dealungul văii spre NW pe o distanță deaproape 100 km.

In zona muntoasă văile sunt numeroase însă cele mai multe au un regim torențial.

Institutul Geologic al României

IV. STUDIUL PETROGRAFIC al ROCELOR ERUPTIVE din YEMEN, regiunea HODEIDA-SAANA

BOTEZ [1]) distinge în zona premuntoasă a regiunii studiate din Yemen două serii de roci eruptive:

a) Roci de adâncime și

b) Roci efuzive și tufurile lor, având fiecare câte o serie acidă și una bazică.

El împarte rocile efuzive după natura feldspatului pe care-l au, în porfire cuarțifere și ortofire, bazalte și andezite.

Aceste roci se întâlnesc după BOTEZ în dykuri, filoane și pânze, de grosimi variind dela câțiva dm până la câteva zeci de metri.

Rocile de adâncime, granitele și granulitele, formează catena Dj. Dihne, Dj. Yzam, Dj. Touhmous și Dj. Boura. Aceste catene granitice sunt după părerea noastră lame diapire cari străbat învelișul de calcare. Diabazul formează dykuri.

In regiunea muntoasă, BOTEZ [2]) distinge următoarele roci eruptive.

a) Granitele de Ouel, granite amfibolice cu bobul mijlociu. Aceste granite formează masivul dela Ouel, care după părerea noastră e o nouă lamă diapiră de granit.

b) Formațiunea eruptivă de Menaka, consistând din tufuri porfirice și tufuri trahitice cu intercalațiuni locale de pânze de porfire cuarțifere sau necuarțifere, vitrofire, porfirite, diabaze, trahite sau bazalte.

c) Tufuri porfirice de Gaifan, tufuri compacte roșii-galbene.

Descrierea de mai sus datorită lui BOTEZ e în mod explicabil foarte sumară și în bună parte greșită pentrucă scopul principal al misiunii nu era studiul special al rocilor eruptive și pentru că determinarea acestora n'a fost făcută pe baza unui studiu microscopic amănunțit.

* * *

Cercetările noastre microscopice și chimice cari însumează studiul microscopic a 160 preparate subțiri și 20 analize chimice, ne-au adus pentru rocele din regiunea studiată la următoarea clasificație:

---

[1]) G. Botez, Rapport définitif sur les études géo-hidrologiques faites en Yemen (Arabie), Bucarest, Inst. Géologique de Roumanie. 1912. pg. 34.

[2]) G. Botez, loc. cit. pg. 36.

Institutul Geologic al României

A. Roci de adâncime: Granit sodic

B. Roci Filoniene:
1. Porfire granitice alcaline
2. Porfire sienitice alcaline
3. Pegmatite sodice
4. Aplite alcaline sodice
5. Aplite sienitice alcaline sodice
6. Bostonite albitice cuarțifere (Lindoite)
7. Bostonite albitice
8. Porfire laurwikitice (Rombenporphyre)
9. Camptonite

C. Roci Efuzive:
1. Comendite sodice și tufurile lor
2. Pechsteinuri comenditice
3. Hololeucotrahite alcaline sodice și tufurile lor
4. Bimsteinuri trachitice alcaline sodice
5. Hololeucoplagitrahite
6. Hololeucotrachiandesite
7. Trahiandezite
8. Hololeucotrahidolerite
9. Trahidolerite

Nu avem destule date pentru a așterne o hartă geologică cu întinderea relativă a diferitelor roci, vom localizà însă diferitele tipuri dealungul hărții topografice anexată la această lucrare (harta planșa IV).

A. ROCILE DE ADÂNCIME : GRANITUL

Granitul formează catena dela El Birar-Ouel. Această catenă transversală pe care profilul urcă brusc dela 964 m (Birar) la 1400 m (Oussil), înseamnă așà precum am spus-o, marginea Serrat-ului (zona muntoasă) spre zona premuntoasă și este, după toate probabilitățile, o lamă granitică diapiră care străbate prin mantaua de calcare și are flancul încălecat aproape complet laminat.

Granitul care în special la El Birar, formează un masiv puternic, lung de 6 km și având o suprafață de aprox. 15 kmp, este un granit sodic.

Macroscopic, acest granit se prezintă cu o structură granitică porfiroidă, cu bobul mijlociu, de coloare cenușie slab roz. El este format din cristale de feldspat, cuarț și magnetit, cu bobul mijlociu (5—7 mm în diametru), între cari plutesc puține cristale mai mari de feldspat, tabulare groase (până la 12 mm, în diametru).

Institutul Geologic al României

Atât cristalele mari de feldspat, cât și cele din restul rocii sunt macroscopic vizibil zonate.

Sâmburele care formează cea mai mare parte din individ, e de coloare alb cenușie și e în parte caolinizat; zona lată până la 2 mm, este de coloare cenușie deschis-roz, și este totdeauna proaspătă.

Cuarțul se prezintă incolor, slab opalescent. Magnetitul este în parte transformat în oligist și în limonit. El apare în cuiburi până la 6-7 mm în diametru, asociat de obiceiu cu cuarțul.

La microscop, roca se arată formată din puține cristale de ortoclaz slab micropertitic, idiomorfe, înconjurate de zone late de micropertit bogat în albit și uneori complet albitizat, cu maclațiunea scurtă, deasă care amintește Schachbrettalbit-ul.

In rocă se întâlnesc și mulți indivizi formați exclusiv din acest ortoclaz micropertitic aproape complet albitizat.

Cuarțul este în cantitate mai mică decât feldspatul și se prezintă în cristale allotriomorfe, mulând feldspatul. Cuarțul are incluziuni de magnetit cu conturul păstrat, de obiceiu prisme lungi, probabil pseudomorfoze după un amfibol dispărut, din care magnetitul a dispărut prin șlefuire așà încât au rămas forme negative de magnetit în cuarț.

In rocă se mai află o mică cantitate dintr'o ultimă venire de cuarț micrografitic, asociat cu mult magnetit în parte transformat în limonit.

Analiza acestui granit (N. METTA) A. 48 este:

SiO_2	71,10	MnO	0,53
Al_2O_3	10,08	CaO	1,32
Fe_2O_3	6,07	MgO	0,23
FeO	0,44	K_2O	4,78
TiO_2	0,37	Na_2O	4,52
P_2O_5	0,27	P.a.f.	0,60
			100,31

Compoziția mineralogică normală după clasificația petrografilor americani [1]) este:

Cuarț	28,26	Metasil. d. Na	0,71
Ortoclaz	28,36	Oligist	0,80
Albit	25,15	Magnetit	1,86
Acmit	11,55	Apatit	0,67
Wollast.	1,97	Ilmenit	0,76

[1]) W. CROSS, J. P. JDDINGS, L. V. PIRSSON, H. S WASHINGTON, Quantitative Clasification of Jgneous Rocks, 1903.

Institutul Geologic al României

Parametii acestei roci sunt în clasificația americană

II. 4. 1. 3.,

iar după clasificația lui OSANN [1]) formula acestui granit ar fi

$$s_{77}\, a_{12\cdot4}\ c_0\ f_{17\cdot6}\ n_{5\cdot7}$$

Roca având mai puțin de 5% minerale melanocrate exprimate, intră după LACROIX [2]) între rocile hololeucocrate.

B. ROCILE FILONIENE

In aoreola filoniană a masivului de adâncime care apare la suprafață subt forma granitului sodic descris mai sus, s'au putut constată:

I. ROCI FILONIENE NEDIFERENȚIATE

A. Porfire granitice alcaline,
B. Porfire sienitice alcaline,
C. Porfire laurwikitice (Rombenporphyre)

și II. ROCI FILONIENE DIFERENȚIATE

A. Aplite,
B. Pegmatite,
C. Bostonite,
D. Camponite.

I. ROCI FILONIENE NEDIFERENȚIATE

A. Prin trahitele și trahidoleritele din Dj. Boura (Obal) străbat filoane de porfire granitice alcaline lipsite de element negru.

Macroscopic roca se prezintă ca o massă compactă zaharoidă cu bobul mijlociu, de coloare albă puțin gălbue (din cauza alterării superficiale), formată din feldspat și cuarț.

La microscop, roca se arată formată din foarte puține cristale mai măricele de albit cu aprox. 6—7% An, maclate după legea albit, de ortoclaz foarte slab micropertitic în mult mai mare cantitate decât plagioclazul și de cuarț, în cantitate aproape egală cu ortoclazul. Toate aceste elemente relativ mai măricele, cristalizate probabil în ordinea: plagioclaz, cuarț, formează o primă generație care plutește într'o massă relativ

[1]) A. OSANN, Versuch einer chemischen Klassification der Euptivgesteine. T. M. P. M XIX pg. 351—469.

[2]) A. LACROIX, CR. de l'Acad. de Sc. Paris. Tome... pg. ...

Institutul Geologic al României

în mică cantitate și nu prea târzie în raport cu prima generație, formată dintr'o a d o u a g e n e r a ț i e de plagioclaz, ortoclaz și cuarț de diferite mărimi, dela aproape cât indivizii din prima generație până la o pastă microcristalină.

Această pastă are o s t r u c t u r ă m i c r o g r a n a t i c ă cu puține concreșteri g r a n o f i r i c e.

Plagioclazul și ortoclazul din ambele generații au numeroase incluziuni de mică albă microlitică.

In rocă se mai află deasemenea foarte puține microlite de m i c ă v e r d e o l i v (biotit verde brun), aproape complet transformată în c h l o r i t și puține paiete de m u s c o v i t.

B. La D j. H a m r a (Hodgeila) apar filoane de p o r f i r e s i e n i t i c e a l c a l i n e fără element melanocrat.

M a c r o s c o p i c, roca se prezintă ca o massă compactă, roz, zaharoidă, în care plutesc fenocristale mici până la 3 mm lungime și 1 mm grosime de feldspat alb-roz, mult mai deschis. Chiar macroscopic se observă cum aceste cristale sunt înconjurate de o zonă de coloare roz mai închis decât feldspatul din restul rocii.

La m i c r o s c o p roca apare constituită din relativ puține fenocristale de albit-albitoligoclaz, foarte alterate, maclate după legea albit și albit-Karlsbad, înconjurate de o zonă lată de o r t o c l a z m i c r o p e r t i t i c foarte bogat în albit.

Aceste fenocristale sunt înnecate într'o p a s t ă m i c r o g r a n i t i c ă de cuarț și ortoclaz micropertitic foarte sodic.

In rocă se găsesc și foarte puține grăunțe mărunte de e p i d o t (pistazit).

Substanța potasică din a doua generație a pătruns pe clivagiile plagioclazului. Odată cu ea a venit și o pulbere roșie (hidrat de fier) care impregnează tot ortoclazul micropertitic.

Aceasta din urmă, ori și unde se găsește, în zone, pe clivagiile plagioclazului sau în pastă, apare transformat în parte în mică albă microlitică.

C. In Dj. El B e i d (Hadjela), în comenditele sodice, se întâlnesc filoane de un p o r f i r l a u r w i k i t i c (Rombenporphyr) fără element melanocrat sau mai bine zis în care elementul melanocrat este magnetitul.

M a c r o s c o p i c, roca se prezintă ca o masă compactă fin zaharoidă, de coloare cenușie în care se observă și fenocristale albe-cenușii, slab roz, de feldspat până la 3 mm lungime și 2 mm grosime și numeroase stropituri-puncte de magnetit.

La m i c r o s c o p, roca apare constituită din fenocristale de feldspat cu contur rombic, izolate sau îngrămădite două trei la un loc, plutind într'o pastă alcătuită din același feldspat ca și fenocristalele, formând o structură trahi-

Institutul Geologic al României

tică, ușor divergentă, chituite la rândul lor de o pastă foarte săracă, formată din cuarț și microgranofir.

Fenocristalele sunt un anortoclaz cu toate particularitățile pe cari le au anortoclajii descriși de ROSENBUSCH [1]) la porfirele laurwikitice.

Secțiunile din zona simetrică se prezintă și la roca noastră cu părți maclate alternând cu părți nemaclate, fără margini nete între ele. Maclațiunea este după legea albit, albit-periclin sau albit-Karlsbad.

Lamele de maclă sunt foarte înguste, unghiul de extincțiune e diferit chiar în diferitele părți ale unui aceluiaș cristal.

La un individ maclat după legea albit-Karlsbad, s'a măsurat

	(1)	(1')	(2)	(2')
Ungh. de ext. n'_p /M	26^0	21^0	$19\frac{1}{2}^0$	$21\frac{1}{2}^0$

Indicii de refracție mai mici decât ai balsamului de Canada și în concordanță cu diferența $\Delta_r = 3^0$, ceeace ar corespunde unui albit cu aprox. 10 % An, sunt în nepotrivire cu extincțiunea măsurată mai sus care arată o compoziție mai bazică.

Porțiunile din aceeaș plaje se deosebesc prin transparența lor după cum sunt maclate sau nemaclate: anume, părțile nemaclate au o înfățișare tulbure par'că ar aveà în ele o pulbere fină de caolin.

Maclațiunea nu se continuă pe întreaga plaje.

Fenocristalele au numeroase incluziuni de paiete de mică albă microlitică și de grămăjoare de magnetit.

In rocă se mai află și mult magnetit în parte transformat în limonit.

Analiza acestui porfir laurwikitic (DR. N. METTA) ne dă:

D = 2,538

SiO_2	70,08	MnO	1,32
Al_2O_3	9,58	MgO	0,48
Fe_2O_3	7,22	CaO	1,26
FeO	0,28	K_2O	2,24
TiO_2	0,10	Na_2O	6,15
P_2O_5	0,73	P. a. f.	0.40
			99,84

Compoziția mineralogică normală după clasificația americană este:

Cuarț	29,52	Enstatit	1,20
Ortoclaz	13,34	Wollastonit	0,93
Albit	36,68	Magnetit	5,10
Acmit	10,63	Ilmenit	0,15
Metasil. de Na	0,85	Apatit	1,68

[1]) H. ROSENBUSCH, loc. cit. II. pg. 932.

Institutul Geologic al României

Parametri acestei roci ar fi după clasificația americană

II. 4(3). 1. 4.

După OSANN formula acestei roci ar fi

$$s_{76}\ a_{10\cdot4}\ c_0\ f_{19\cdot6}\ n_{8\cdot1}\ \alpha.$$

Porfirele granitice alcaline, porfirele sienitice alcaline și porfirele laurwikitice descrise mai sus sunt roce hololeucocrate dat fiindcă elementul melanocrat exprimat nu atinge nici 5% din întreaga rocă.

II. ROCI FILONIENE DIFERENȚIATE

A. Aplitele.

Chiar în granitul dela El Birar ca și în rocile efusive și tufurile înconjurătoare, se întâlnesc filoane de 1) aplite granitice alcaline și 2) aplite sienitice alcaline.

1. Aplitele granitice alcaline sunt roci cu structură holocristalină grăunțoasă, cu bobul variind în mărime între 1—3 mm. Ele sunt de coloare cenușie roz și sunt alcătuite din cristale de feldspat mai mult sau mai puțin izometrice, de coloare roz slab cenușiu și din cuarț, amestecat cu mult minereu negru (magnetit) în parte limonitizat.

La microscop, roca se prezintă cu o structură care e o trecere între structura granitică și cea aplitică. Este formată din ortoclaz-micropertitic foarte albitic, cuarț și mult titanomagnetit.

Ortoclazul micropertitic e mai vechiu decât cuarțul dar mai nou decât o parte din magnetit și include puține cristale mărunte de albit.

Cuarțul se prezintă și în cristale cevà mai mici, idiomorfe, și în plaje mari alotrimorfe față de feldspat.

Cuarțul idiomorf e mai vechiu decât feldspatul allotriomorf pentrucă se găsește închis într'însul. El are o vădită structură zonară care se manifestă prin aceea că are pe margini o bandă formată din șiruri paralele de incluziuni, foarte fin pulverulente, negre.

Titanomagnetitul este foarte abundent și a fost identificat ca atare pentrucă se găsește în frecventă asociație cu cristale de rutil, în care se transformă. El se întâlnește în cuarț în forme curioase de stinghii cu capetele ascuțite, este probabil o pseudomorfoză după un amfibol. Uneori titanomagnetitul a dispărut și rămân în cuarț cristale negative.

Cea mai mare parte din titanomagnetit se găsește în cuarț.

Atât titanomagnetitul cât și cuarțul au numeroase incluziuni mărunte de rutil, incolor-slab gălbui, slab polichroic, cu birefringență foarte ridicată,

Institutul Geologic al României

maclat foarte curios în rozete formate din mai multe macle în formă de inimă, macle în genunchiu.

E neîndoleníc că rutilul provine din desfacerea moleculei de titanomagnetit.

In rocă se mai află ceva apatit și foarte puțină turmalină.

2. Aplitele sienitice alcaline se prezintă ca o masă mărunt zaharoidă de culoare cenușie în care plutesc puține cristale de feldspat alb, până la 2 mm lungime și 1 mm grosime.

La microscop, roca se prezintă cu structură panidiomorf grăunțoasă și e constituită dintr'o pastă fină alcătită din albit cu aprox. 5—10 % An, în indivizi mai mult sau mai puțin alungiți după muchia (001): (010), în general dreptunghiulari scurți, între cari plutesc numai foarte puțini indivizi ceva mai mari.

Indivizii mici de plagioclaz sunt relativ proaspeți; ei sunt maclați după legea albit, albit-Karlsbad, albit-periclin, indivizii mai mari au relativ numeroase incluziuni de mică albă microlitică.

Cele mai multe cristale de plagioclaz sunt înconjurate de un feldspat în care maclațiunea nu se continuă și care pare a fi ortoclaz.

Afară de feldspat, roca mai este impregnată de o spumă de mică verde-brună în paiete mărunte, deasemenea se mai întâlnește în rocă și foarte puțin calcit. In foarte măruntele locuri goale ale structurii panidimorfe a cristalizat cuarț în mărunte petece allotriomorfe.

Lipsa oricărui mineral melanocrat este caracteristică pentru aceste roci, afară numai dacă nu socotim titanomagnetitul printre mineralele melanocrate principale.

Chiar așà fiind, aceste roci trebuie clasificate ca hololeucocrate.

B. Pegmatitele sodice sunt roce grăunțoase cu bobul submijlociu, de coloare roz intens sau roz deschis, împestrițat cu negru. Ele sunt alcătuite din feldspat care le dă coloarea roz și din cuarț în grăunțe până la 2 mm diametru precum și din multe grămăjoare de magnetit până la ½ mm diametru.

La microscop, unele din aceste pegmatite sodice se arată formate din fenocristale de ortoclaz micropertitic, aproape izometrice, maclate uneori după legea Karlsbad, înconjurate și chituite de late zone de concreșteri pegmatitice de ortoclaz micropertitic și cuarț.

Aceste roci au și cevà magnetit.

Alte pegmatite sodice se arată constituite din cristale de ortoclaz micropertitic foarte albitic, trecând uneori spre margini pe nesimțite în albit curat maclat polisintetic, cu maclațiunea scurtă-deasă care amintește de Schachbrettalbit.

Institutul Geologic al României

Multe din aceste cristale de ortoclaz micropertitic foarte albitice sunt bogat concrescute pegmatitic cu cuarțul care formează și singur plaje de ultimă umplutură.

Roca are și ceva magnetit în schelete de cristale.

C. Bostonitele

Rocele bostonitice apar în diferite locuri între localitățile Obal și Oussil.

Ele formează filoane atât în granitul sodic cât și în trahiandezitele și trahidoleritele care-l acopăr între El Birar și Oussil.

Filoanele variază în grosime dela câțiva decimetri până la 2 m și sunt formate din bostonite cuarțifere, bostonite albitice cuarțifere și bostonite albitice. Intre toate aceste specii se întâlnesc și tipuri porfirice.

1. Bostonitele cuarțifere (El Birar, Obal) se prezintă macroscopic ca o massă compactă zaharoidă cu bobul fin, de coloare cenușie deschis, slab gălbue sau verzue, fin împestrițate cu negru.

La microscop, roca apare formată într'o măsură covârșitoare de feldspat, cevà mai puțin cuarț, pe alocurea foarte mult, pe alocurea mai puțin biotit verde microlitic, în parte chloritizat, în paiete formând o spumă verde care înneacă toată roca și, mult mai puțin, ilmenit și magnetit.

Roca are o structură trahitică cu bobul foarte mărunt; stinghiile microlitice de feldspat sunt în parte paralele, în parte divergente până la un început de structură radiară.

Feldspatul este în mare parte ortoclaz concrescut cu albit. Albitul este ulterior ortoclazului. El coroade și vindecă coroziunile făcute în ortoclaz și la urmă cristalizează în acelaș timp cu o parte din acest din urmă mineral.

Maclațiunea după legea albit apare la foarte multe din plajele de plagioclaz cari au corodat ortoclazul chituind locurile goale.

In multe cazuri albitul înlocuește aproape complet partea mijlocie a microlitelor, iar ortoclazul rămâne mai bogat pe margini.

Marginele microlitelor de feldspat, nu sunt nete. Ele se pierd spre plajele înconjurătoare în conture neregulate, zdrențuite față de cuarț sau față de spuma de mica verde microlitică.

Feldspatul, are aspectul tulbure din cauza numeroaselor incluziuni de paiete extrem de mărunte de mică verde microlitică, în parte chloritizată, și din cauza stinghișoarelor foarte fine de cuarț, incluse dealungul clivagelor. Microlitele de feldspat, sunt uneori concrescute poikilitic cu cuarțul.

Cuarțul, este în cantitate diferită în diferitele bostonite cuarțifere; în general el este în cantitate mai mică în bostonitele cari au mai multă mică verde microlitică (mai mult alcali și fier).

Institutul Geologic al României

Cuarțul se localizează de obiceiu dealungul clivagelor feldspaților, în pene lunguiețe în formă de ace fine cari nu parcurg toată plaja, sau în pene între stinghiile de feldspat, acolo unde ele devin divergente, sau în sfârșit concrescut poikilitic cu feldspatul într'un fel care amintește pertitul.

Iată analiza chimică (Dr. N. METTA) a unui bostonit cuarțifer:

Dens. = 2.740

$Si\ O_2$	59,98	Mn O	0,82
$Al_2\ O_3$	14,42	Mg O	0,59
$Fe_2\ O_3$	9,94	Ca O	1,11
Fe O	2,47	$K_2\ O$	5,72
$Ti\ O_2$	0,09	$Na_2\ O$	4,13
$P_2\ O_5$	0,80	P. a. f.	0,69
			100,76

Compoziția mineralogică normală a acestei roci, calculată după metoda petrografilor americani este:

Cuarț	12,8	Enstatit	1,5
Ortoclaz	33,8	Magnetit	10,4
Albit	34,9	Ilmenit	0,2
Anortit	0,8	Hematit	2,8
Corindon	1,1	Apatit	1,7

Parametri acestei roci după aceiași petrografi sunt:

II. 4. 1. 3.

După OSANN, formula acestei roci este:

$$s_{67\cdot5}\ a_{11\cdot5}\ c_{1\cdot2}\ f_{17\cdot3}\ n_{5\cdot2}\ \gamma.$$

2. Bostonitele albitice cuarțifere, (Hadjela: Ouadi Chotba și Dj. Safassaf), sunt roce formate dintr'o pastă cu textura zaharoidă fină, de coloare verde închis oliv, în care plutesc fenocristale de feldspat până la 3 mm lungime.

La microscrop, roca prezintă o structură porfirică și apare alcătuită din fenocristale de plagioclaz cari plutesc într'o pastă alcătuită din microlite de ortoclaz concrescut cu albit, mult mai puțin cuarț și biotită verde brună microlitică.

Pasta are o structură trahitică care amintește pe alocurea structura andezitică.

Fenocristalele de plagioclaz se prezintă în stinghii de 3 mm lungime și 1 mm lățime, maclate după legea albit și albit + Karlsbad. Ele au compoziția unui albit cu 5—7% An.

Institutul Geologic al României

Fenocristalele, au foarte numeroase incluziuni de mică albă microlitică în paiete izolate sau strânse în buchete, ceeace arată conținutul mare în potasă al acestor feldspați, apoi incluziuni de magnetit în schelete de cristale și incluziuni de apatit.

Microlitele de feldspat din pastă au forme de stinghii și sunt constituite dintr'un amestec de stinghii de ortoclaz și de albit bogat în potasă.

Substanța potasică a albitului a cristalizat sub forma unei mice albe microlitice care se găsește abundentă în pastă, sub formă de incluziuni în microlitele de feldspat sau intercalate pe clivagiile acestora.

In locurile goale colțurate dintre microlitele de plagioclaz, s'a mulat cuarț și un biotit verde brun microlitic în paiete foarte mărunte, în parte chloritizat, în parte transformat în hidrat de fier.

Acest din urmă mineral bazic, este răspândit ca o spumă în toată massa rocii. Uneori, microlitele de biotit verde se îngrămădesc în pete mari (până la 1-2 mm în diametru), la un loc cu grăunțe de magnetit și ceva apatit.

Analiza unui bostonit albitic cuarțifer (Dr. N. METTA) ne dă:

Dens.= 2,657

$Si\ O_2$	56,90	$Mg\ O$	0,61
$Al_2\ O_3$	13,28	$Ca\ O$	6,65
$Fe_2\ O_3$	10,17	$K_2\ O$	3,05
$Fe\ O$	2,51	$Na_2\ O$	4,46
$P_2\ O_5$	0,12	P. a. f.	0,71
$Mn\ O$	0,98		
			99,44

Compoziția mineralogică normală, calculată după clasificația petrografilor americani este:

Cuarț	9,06	Wollastonit	7,08
Ortoclaz	18,35	Magnetit	7,89
Albit	38,25	Hematit	4,80
Anortit	7,23	Apatit	0.31
Diopsid	6,96		

Parametri acestei roci, după aceiași autori sunt:

II. 4(5). 2. 4.

După OSANN, formula acestei roci este:

$$S_{63\cdot5}\ a_{7\cdot5}\ c_{1\cdot9}\ f_{20\cdot6}\ n_{6\cdot8}\ \beta$$

3. Bostonitele albitice (Usil) se prezintă macroscopic, ca o masă compactă, mărunt grăunțoasă, zaharoidă, de culoare cenușie brună, cu

Institutul Geologic al României

fine stropituri albe și cu fenocristale tabulare de feldspat, lungi până la 3 mm și groase de 1 mm.

La microscop, roca se prezintă alcătuită din fenocristale de albit cu aprox. 5% An, maclate numai după legea albit, plutind într'o masă cu structura trahitică, pronunțat fluidală, uneori foarte mărunță, alcătuită din stinghii foarte subțiri de acelaș albit, înconjurate uneori de zone înguste de ortoclaz; apoi din stinghii de ortoclaz pătate de anortoclaz și de stinghii de ortoclaz.

Microlitele de albit au incluziuni fine de mică albă microlitică, ceva magnetit în parte transformat în hematit, mult apatit în ace fine.

In această rocă se întâlnește sporadic și o foarte mică cantitate de cuarț, complet allotriomorf.

Analiza chimică a unui bostonit albitic (Dr. N. METTA) arată:

Dens.= 2,531

Si O_2	64,50	Mg O	0,61
$Al_2 O_3$	15,08	Ca O	2,25
$Fe_2 O_3$	5,64	K_2 O	3,04
Fe O	0,41	$Na_2 O$	7,27
$P_2 O_5$	0,85	P. a. f.	0,32
Mn O	0,80		100.77

Compoziția mineralogică normală, calculată după clasificația petrografilor americani sunt:

Cuarț	8,70	Enstatit	1,50
Ortoclaz	17,97	Magnetit	3,94
Albit	60,78	Hematit	2,88
Wollastonit	2,55	Apatit	2,02

Parametri acestei roci după aceeaș petrograf sunt:

II. 5. 1. 4.

După OSANN, formula acestei roci sunt:

$$s_{71}\ a_{15\cdot2}\ c_0\ f_{14\cdot8}\ n_{7\cdot8}\ \alpha$$

D. Comptonitele

In Dj. Mehrah (Hadjela), nu departe de unele bostonite descrise mai sus, se întâlnesc filoane formate din complementul bazic lamprofiric al bostonitelor: camptonitele.

Sunt camptonite olivino-piroxenice fără amfibol, fiindcă și feldspatul lor este mai bazic decât al camptonitelor obișnuite.

Institutul Geologic al României

Macroscopic. roca se prezintă ca o masă fină neagră, slab cenușie, compactă, cu numeroase fenocristale până la 2 mm diametru, de piroxen și olivină.

La microscop, roca se arată constituită din fenocristale de piroxen și olivină, plutind într'o pastă cu structura caracteristică bazaltelor, în care pe lângă două generații de feldspat, în formă de stinghii, se întâlnește mult piroxen și magnetit și extrem de puțină olivină.

Fenocristalele de piroxen, se prezintă în indivizi mari, până la 3 mm diametru, cu conturul păstrat, maclate după legea cunoscută la piroxeni (100), uneori polisintetic; piroxenul include uneori bucăți din pasta cristalizată.

După toate probabilitățile, acest piroxen este un titanaugit cu policroismul, slab în centru, în nuanțe roșietice verzui și, mai pronunțat pe margini, roz violaceu.

Unghiul de extincțiune maxim $n_g/c = 46^0$. Piroxenul este foarte dispers, în culori de birenfringență albastre violet, ca oțelul.

Este zonat cu Sanduhrstruktur, e perfect proaspăt. Pe crăpături e cicatrizat de substanța piroxenică care formează zonele.

In zone, paralel cu marginea, sunt incluse microlite de plagioclaz.

Fenocristalele de olivin se deosebesc ușor de cele de piroxen, prin nuanța lor incoloră-verzuie-albăstruie, prin extincțiunea lor simetrică, prin birefringența lor mult mai ridicată și prin alterațiunea lor caracteristică.

Olivinul, se transformă începând de pe crăpături și clivagii, în chrisotil, pe o zonă foarte îngustă; chrisotilul este murdărit de hidrat de fier.

Pe alocurea, mai ales la olivinul din a doua generație, cristalele sunt complet transformate în chrisotil în felul cunoscut sub numele de Maschenstruktur.

In pastă sunt două generații de plagioclaz microlitic.

Microlitele din prima generație sunt un labrador bazic cu aprox. 75—80% An, cum reese din următoarele măsurători:

	(1)	(1')	(2)	(2')
Ungh. de ext. n'_p/M	40_0	$38\frac{1}{2}^0$	$23\frac{1}{2}^0$	$27\frac{1}{2}^0$
	45_0		29_0	
	36_0		24_0	
	40_0		30_0	

Ele se întâlnesc în stinghii extrem de mărunte, cam de ½mm lungi și 1/5 mm late. Sunt proaspete, perfect limpezi, cu relativ multe incluziuni de olivină, maclate aproape exclusiv după legea albit+Karlsbad, foarte rar albit + periclin. Ele sunt de multe ori zonate, o singură zonă cu trecere fluă bine distinctă care coboară în compoziție până la aprox. 60% An.

Microlitele din a doua generație, mult mai mici, sunt de compoziția acesteia din urmă zone. Maximul unghiului de extincțiune din zona simetrică e de

Institutul Geologic al României

33^0—35^0. Ele sunt maclate mai frequent după legea albit și destul de frequent după legea albit + Karlsbad.

Piroxenul din pastă este de natura zonelor fenocristalelor de piroxen. El se găsește în grăunțe mărunte mai mult sau mai puțin ovale.

Magnetitul se găsește în abundență în grăunțe fără formă. Câteva grăunțe sunt mai mari, restul în grăunțe mărunte face parte din pastă.

Olivinul se găsește în cantitate mică în pastă.

Raporturile dintre mineralele constitutive ale acestui camptonit sunt următoarele:

Cele dintâi au cristalizat fenocristalele de piroxen, de magnetit și de olivină. Piroxenul a continuat să crească după ce a început să cristalizeze și a doua generație de plagioclaz, dovadă incluziunile de plagioclaz din a doua generație formând coroane în zonele piroxenului.

Plagioclazul din a doua generație, a început să cristalizeze cevà în urma piroxenului, dar încă concomitent cu dânsul. Fenocristalele de olivin înaintea fenocristalelor de piroxen sau concomitent cu dânsele, însă au încetat de a mai crește înainte de a încetà să crească piroxenul.

In oricecaz, în faza în care piroxenul încă crește, olivinul începe să se serpentinizeze.

C. ROCILE EFUZIVE:

I. COMENDITE

Plecând dela West spre Est, rocile comenditice se întâlnesc în pânze, în special în regiunea Hagela și anume la Ouadi Hagela, Djebel Giuvan, Ouadi Kadia și Dj. Kirab El Beid și apoi, tocmai în regiunea de vulcani stinși dela Saana, la marginea de E a regiunii studiate.

Comenditele se prezintă sub diferite faciesuri structurale.

La Ouadi Hagela, comenditul formează pânze cari alternează cu pânze de trahite și trahiandezite. Acest comendit se prezintă, macroscopic, format dintr'o pastă microcristalină cenușie roșiatec deschis, în care plutesc numeroase cristale rotunde de cuarț de culoare brun-deschisă, până la 3 mm în diametru și de feldspat roz de aceleași mărimi.

La microscop, roca se arată având o structură porfirică pronunțată. Ea este constituită din fenocristale de cuarț și feldspat cari plutesc într'o pastă a cărei structură prezintă toate trecerile dela o pastă microfelsitică prin kriptocristalină (în cea mai mare parte) până la microcristalină (numai mici porțiuni). Pasta este alcătuită numai din elemente leucocrate, dar e bogată într'o pulbere neagră fină (probabil ferrit). N'a fost posibil să se determine feldspatul din pastă.

Institutul Geologic al României

din cauza dimensiunilor lui prea mici, nu s'a putut distinge în nici un caz feldspat vărgat.

Pulberea neagră de ferrit se aglomerează uneori în grămejoare, alteori e mai deasă pe marginea fenocristalelor.

In pastă se întâlnesc şi mici porţiuni de cuarţ, de forme lenticulare lungi, ale căror margini se pierd neregulat şi pe încetul în restul pastei.

Fenocristalele de cuarţ sunt rotunjite, corodate, şi au numeroase incluziuni de apatit în prizme subţiri. Se observă uneori, concreşteri poikilitice de cuarţ şi ortoclaz micropertitic.

Fenocristalele de feldspat, un ortoclaz micropertitic, sunt în cantitate aproape de trei ori mai numeroase decât cele de cuarţ.

Fenocristalele de feldspat, deşi în parte şi ele rotunjite prin coroziuni, păstrează însă mai bine decât cuarţul urmele conturului lor poliedric.

Ele sunt de compoziţia unui ortoclaz micropertitic în care substanţa plagioclazică, de compoziţia unui albit cu aprox. 5% An, este foarte bogat reprezintată. Porţiunile de albit ale micropertitului, ocupă uneori întreaga plajă, au maclaţiunea bine desvoltată, iar feldspatul potasic, un ortoclaz cu suprafaţa aspră, e redus la petece mici în plaje.

Analiza chimică a acestui comendit arată:

Dens.= 2,585.

SiO_2	73,07	MnO	0,43
Al_2O_3	9,34	MgO	1,34
Fe_2O_3	6,98	CaO	2,04
FeO	0,37	K_2O	3,12
TiO	0,16	Na_2O	2,04
P_2O_5	1,07	P. a. f.	1,08
			101.04

Compoziţia mineralogică normală, calculată după metoda petrografilor americani, dă:

Cuarţ	45,54	Estatit	3,20
Ortoclaz	18,35	Magnetit	2,09
Albit	17,29	Ilmenit	0,30
Anortit	4,17	Oligist	5,60
Corindon	1,12	Apatit	2,17

Parametrii acestei roci, după aceiaşi autori, sunt:

II. 3. 2 3.

După Osann, acest comendit are următoarea formulă:

$$s_{78}\ a_{8\cdot4}\ c_{3\cdot2}\ f_{18\cdot4}\ n_{5\cdot0}\ \gamma'$$

Institutul Geologic al României

In rocă există de altfel, toate trecerile dela un ortoclaz micropertitic cu sărace șnururi albitice până la plaje în care albitul a cucerit aproape întreaga suprafață. In aceste din urmă cazuri cari sunt și cele mai numeroase, se observă că maclațiunea după legea albit, nu percurge toată plaja, este scurtă, în rânduri cari se repetă, dând plajei aspectul unei scânduri de șah foarte neregulate.

Fenocristalele de plagioclaz, ca și cele de cuarț, sunt crăpate. Pe crăpături s'a depus și ací o pulbere fină neagră de magnetit, în parte transformat în oligist. Deasemenea, fenocristalele de feldspat au incluziuni rare de microfelsit, în parte cristalizat, bogat în pulbere neagră: sunt, desigur, digitații de coroziune tăiate la un anumit nivel de planul secțiunii.

La Dj. Guioan și la Ouadi Kadia, se întâlnesc tot în pânze vitrofire comenditice, de fapt vitrofire devitrificate foarte interesante, cari amintesc vitrofirele alpine (Luganer și Tiroler Vitrophyre).

Macroscopic, aceste roci cari nu sunt homogene, se prezintă ca o masă kriptocristalină brună violacee cu scurgeri de culoare mai închisă sau mai deschisă, în cari plutesc fenocristale de feldspat roz-gălbui murdar și bucăți mai sticloase brune.

La microscop, se vede că cea mai mare parte a rocii este formată dintr'un amestec foarte fin de mici cristale și frânturi de cristale, între cari se poate distinge cuarțul și plagioclazul, primul în cantitate mult mai mică decât al doilea.

Plagioclazul e maclat polisintetic și este foarte acid, foarte probabil un albit cu aprox. 5—8% An. Maclațiunea nu străbate uneori întreaga plaje, sau dă rareori impresia unei foarte mărunte și neregulate scânduri de șah. Acest plagioclaz, conține pe alocurea mult caolinit și sericit, dovadă despre conținutul primordial în potasiu.

Aceste cristale și frânturi de cristale, plutesc într'o masă extrem de fină, de o substanță despre care nu se poate spune decât că e birefringentă și care e impregnată cu o pulbere fină roșie brună deschis.

Pasta aceasta, este fără îndoială un felsit în trecere spre o pastă kriptocristalină.

Pe alocurea pasta e o concreștere microgranofirică, în râuri sau în flăcări, de coloare brună galben murdară, formată din cuarț și feldspat și impregnată cu ferrit.

In afară de micile frânturi de cristale de plagioclaz și cuarț cari plutesc în pasta extrem de fină descrisă mai sus, se mai află în ea și bucăți mărunte de sticlă cu marginile concoidale.

Acestea sunt astăzi complet devitrificate și anume mijlocul lor e format dintr'un agregat foarte mărunt, de mici cristale, mărunt aciculare, așezate cap

Institutul Geologic al României

la cap și formând râuri-râuri divirgente ca flăcări. Marginea acestor porțiuni, o margine îngustă care urmărește conturul concoidal al fostei bucăți de sticlă, este după toate aparențele o concreștere microgranofirică de cuarț și feldspat, cu mai mult feldspat decât cuarț.

Această margine microgranofirică e aproape incoloră. Prin cristalizarea ei, s'a eliminat aproape complet pigmentul de ferrit conținut în sticlă. Mijlocul porțiunii de sticlă devitrificată, de care e vorba, e de coloare galbenă murdară și dă impresiunea că avem a face și acì cu o concreștere micro-kriptogranofirică de cuarț și feldspat, impregnată cu ferrit. Uneori, în mijlocul unei astfel de porțiuni de sticlă devitrificată, se află un mic agregat microgranitic de cuarț și feldspat.

Aceste bucăți de sticlă devitrificată, n'au forme cineritice, adică nu sunt spărturi de vacuole ale unei roci vacuolare, ci forma lor arată că au fost porțiuni de sticlă cari în stare vâscoasă, au fost rupte și târîte așà încât au luat forme concoidale de lacrime și de scurgere. Devitrificarea lor poate fi diferită în diferitele părți ale rocii, așà că, de pildă, uneori ele se confundă cu restul pastei felsitice sau kriptocristaline, astfel că între nicolii încrucișați nu se mai disting de restul pastei, iar între nicolii paraleli, numai impregnațiunea de ferrit roșu-brun care jalonează conturul lor, mai atrage atențiunea asupra lor.

Și cantitatea acestor porțiuni de sticlă devitrificată, variază în diferitele porțiuni ale rocii. Cantitatea lor este uneori așà de mare încât formează straturi, curgând și încolăcindu-se în jurul cristalelor de plagioclaz.

In massa felsitică kriptocristalină, cu frânturi de cristale și de sticlă devitrificată descrisă mai sus, se găsesc dese schlieruri cari se deosibesc în structură de restul masei. Ele dau impresiunea de scurgeri și au o structură alveolară, iar alveolele, sunt umplute în modul următor:

Interiorul acestor spații ovale se prezintă la nicolii paraleli, de coloare slab gălbue spre deosebire de porțiunile despărțitoare dintre alveole cari au coloare gălbuie-brună, din cauza ferritului.

In centrul alveolelor, se află câte un mic cristal prismatic sau prismatic ușor ovoid, incolor, de feldspat plagioclaz maclat bi — sau polisintetic.

Restul alveolii, este un mineral mai puțin birenfringent care înconjură micul cristal de plagioclaz și se pierde spre marginile alveolii prin conture cari se pierd spre izotrop cu forme rotunde în forme de nori.

Atât cât se poate distinge chiar cu ajutorul obiectivului cu imersiune homogenă, se pare că această parte a alveolii e formată din microgranofir care se pierde treptat spre micro-și kriptofelsit. Avem deaface cu pseudosferolite.

Faptul că indicii de refracție ai micului cristal de plagioclaz din mijlocul alveolii sunt puțin mai mari decât indicii de refracție ai massei de microgranofir și microfelsit care-l înconjoară, e o dovadă că micul cristal de plagioclaz e foarte acid.

Institutul Geologic al României

Uneori, se observă două zone concentrice suprapuse de microgranofir; alteori, avem adevărate litofize în sensul că stinghiile de plagioclaz din mijlocul alveolii fiind lungi, avem, în loc de pseudosferolite rotunde, butoniere.

Insfârșit, în rocă se mai întâlnesc câteva spărturi mai mari de albit, maclat polisintetic, sau de micropertit aproape complet albitizat.

Analiza unui astfel de Comendit vitrofiric (I. Copuzeanu) arată:

SiO_2	79,37	Ca O	2,57
Al_2O_3	6,27	Mg O	0,40
Fe_2O_3	4,14	K_2O	3,65
Fe O	0,60	Na_2O	3,02
P_2O_5	urme	P. a f.	1,09
Mn O	0,58		101,69

Compoziția mineralogică normală, calculată după metoda petrografilor americani, arată:

Cuarț	50,34
Ortoclaz	21,13
Albit	12,05
Acmit	4,62
Metasil. de Na	1,83
Wollastonit	5,22
Enstatit	1,00
Magnetit	3,71

Parametrii acestei roci după acești petrografi, sunt:

II. 3(2), 1, 3(2).

Formula după Osann este:

$$s_{83}\, a_{8\cdot8}\, c_0\, f_{21\cdot2}\, n_{5\cdot5}\, \beta/\gamma$$

In Dj. Kirab El Beid, tot în regiunea dela Hadjela, se întâlnesc pânze de comendite granofirice.

Macroscopic, roca se prezintă ca un aglomerat compact de sferolite, până la 1 mm diametru, negre, chituite cu foarte puțină pastă gălbuie deschisă, pulverulentă, așa încât roca în întregime are coloarea cenușie-brună.

La microscop, roca se arată formată din foarte numeroase pseudosferolite înecate, chituite, de o pastă formată din cuarț, uneori cu structura mărunt microgranitică, iar în micii indivizi de cuarț plutesc, răspândite neregulat, stinghii microlitice de feldspat (probabil albit), care prin cristalizare a eliminat pulbere neagră-brună fină de ferrit. Este o con-

Institutul Geologic al României

creştere granofirică inversă, căci in loc ca să avem indivizi de cuarţ chituiţi de feldspat, avem microlite de feldspat chituite de cuarţ. Fenomenul acesta îl semnalează şi ROSENBUSCH [1]) după ARSANDAUX, pentru unele comendite din ţara Afar (Marea Roşie).

Pseudosferolitele formează aprox. 70% din rocă, restul de 30% îl formează pasta.

Aceste pseudosferolite sunt alcătuite din feldspat şi cuarţ. Feldspatul pseudosferolitelor are indicii de refracţie mai mici ca ai balsamului de Canada şi, deşi nu se observă fără ambiguitate nici o maclaţiune, cred totuş că e un albit. El e de cele mai multe ori, complet impregnat cu o substanţă pulverulentă (ferrit) care a fost eliminată tocmai prin cristalizarea feldspatului. Concreşterea de feldspat şi de cuarţ nu este dispusă numai în formă de sferolite, ci şi în formă de axiolite şi alteori neregulat.

Sunt porţiuni în aceste comendite granofirice cari în loc de pseudosferolite şi pastă ca mai sus, sunt alcătuite dintr'un foarte mărunt agregar compact de porţiuni fără formă, cu un fond care stinge unitar, de cuarţ în care plutesc neregulat, extrem de numeroase şi extrem de mărunte cristale aciculare, mici stinghii, de plagioclaz acid, ca înecate şi voalate de masa gazdei [2]).

Această masă microgranofirică este şi ea impregnată de pulberea neagră brună, descrisă mai sus.

La Saana, se întâlnesc în pânze pechsteinuri comenditice.

Macroscopic, roca aceasta se prezintă ca o masă cu spărtura mărunt concoidală, sticloasă, neagră uşor oliv, cu luciul gras, formată aproape exclusiv dintr'un aglomerat de petece de scurgeri, până la 3 mm în diametru. In această masă sticloasă, plutesc puţine cristale de aceeaş mărime de cuarţ, plagioclaz şi sanidin. In rocă se mai află şi puţini zeoliţi ovali.

La microscop, roca se arată a fi o sticlă incoloră, perfect nedevitrificată, cu numeroase curbe perlitice. In această sticlă plutesc cristale rotunjite, corodate, ovale sau rotunde de cuarţ şi cristale de sanidin. Acestea din urmă se prezintă cu clivagiile P (001) şi M (010) perfecte, în unghiu drept, biax, unghiul axelor optice foarte mic, semnul optic negativ, indicii de refracţie mai mici decât ai balsamului de Canada.

Acest sanidin include mici cristale de feldspat plagioclaz.

Atât cristalele de plagioclaz incluse în sanidin, cât şi altele libere, sunt un oligoclaz andezin cu aprox. 30% An, cu indicii de refracţie mai mari ca ai balsamului, cu semnul optic negativ, maclate după legea albit.

In rocă se mai află puţine sferolite foarte mărunte, perfect sferice, formate

---

[1]) ROSENBUSCH, Mirkoskopische Physiographie der Massengesteine, II. 2. pg. 841.

[2]) ROSENBUSCH, loc. cit. II. 2. pg. 841.

Institutul Geologic al României

din chlorit galben deschis, cu birefringența foarte scăzută precum și foarte puține sferolite de feldspat.

In Dj. Safassaf, Dj. Outeic și Dj. Aden, toate în preajma localității Hadjela, alternând cu pânzele de comendite ca și cu pânzele trahitice și trahidoleritice din regiune, se întâ'nesc strate de tufuri comenditice.

Macroscopic, tufurile comenditice se prezintă ca o massă compactă poroasă, brună violacee închis, în care plutesc numeroase frânturi de cuarț și încă mai numeroase frânturi de feldspat, ambele minerale cu dimensiuni mici, până la 1 mm în diametru.

La microscop, roca se arată formată din puține bucăți mari de cuarț, frînturi păstrând numai rareori conturul piramidat, mult mai multe bucăți de ortoclaz micropertitic foarte bogat în substanță albitică, uneori complet albitizat, uneori cu structură în scândură de șah.

Acest feldspat este uneori complet transformat în calcit și foarte puțin chlorit. Transformarea este de natură secundară și merge uneori așà de departe, încât roca se prezintă bogat împestrițată cu verde, din cauza micilor geode de chlorit. Restul rocii este format din bucăți de microfelsit, bucăți de pereți de sticlă în forme concoidale și o cenușă formată din spărturi fine concave de cuarț și bucăți mărunte de sticlă concave în cea mai mare parte devitrificate.

In unele varietăți de coloare cenușie pestriță, se observă frânturi de feldspat micropertitic aproape complet albitizat, frânturi de cuarț, foarte mici bucăți de hialotrahite, plutind într'o massă de cinerite complet devitrificate (devitrificarea merge uneori până la microgranit microcristalin), apoi o bogată pulbere roșie-brună, care marchează încă conturul cineritelor și în sfârșit dintr'un foarte mărunt amestec microgranitic microcristalin de cuarț și feldspat.

E interesantă devitrificarea acestor cinerite: Intreaga porțiune concoidală de sticlă, este transformată într'o mică geodă, în care pereții sunt căptușiți cu cristale de feldspat nevărgat, care-și întinde colțurile în spre mijlocul alveolii, iar mijlocul și spațiile dintre foarte măruntele cristale de feldspat sunt umplute cu o plage unică sau mai multe plaje de cuarț.

Mica spărtură de sticlă devitrificată nu mai e de recunoscut decât prin faptul că, în multe cazuri, agregatul de cuarț și feldspat care o înlocuește, are bobul cevà mai mare decât împrejurimea și mai ales — în cele mai multe cazuri — conturul ei rămâne însemnat prin pulberea fină de ferrit pe care sticla a eliminat-o la devitrificarea ei.

Tufuri comenditice se întâlnesc și în regiunea dela Ussil, Menaka și Saana, unde alternează cu tufuri trahitice.

Tufurile comenditice din regiunea Ussil, se prezintă macroscopic ca o massă roșie-brună închis, împestrițată cu alb, grezoasă compactă, fin brecioasă, formată aproape numai din fracturi de minerale cris-

Institutul Geologic al României

talizate, cu porțiuni în formă de fășii în care bobul este extrem de mărunt și roca apare neîmpestrițată cu alb, ci numai roșie-brună închis.

La microscop, roca apare constituită din numeroase bucăți sparte sau nu, de feldspat plagioclaz, foarte sodic (albit) care face impresiunea a fi rezultat din transformarea unui feldspat potasic.

Din acest din urmă feldspat se mai întâlnesc încă petece mici în plajele de plagioclaz sau, în acelaș plagioclaz se întâlnesc porțiuni pline cu mică albă microlitică, evident urme ale substanței potasice care a existat într'un feldspat în bună parte potasic, dispărut.

In rocă se întâlnesc și frânturi mai mari și mai mici de cuarț (până la 1 mm diametru), aproape întotdeauna rotunjite; bucăți de rocă formate dintr'un aglomerat de sferolite de feldspat, cari se împiedecă în creștere și cari au între ele sdrențe de cuarț cristalizat în puținele locuri libere dintre sferolite; bucăți de sticle transformate în microfelsit și numeroase grăunțe foarte fine de magnetit (ferrit), datorit punerii în libertate a fierului care colorà primordial sticla; bucăți de trahit sau poate de plagitrahit. alcătuite din stinghii microlitice de oligoclaz cu aprox. 20% An, așezate ca în structura trahitică, într'o masă alcătuită în cea mai mare parte din chlorit, cevà mai puțin magnetit și poate și cevà sericit; bucăți constituite numai din chlorit și grăunțe foarte fine de magnetit; bucăți de calcit pe crăpăturile căruia s'a depus chlorit; bucăți mărunte de sticlă colțurate sau ovale, iar totul e cimentat de o masă brună deschis murdară, colorată pe alocurea mai intens în roșu-brun care face impresiunea unei cenuși foarte fine, devitrificată.

Tufurile comenditice din regiunea Menaka, se prezintă macroscopic ca o massă breccioasă verde deschis în care înoată porțiuni mici de coloare verde mai intens, roșii, roz sau brune, și de cuarț incolor.

La microscop, roca se prezintă constituită din bucăți colțurate sau corodate de cuarț, mult mai multe bucăți colțurate sau corodate de feldspat plagioclaz sodic (albit) perfect limpede, foarte rar maclat după legea albit. Totul este chituit într'o massă alcătuită din frânturi concoidale de sticlă (foarte mărunte), incoloră, proaspătă, nedevitrificată, plutind într'o massă kriptocristalină bogată în firișoare de chlorit (desigur tot cenușe mai fină, devitrificată).

La Hadjara, se întâlnesc tufuri comenditice formând o trecere în spre tufurile trahitice.

Macroscopic, ele se prezintă ca o masă cu bobul fin, aproape poroasă, de coloare cărămizie-violet, cu foarte rare și extrem de mici cristale de feldspat.

La microscop, roca se arată a fi un tuf complet devitrificat. El a fost constituit primordial din cinerite (spărturi concoidale de sticlă), astăzi complet devitrificate și transformate într'un agregat microgranitic foarte mărunt de feldspat acid și de cuarț.

Institutul Geologic al României

Roca este bogat impregnată cu pulbere roșie-cărămizie (desigur hematit), care conturează fostele cinerite, indicând forma pe care o aveau. In rocă se mai întâlnesc și puține și foarte mărunte geode de chlorit și calcit.

In regiunea Saana, tufurile se prezintă macroscopic ca o massă pământoasă compactă de coloare albă-verzuie sau albă-rozie murdar, cu foarte rare spărturi, foarte mărunte, de cuarț și plagioclaz.

La microscop, unele probe se arată a fi tufuri cineritice tipice. Ele sunt formate din pereți de alveole sticloase (cinerite), de cele mai variate forme, incolore, nedevitrificate sau cel mult cu un slab început de devitrificare felsitică.

Intre cinerite se află o massă, în parte sticloasă în parte criptofelsitică, incoloră. La marginea dintre această masă și cinerite, este o zonă foarte îngustă formată din paiete foarte fine, scurte, de chlorit (?). Această zonă apare între nicolii paraleli, verde-gălbui foarte deschis; iar coloarea de birefrigență este tot verde-gălbuie.

Uneori, bucăți mai mari de cinerite au în massa lor mici sferolite de chlorit.

In rocă se mai întâlnesc și petece de magnetit cari chituesc cineritele; apoi spărturi uneori corodate, de plagioclaz foarte acid (albit), maclate fin după legea albit și albit + Karlsbad, perfect limpezi; cuarț în foarte mică cantitate, în grăunțe mici rotunjite.

Uneori, tuful descris mai sus este complet devitrificat. O parte din cinerite s'au transformat într'un amestec microgranitic fin, iar restul, împreună cu restul pastei e transformat într'un agregat kripto-microfelsitic, impregnat cu foarte fine și scurte ace de chlorit și cu mult minereu brun în grăunțe foarte mici.

In rocă se mai întâlnesc câteva grăunțe mici de acelaș feldspat plagioclaz ca în roca precedentă, foarte puține spărturi de cuarț și magnetit, și mult apatit în ace extrem de fine.

2. TRAHITE și PLAGITRAHITE

Pânze de trahite se întâlnesc, începând dela Obal. In Ouadi Saham lângă satul Houmboulia, se întâlnește alternând cu trahidoleritele un hololeucotrahit alcalin sodic, care macroscopic se prezintă ca o pastă microcristalină poroasă, cenușie închisă, în care plutesc fenocristale mărunte de plagioclaz și cuiburi de plagioclaz, chlorit și magnetit.

La microscop, roca se arată formată din fenocristale de plagioclaz, plutind într'o pastă alcătuită în cea mai mare parte din microlite de plagioclaz.

Fenocristalele au formă aproape tabulară, de 2—3 mm în diametru și de ½ mm grosime; ele sunt maclate polisintetic după legea albit (numai de câteva

Institutul Geologic al României

ori repetat) și au compoziția unui albit-obligoclaz cu 8—10% An, ceeace rezultă din faptul că au indicii de refracție foarte mici și maximum unghiului de extincțiune din zona simetrică n_p/M este de 16°.

Fenocristalele de plagioclaz sunt aproape complet transformate în mult calcit și mai puțin penin (indicii de refracție între ai calcitului), verde deschis nepolichroic, cu birefringența extrem de scăzută în nuanțe cenușii închis verzui sau negru.

Peninul are structura sferolitică; el se întinde dealungul clivagelor sau a planelor de maclă înlocuind uneori porțiuni întregi din una din lamelele plagioclazului maclat polisintetic.

Pasta este alcătuită din două generațiuni. Prima generație este formată de microlite de plagioclaz, care imprimă pastei o structură intersertală trahitică și, o a doua generație este formată dintr'o concreștere aproape panallotriomorfă de stinghii mai mărunte, mai scurte, de feldspat vărgat, grăunțe foarte mărunte de un mineral nevărgat allotriomorf, poate cuarț, poate nefelin, chlorit și numeroase grămejoare rotunde de magnetit.

In această a doua generație de microlite, se găsesc și grămăjoare de un mineral care se întâlnește în forme mărunte sferice, cu birefringența ca a feldspatului, cu indicii de refracție, cuprinși între 1,48 (calcit) și 1,58 (chlorit), cu o mică grămejoară de pulbere neagră în centru; cred că acest mineral este nefelin.

Microlitele de plagioclaz, din prima generație a pastei, sunt de aceeaș compoziție cu fenocristalele (maximum unghiului de extincțiune din zona simetrică este $n'_p/M = 16°$). Și ele sunt transformate în parte, în calcit și penin, însă această transformare se face într'o mai mică măsură ca la fenocristale.

Uneori, este centrul microlitului acela care e transformat în întregime în calcit, alteori e transformată în întregime una din lamelele maclei.

Calcitul și chloritul, sunt de sigur, datorite unei veniri hidrotermale mai târzii care dealtfel a format în rocă numeroase vacuole cu calcit, chlorit și nefelin, în forma măruntă sferică, despre care am vorbit mai sus.

In regiunea dela Hadjela, se întâlnesc la Djebel Hamara și pânze de hololeucotrahite alcaline granofirice sodice.

Macroscopic, roca se prezintă ca o massă fin grăunțoasă poroasă, de coloare galben-brună deschis (coloarea pielii tăbăcite) în care se disting fenocristale de feldspat până la 2 mm în diametru și grămejoare mult mai mărunte de o pulbere neagră.

La microscop, roca se arată constituită din puține fenocristale de ortoclaz micropertitic, foarte albitic, plutind într'o pastă cu structură panallotriomorfă în care indivizii sunt porțiuni mărunte fără formă, stingând uniform, probabil de cuarț, în care sunt incluse

Institutul Geologic al României

neregulat, extrem de fine și foarte numeroase cristale aciculare de feldspat plagioclaz acid, înnecate și voalate în massa gazdei [1]).

Toată pasta este des impregnată cu grămejoare de un mineral galben ca mierea, slab verzui care pare a fi un epidot.

In regiunea Attara și Menaka, se întâlnesc din nou pânze trahitice.

Ele sunt formate din trahite alcaline sodice, de fapt hyalotrahite alcaline-sodice devitrificate și bimsteinuri trahitice alcaline devitrificate.

Hyalotrahitele alcaline sodice devitrificate se prezintă macroscopic ca o masă microcristalină până la kriptocristalină, cu spărtura aproape cornoasă, de coloare brun-violacee sau verzuie oliv în care plutesc cristale albe izometrice de feldspat până la 3 mm lungime.

La microscop, roca se arată a fi avut fără îndoială o pastă sticloasă, astăzi complet devitrificată și chiar înaintat cristalizată. Dovezi despre aceasta sunt, în unele secțiuni, fostele curbe de devitrificare perlitică, jalonate și acum de șiruri de fine grăunțe de minereu negru.

In unele părți ale rocii, produsul de devitrificare este o țesătură foarte fină de microlite lungi, foarte subțiri, de feldspat, uneori cu o vădită tendință trahitică, alteori trahitică divergentă, asemănătoare cu porțiuni de sferolite sau cu mănuchiuri de stinghii fine; uneori sunt șliruri în cari microlitele de feldspat sunt mai mult sau mai puțin izometrice, așà încât aceste șliruri dau impresiunea unei foarte fine structuri ortofirice în care însă nu se distinge nici o urmă de cuarț.

In alte părți ale rocii, porțiunile cu structură trahitică sunt amestecate cu porțiuni a căror structură amintește structura ortofirică.

Printre finele microlite de feldspat cari alcătuiesc porțiunile cu structură trahitică, a mai rămas în unele părți cevà massă felsitică, iar în alte părți, mai ales în cele cu structură ortofirică, micile microlite de feldspat sunt chituite de mici plage de cuarț în cari plutesc ca într'o pegmatită grafică inversată, microlite și mai fine de feldspat.

Am impresiunea că microlitele de feldspat din pastă apar uneori maclate după legea albit, așà încât, întreg feldspatul pastei ar fi în orice caz foarte albitic.

Pasta mai are și mult sericit în paiete foarte fine, mult mai puțin minereu negru brun răspândit în rocă în grăunțe fine, formând uneori cuiburi.

[1]) Pare a fi un granofir inversat (feldspat în cuarț). Cred că această inversare a granofirului se întâmplă numai la eutecticul albit-cuarț, pe când fenomenul invers se întâmplă la eutecticul ortoclaz-cuarț.

Institutul Geologic al României

Fenocristalele și frânturile de fenocristale uneori corodate, sunt de albit sau de albit-ortoclaz maclate după legea albit, cu maclațiunea scurtă care se pierde spre mijlocul plajei, cu aspect de flăcări, cu suprafețe tulburi.

Este foarte probabil un amestec izomorf albit-ortoclaz (anortoclaz ?) cu foarte puțin ortoclaz. Dealtfel, aceste fenocristale sunt foarte bogate în incluziuni de sericit.

Analiza acestor hyalotrahite alcaline sodice hololeucocrate (Dr. N. METTA) ne dă

Dens.= 2,570

SiO_2	77,12	MnO	1,02
Al_2O_3	12,72	MgO	0,17
Fe_2O_3	6,42	Ca O	0,93
Fe O	0,89	K_2O	1,11
TiO_2	0,08	Na_2O	0,63
P_2O_5	0,09	P. a. f.	0,22
			101,40

Compoziția mineralogică normală, calculată după metoda petrografilor americani este:

Cuarț	66,48	Enstatit	0,40
Ortoclaz	6,67	Magnetit	5,80
Albit	5.24	Hematit	2,40
Anortit	3,61	Ilmenit	0,15
Corindon	8,98	Apatit	0,31

Parametri acestei roci după aceeași autori, sunt:

I, 2, 3, 3,

După CSANN, formula acestei roci este:

$$s_{82}\ a_{10\cdot4}\ c_{7\cdot8}\ f_{11\cdot8}\ n_{2\cdot2}\ \gamma/\delta$$

Bimsteinul trahitic alcalin, se prezintă macroscopic ca o massă fin zaharoidă de coloare verde în care se observă conturul vacuolelor umplute cu chlorit sau cu calcit.

La microscop, se observă că prin devitrificare s'a produs un țesut trahitic de microlite de plagioclaz foarte acid (albit cu aprox. 5—10% An).

In diferitele părți ale rocii există toate trecerile între o sticlă cu un slab început de devitrificare și o sticlă devitrificată complet în care nu se mai vede decât foarte puțină substanță amorfă, cu margini foarte fine, între microlitele de feldspat.

Institutul Geologic al României

Roca e foarte vacuolară: vacuole microscopice. Ele au fost umplute cu un amestec de cuarț, feldspat și chlorit cum dealtfel și locurile libere dintre microlite au fost umplute cu porțiuni mici de pastă cu structură microgranitică aproape kriptocristalină, cu chlorit în agregate de mici sferolite sau cu calcit.

Roca are și câteva foarte mici frânturi de cuarț și de oligoclaz.

In regiunea dela Saana, se întâlnesc felsotrahite alcaline sodice.

Macroscopic, roca are o înfățișare cornoasă, de coloare cenușie deschis violacee, cu foarte rare fenocristale până la 1 mm diametru de sanidin.

La microscop, roca se prezintă ca o sticlă care a curs în stare vâscoasă, așà încât, apare formată din straturi subțiri, alcătuite din picături microscopice, alungite, ca târîte în stare văscoasă, înnecate într'o massă incoloră.

Roca este complet devitrificată; picăturile de sticlă târîte-alungite sunt unele devitrificate microfelsitic, altele au însă o devitrificare mai înaintată.

Acestea din urmă au înfățișarea unor geode microscopice ai căror pereți sunt tapisați cu cristale foarte mărunte, aciculare, de feldspat foarte acid, cu vârful în spre interior, iar restul geodei este umplut cu cuarț.

Restul rocii este o sticlă incoloră cu devitrificare felsitică, plină de microlite a căror natură nu se poate determină din cauza dimensiunilor lor prea mici.

Analiza chimică a acestui felsotrahit alcalin dă: (I. COPUZEANU).

$Si\ O_2$	71.69	Ca O	2,57
$Al_2\ O_3$	10,75	Mg O	0,53
$Fe_2\ O_3$	4.44	$K_2\ O$	4.19
Fe O	0,44	Na_2O	4.46
Mn O	0,86	P. a. f.	0,88
			100,81

Această analiză arată, spre deosebire de hyalotrahitul precedent, alături de o cantitate relativ mare de $Si\ O_2$, o cantitate mare de alcalii în acelaș timp cu o diminuare a $Al_2\ O_3$.

Compoziția mineralogică normală calculată după metoda petrografilor americani capătă un aspect cu totul altul.

Cuarț	27,84	Acmit	4,62
Ortoclaz	25,02	Wollastonit . .	5,34
Albit	31,44	Enstatit	1,72
Metasilicat de Na . .	0,37	Magnetit	4,18

Cantitatea de $Al_2\ 0_3$ este neobișnuit de mică pentru trahite și în genere pentru magmele sienitice și alcali sienitice.

Institutul Geologic al României

Parametri acestei roci, după aceiași autori sunt :

I, 4, 1, 3.

Formula acestei roce după OSANN este:

$$S_{77}\ a_{12\cdot6}\ c_0\ f_{17\cdot4}\ n_{6\cdot2}\beta$$

In regiunea dela M e n a k a se întâlnesc pânze de t r a h i t e f o a r t e c u r i o a s e.

Numai asociațiunea lor geologică cu rocile alcaline ne îndreptățește să le considerăm ca trahite alcalice și până la un punct și aciditatea relativă a feldspaților din cari ele sunt constituite; anume acești feldspați nu sunt mai bazici ca un andezin-oligoclaz cu 35% An.

Structura lor trahitică pronunțată și lipsa completă a elementului melanocrat, alături de aciditatea feldspatului, ne fac să nu le punem alături de andezite, iar rolul cu totul secundar al cuarțului și prezența lui foarte redusă numai în pastă ne fac să nu le considerăm ca dacite.

Aceste trahite alcătuite exclusiv din feldspat plagioclaz sunt complet lipsite de element negru (afară de magnetit) și au foarte puțin cuarț.

N'a fost posibil să se identifice în aceste roci nici o urmă de feldspat potasic, afară poate de ultima parte a pastei cristalizată înainte de cuarț, când o parte din microliții de plagioclaz sunt amestecați poate cu ortoclaz așà încât individualitatea lor nu se mai poate distinge.

Ele sunt sigur roci efusive, după indicațiunile pe cari le avem dela misiunea BOTEZ.

Aceste trahite cari trebuie considerate ca formând o c l a s ă a p a r t e din familia trahitelor, le vom denumi p l a g i t r a h i t e în general, iar tipurile cari au încă în pastă mai mult sau mai puțină sticlă se vor numi h y a l o p l a g i t r a h i t e.

P l a g i a t r a h i t e l e se prezintă m a c r o s c o p i c ca roci cu o massă fin zaharoidă, de coloare cenușie sau cenușie verzuie în care plutesc uneori fenocristele tabulare de feldspat până la 3 mm lungime.

La m i c r o s c o p, roca se arată constituită din f e n o c r i s t a l e d e p l a g i o c l a z cari plutesc într'o massă măruntă cu s t r u c t u r a t r a h i t i c ă, constituită din microlite-stinghii de plagioclaz și mult magnetit. Uneori aceste microlite de plagioclaz sunt amestecate poate cu microlite de ortoclaz în așà fel încât individualitatea lor nu se poate mai distinge.

La unele din aceste roci, fenocristalele lipsesc sau sunt de dimensiuni nu mult mai mari decât ale microlitelor din pastă.

Fenocristalele de plagioclaz sunt un a n d e z i n a c i d cu aproximativ 36% An, cu maximum unghiului de extincțiune din zona simetrică $n'_p/M = 20^0$.

Institutul Geologic al României

Ele se prezintă în indivizi tabulari maclați după legea albit, mai rar după legea albit-Karlsbad sau albit-periclin. Fenocristalele au puține incluziuni de mică albă microlitică.

P a s t a este formată la unele din aceste roci din microlite-stinghii mărunte de plagioclaz, maclate după legea albit, cu extincțiunea maximă din zona simetrică în jurul lui zero; prin urmare un o l i g o c l a z cu aprox. 20% An; poate se află în această pastă și ceva ortoclaz.

In toată pastă sunt răspândite grăunțe foarte mici, uneori o pulbere, de magnetit care se localizează de obiceiu pe marginea microlitelor de plagioclaz.

O venire mai târzie a depus cuarț și calcit în mică cantitate.

Cuarțul apare în cuibușoare mici; este bine înțeles allotriomorf, ocupând ca și calcitul ultimele locuri goale.

A n a l i z a c h i m i c ă a unui plagitrahit (Dr. N. METTA) dă:

Dens. = 2,672

$Si\ O_2$	55,95	Mg O	0,71
$Al_2\ O_3$	13,52	Ca O	6,17
$Fe_2\ O_3$	12,20	K_2 O	4,23
Fe O	0,85	Na_2 O	2,79
$P_2\ O_5$	1,13	P. a. f.	0,61
Mn O	1,64		99,80

El dă următoarea compoziție mineralogică normală după metoda petrografilor americani:

C u a r ț	15,1	W o l l a s t o n i t	5,0
O r t o c l a z	25,0	E n s t a t i t	1,8
A l b i t	23,6	M a g n e t i t	8,1
A n o r t i t	12,2	H e m a t i t	6,6

A p a t i t 2,5

Parametri acestei roci după aceiași autori sunt:

II, 4, 2, 3,

După OSANN formula acestei roci este:

$$s_{63}\ a_{6,7}\ c_{3,1}\ f_{20,2}\ n_{5,0}\ \gamma'$$

H y a l o p l a g i t r a h i t e l e apar m a c r o s c o p i c ca roci fin zaharoide spre cornoase (cu atât mai cornoase cu cât partea amorfă este mai abundentă), de culoare cenușie slab verzuie-chocolat.

La m i c r o s c o p structura lor se arată a fi trahitică, uneori pronunțat fluidală alteori cu tendințe spre o structură hyalopilitică.

Institutul Geologic al României

Roca este constituită din microlite de oligoclaz bazic cu aprox. 25% An, în formă de stinghii subțiri maclate după legea albit și albit-Karlsbad.

In locurile goale dintre microlitele de plagioclaz se află o sticlă incoloră sau brună închis, după gradul de devritificare, mai mult sau mai puțin bogată în magnetit, de asemenea după cum e mai devitrificată sau nu.

O soluție cuarțo-chloritoasă mai nouă a străbătut roca depunând foarte puține mici petece allotriomorfe de cuarț iar chloritul în agregate de sferolite pătrunde în toate locurile goale ca și pe clivagii.

Trahitele deschise mai sus sunt însoțite de numeroase tufuri.

In regiunea dela Ussil, tufurile trahitice alternează cu cele comenditice.

Macroscopic unele din aceste tufuri au înfățișarea breccioasă compactă și sunt formate din bucăți până la 10 mm în diametru de rocă vânătă sau roșietică într'o massă verzuie.

La microscop, roca se arată a fi un tuf complet devitrificat transformat într'o massă kripto-microcristalină.

Este constituit din numeroase cristale și frânturi de cristale de feldspat plagioclaz foarte acid (albit), maclate după legea albit, într'o maclațiune deasă scurtă care dă impresiunea unei scânduri de șah. Se mai întâlnesc numeroase cuiburi mai mari și mai mici de cuarț și feldspat cu structură microgranitică foarte măruntă.

Restul rocii este o massă kriptocristalină produsă evident prin devitrificarea micilor bucăți de cinerite.

In această massă se află mult chlorit, cevà mai puțin calcit, minerale provenite probabil printr'o acțiune pneumatohidatogenă mai târzie.

Această transformare în chorit și calcit atinge și bucățile de feldspat.

Alte tufuri trahitice din regiunea Ussil se prezintă macroscopic ca o massă compactă, puțin poroasă, de coloare cenușie închis cu fine împestrițări albe de feldspat.

La microscop, roca apare formată din multe spărturi de cristale și din cristale întregi mai mari sau mai mici, de feldspat plagioclaz foarte acid (albit) probabil bogat în potasă.

Maclațiunea este de cele mai multe ori scurtă, pierzându-se spre mijlocul plajei și amintind o fină scândură de șah. Rămășițe de feldspat potasic în plajele de plagioclaz și bogăția în mică albă microlitică întăresc părerea că avem a face cu un feldspat plagioclaz care a fost primordial foarte bogat în ortoclaz.

Roca n'are sfărâmături de cuarț. Conține însă: porțiuni mici de o rocă cu structură trahitică alcătuită din stinghii de albit vărgat și ceva magnetit; bucăți de sticlă murdară în cari plutesc rare microlite aciculare de plagioclaz

Institutul Geologic al României

maclate după legea albit, de compoziția unui oligoclaz cu aprox. 20% An; geode extrem de mărunte rotunde sau ovale umplute cu agregate sferolitice de chlorit; bucăți foarte mărunte de o sticlă neagră complet opacă în care plutesc microlite în stinghii de plagioclaz maclate după legea albit; porțiuni colțurate sau ovale umplute cu calcit.

Massa rocii este kriptocristalină, cu foarte puține porțiuni microcristaline microgranitice în care cuarțul se pare că este în foarte mică cantitate.

Massa rocii este foarte bogată în paiete fine de chlorit cari îi dau aspectul unui agregat fin acicular. Deasemenea conține multe grăunțe foarte mărunte de magnetit, în parte transformat în hidrat de fier.

In regiunea Menaka, regiune în care s'au întâlnit plagitrahitele semnalate mai sus se întâlnesc și tufuri cari au o mare înrudire cu plagiatrahitele.

Macroscopic, roca se prezintă ca o masă compactă fin poroasă, vânătă brună cu pete roșietice și cu mici cristale de feldspat.

La microscop, roca apare constituită din numeroase cristale și frânturi de cristale de plagioclaz foarte acid (albit) cu maclațiunea scurtă, deasă, după legea albit, pierzându-se în spre mijlocul plagei.

Massa rocii este o cenușe formată din frânturi mult mai mici de cristalele de plagioclazul citat mai sus și dintr'o masă kriptocristalină care pare a fi rezultat din devitrificarea unor cinerite, ceeace în stadiul de azi al rocii se vădește încă prin pulberea de magnetit care mai indică fostul contur al cineritelor.

Roca conține și bucăți mici de hyaloplagitrahit.

3. HOLOLEUCOTRAHIANDEZITE ȘI TRAHIANDESITE

In regiunea dela Hadjela se întâlnesc, la Dj Safassaf, hololeucotrahiandezite cari după părerea noastră formează o trecere în spre hololeucoplagitrahite.

Macroscopic, aceste roci se prezintă ca o masă microgrăunțoasă de culoare cenușie slab verzuie, cu extrem de rare fenocristale de plagioclaz și cu numeroase vacuole (până la 2 mm în diametru) umplute cu substanță chloritică.

La microscop, roca se prezintă ca o masă cu structura hyalopilitică trahitoidă spre intersertală, formată din microlite de plagioclaz, sticlă și chlorit.

Microlitele de plagioclaz au compoziția unui oligoclaz cu aprox. 20—25% An, pentru că au indicii de refracție ceva mai mari ca ai balsamului iar maximum unghiului de extincțiune din zona simetrică este de aprox. 2—3°.

Microlitele sunt maclate după legea albit în doi sau în mai mulți indivizi; foarte rar se asociază și macla după legea periclinului.

Institutul Geologic al României

Aceste microlite sunt în genere limpezi, n'au marginea netă, iar capetele sunt sparte; în multe cazuri ele sunt în întregime sau numai în parte transformate în calcit.

Spațiile dintre microlitele de plagioclaz sunt ocupate de o sticlă verde-brună în cea mai mare parte devitrificată, în care minereul care colorà primordial sticla în brun, s'a strâns în grămejoare mici sau în skelete. Poate că în spațiile dintre microlitele de plagioclaz, împreună cu sticla, să fie și ceva ortoclaz; acest mineral însă n'a putut fi identificat.

Tot în pastă, alături de sticla devitrificată, se găsește și foarte mult chlorit, în grămejoare așezate fără regulă sau în aglomerate de sferolite, precum și foarte mult calcit de cele mai multe ori amestecat neregulat cu chloritul; în rocă se mai întâlnește și câte o rară picătură de cuarț.

In rocă se mai află și vacuole umplute cu un amestec de cuarț, chlorit și calcit.

Analiza chimică a acestui hololeucotrahiandezit este (I. Copuzeanu)

Si O_2	46,59	Ca O	7,05
$Al_2 O_3$	9,54	Mg O	4.87
$Fe_2 O_3$	16,82	K_2 O	0,60
Fe O	7,59	Na_2 O	4,27
$P_2 O_5$	urme	P. a. f.	1,80
Mn O	0,89		100,02

Compoziția mineralogă normală calculată după metoda petrografilor americani este:

Cuarț	3,06	Anortit	5,28
Ortoclaz	3,34	Diopsid	24,14
Albit	36,68	Enstatit	2,60
		Magnetit	25,06

Parametrii acestei roci după aceeași autori sunt:

III, 5, 2 , 5.

Formula după OSANN a acestei roci este

$$s_{51} \; a_{4,5} \; c_{1,2} \; f_{24,3} \; n_{9,2} \; a$$

In regiunea dela Menaka (Hadjara, Dj. Chibam) hololeucotrahiandezitele au un caracter ceva mai bazic.

Macroscopic, aceste roci se prezintă fin zaharoide, de coloare neagră lucioasă sau cenușiu închis brun. In masa fin zaharoidă se pot observa fenocristale de feldspat incolore, până la 2 mm lungime.

Institutul Geologic al României

La microscop, roca se prezintă formată din fenocristale de plagioclaz plutind într'o pastă formată din stinghii de plagioclaz și mult magnetit.

In unele probe această pastă are o structură trahitică tipică, iar în altele o structură intersertal-trahitică.

Fenocristalele de plagioclaz sunt un labrador a cărui compoziție în diferitele probe, luate toate din regiunea Menaka, variază între 70% An, în sâmbure până la 50% An în zone.

Probele cu structură trahitică tipică au feldspatul (60% An) zonat numai cu o singură zonă îngustă a cărei compoziție se coboară până la un albit-oligoclaz cu aprox. 15% An.

La probele cu structura intersertală trahitică, fenocristalele au numeroase zone înguste, cu recurențe bazice și nu se coboară niciodată mai jos de 50% An.

Fenocristale de labrador sunt tabulare, au lungimi variabile până la 2 mm și lățimi până la ½ mm. Ele sunt perfect limpezi, maclate după legale albit și albit + Karlsbad și nu sunt deloc alterate.

Stinghiile de plagioclaz din pastă sunt, la probele cu structură trahitică, de compoziția zonelor fenocristalelor, adică sunt un albit oligoclaz cu aprox. 15% An, iar în probele cu structură intersertală-trahitică microlitele din pastă sunt ele însile zonate și sunt de compoziția ultimelor zone ale fenocristalelor respective, deci un labrador acid a cărui compoziție variază dela sâmbure la zona cea mai externă, între 59—60% An.

Microlitele de feldspat se prezintă în stinghii cu conturele în general nete, ele sunt limpezi, maclate după legea albit și foarte frequent după legea albit + Karlsbad, și numai în unele cazuri sunt pătrunse pe clivagii și pe crăpături de chloritul adus de o venire hidrotermală târzie.

Această venire a făcut ca unele probe să fie bogat impregnate cu calcit, chlorit și ceva calcedonie; minerale cari pe alocurea formează rari și foarte mărunte geode până la 2 mm în diametru.

Analiza acestei roci arată (Dr. N. Metta):

SiO_2	57,08	MnO	1.04
Al_2O_3	12,65	MgO	3,76
Fe_2O_3	9,21	Ca O	5,49
Fe O	0,30	K_2O	3,46
TiO_2	—	Na_2O	5,92
P_2O_5	0,07	P.a.f.	1,03
			100,01

Institutul Geologic al României

Compoziția mineralogică normală calculată după metoda petrografilor americani arată:

Cuarț	1,98	Wollastonit	11,14
Ortoclaz	20,57	Enstatit	9,50
Albit	46,11	Magnetit	4,41
Acmit	3,70	Oligist	4,96
		Apatit	0,34

Parametrii acestei roci, după aceiași autori, sunt:

II, 5, 1, 4.

Formula chimică după OSANN este:

$$S_{62}\ a_{8,1}\ c_0\ f_{21,9}\ n_{7,2}\ \beta.$$

Există și unele tipuri de hyalohololeucotrahiandezite, tipuri cu pastă sticloasă.

Macroscopic, aceste roci se prezintă ca o masă fin zaharoidă compactă, uneori cu spărtura cornoasă, de culoare neagră mată sau neagră brună.

In această massă plutesc fenocristale incolore sau albe, tabulare, de feldspat cu aspect sticlos, în dimensiuni până la 10 mm.

La microscop, roca se prezintă formată din fenocristale de plagioclaz cari plutesc într'o pastă cu structura intersertală-trahitică, formată în unele roci din stinghii fine de plagioclaz plutind într'o sticlă brună deschis, devitrificată.

Prin această devitrificare sticla s'a transformat într'un aglomerat verde gălbui de extrem de mărunte sferolite de chlorit și poate și ceva feldspat, iar substanța care a colorat-o în brun a cristalizat în cristale lungi și skelete de cristale de magnetit.

La alte roci pasta e formată din microlite de plagioclaz cari plutesc într'o sticlă brună devitrificată.

Prin devitrificare această sticlă s'a transformat în microlite extrem de fine de feldspat, grupate radiar sau în formă de snop sau în formă de fulg sau în forme arborescente, fiecare din firele microlitice fiind despărțite de vecinul său prin spații înguste umplute cu trainé-uri de fine grăunțe de minereu negru brun.

Fenocristalele de plagioclaz sunt în unele roci un labrador bazic cu 80—70 % An, limpezi, perfect proaspete, maclate după legea albit și albit+Karlsbad.

Microlitele de plagioclaz din pastă sunt un labrador acid cu 40—50 % An.

Institutul Geologic al României

In alte roci, fenocristalele sunt un labrador cu 60—50 % An, tot așà de limpezi, nealterate, maclate după legea albit sau albit+Karlsbad și înconjurate de o zonă îngustă de un labrador cu 55—60 % An. Microlitele din pastă sunt de compoziția zonei fenocristalelor.

In toate cazurile microlitele sunt perfect limpezi, în stinghii nu prea lungi, uneori cu contur scurt dreptunghiular, maclate după legea albit și albit+Karlsbad.

In unele probe se întâlnesc mici goluri umplute cu o venire mai târzie de chlorit și cuarț sau puține crăpături umplute cu această asociație de minerale.

Tipuri de trahiandezite propriu zise se întâlnesc în regiunea dela Bohak, dela Ussil și dela Menaka.

La Bohak în Dj. Damir, trahiandezitele se prezintă macroscopic ca o masă foarte fin grăunțoasă de culoare neagră vânătă în care se deosebesc foarte rare cristale de plagioclaz.

La microscop, roca se prezintă formată din foarte puține fenocristale de plagioclaz cari plutesc într'o pastă cu o structură intermediară între o structură trahitică și una pilotaxitică (andezitică), alcătuită din microlite de feldspat plagioclaz (poate și ceva feldspat potasic), piroxen, magnetit și apatit.

Fenocristalele de plagioclaz au compoziția unui labrador cu 48—50% An, cum reese din următoarele măsurători

Ungh. de ext. n'_p/M	(1)	(1')	(2)
	29°	26°	15°

Secțiunile perfect centrate perpendiculare pe bisectrița ascuțită n_g, dau ungh. de ext. $n_p/M = 23°$

Indicii de refracție mai mari ca ai cuarțului.

Fenocristalele de plagioclaz se prezintă în stinghii lungi până la 2 mm și late de 1 mm. Indivizii sunt maclați după legea albit și albit+Karlsbad.

Aceste fenocristale sunt transformate într'o mare măsură într'o îngrămădire solzoasă, neregulată, de mică albă microlitică.

Porțiunea transformată ocupă o zonă lată pe margini, lăsând de multe ori mijlocul cristalului perfect limpede.

Fenocristalele sunt pe alocurea corodate dealungul clivagelor și umplute cu o substanță feldspatică cu indicii de refracțiune mult mai mici, cu unghiul de extincțiune n'_p/M mic (cam 7—9°) prin urmare un albit-oligoclaz.

Am impresiunea că mica albă microlitică nu este un produs de alterare al fenocristalelor, ci e în legătură genetică cu feldspatul mai acid. Că acesta a conținut primordial o mare cantitate de substanță de feldspat potasic și când a inundat fenocristalele înconjurându-le pe margini sau pătrunzând pe clivagii și

Institutul Geologic al României

crăpături s'a produs o separare a moleculei albit-oligoclazică, de cea ortoclazică; se observă de pildă pe clivagiile fenocristalelor substanță de albit-oligoclaz asociată cu paiete de mică albă microlitică.

Microlitele de plagioclaz din pastă se prezintă în formă de stinghii scurte, cu conture neregulate, maclate după legea albit, împiedicându-se în creștere. Compoziția lor este aceea a unui albit-oliglocaz cu aprox. 10 % An, căci indicii de refracție sunt mai mici ca ai balsamului de Canada, iar maximul unghiului de extincțiune din zona simetrică este de aprox. 15°.

Nu se distinge bine dacă în pastă este și ceva feldspat potasic. Microlitele de feldspat plagioclaz au însă și ele numeroase incluziuni de mică albă microlitică pe lângă foarte numeroase prisme aciculare de apatit și ceva epidot.

Afară de microlitele de plagioclaz, în pastă se mai află și ceva mai puține microlite de un piroxen diopsitic (poate diopsid magnezian) cu unghiul de extincțiune n'_g/c până la 44°, în prisme scurte de cele mai multe ori sau în grăunțe mai mult sau mai puțin ovale, amestecate cu o cantitate egală de minereu negru, foarte probabil titanomagnetit, în grăunțe uneori cu contur patratic, de cele mai multe ori aproape skelete, în parte transformate în sfen.

Acest titanomagnetit se găsește de obiceiu în grămejoare în care e asociat cu piroxenul pe care îl înconjoară și de care e înconjurat, și cu apatitul.

Apatitul se găsește în pastă în cantitate neobișnuit de mare, în prisme lungi de diferite dimensiuni, dela dimensiuni aciculare până la mărimea microlitelor de plagioclaz și de piroxen.

El e inclus fără deosebire în microlitele de plagioclaz, în piroxen, în magnetit.

In pastă se mai observă o ultimă venire de chlorit care mulează totul, atât microlitele de feldspat (între cari uneori chloritul e prins în pană ca în structura ofitică) cât și piroxenul, magnetitul sau apatitul.

Petecele de chlorit au o structură sferolitică măruntă.

Trahiandezitele dela Ussil sunt de două tipuri.

Primul tip se prezintă microscopic ca o masă grăunțoasă nu prea măruntă, cenușie, cu luciu sticlos, în care plutesc multe cristale tabulare de plagioclaz, incolore, sticloase, maclate, în dimensiuni până la 6, 10, 15 mm.

La microscop, această rocă se arată constituită din fenocristale de plagioclaz cari plutesc într'o pastă holocristalină formată din plagioclaz, piroxen, amfibol și magnetit.

Fenocristalele de plagioclaz tabulare, de dimensiunile indicate mai sus, sunt zonate, numeroase zone cu numeroase recurențe bazice. Zonele sunt foarte înguste, iar compoziția lor variază între limite apropiate afară de ultima zonă care reprezintă un salt brusc în compoziție.

Institutul Geologic al României

Aceste fenocristale sunt maclate polisintetic după legea albit, albit+Karlsbad și foarte rar după legea periclin, în lamele înguste. Indivizii sunt limpezi, nealterați și au numai puține incluziuni de magnetit și de pastă cristalizată.

Compoziția fenocristalelor este aceea a unui labrador care variază între sâmbure și zone între 70—60 % An (ungh. de ext. maxim. din zona simetrică $n'_p/M=44^0$); zona cea mai exterioară scoborându-se brusc în rarele cazuri când există, cum am arătat mai sus, la un albit-oligoclaz cu aprox. 14 % An.

Pasta are structură intersertală. Ea este constituită din microlite de plagioclaz în cantitate ceva mai mare, piroxen, în mare parte transformat în amfibol și dintr'un minereu negru, probabil magnetit, în cantitate aproape egală cu piroxenul.

Feldspatul plagioclaz microlitic din pastă are structură zonară. Sâmburele cristalelor formează cea mai mare parte din individ, iar zonele fără recurențe bazice, cu treceri flue, ocupă numai o margine îngustă. Compoziția microlitelor în centru, judecând după maximul unghiului de extincțiune din zona simetrică (30^0) este aceea a unui labrador acid cu aprox. 50—55 % An, iar zonele se coboară până la un albit-oligloclaz sau un oligloclaz acid cu 12—15 % An, (ext. maxim. $=10^0$).

Microlitele de plagioclaz sunt maclate după legea albit, albit+Karlsbad, albit+periclin. Zonele ultime sunt împiedicate în creștere de piroxen, amfibol și magnetit.

Piroxenul este un augit; are birefringența ridicată, este polichroic:

n'_p roșietic.
n'_g incolor.

foarte dispers $\varrho > \nu$, semnul optic negativ, unghiul de extincțiune maximă c a. 46^0.

El mulează plagioclazul microlitic în mod ofitic, însă e contemporan cu ultimele zone ale acestuia. Piroxenul se întâlnește și în indivizi cu conturul prismatic scurt.

Piroxenul este transformat în parte într'un amfibol fibros cu polichroismul

n'_g verde deschis
n'_p galben verzui deschis aproape incolor,

cu unghiul, de extincțiune $n_g/c=20^0$, deci o hornblendă comună verde.

Acest amfibol este vădit de origine secundară pentrucă se observă ușor amfibolizarea progresivă a piroxenului pornind de pe margini și de pe clivagii așà încât uneori nu rămân decât câteva petece de piroxen îngropate în amfibol,

Institutul Geologic al României

împreună cu rămășițele de minereuri negre brune în picături și ceva epidot, rezultatele din transformarea piroxenului.

Amfibolul prezintă la rândul său un început de chloritizare și uralitizare. Transformarea piroxenului în amfibol începe fără îndoială odată cu acidificarea plagioclazului.

Magnetitul se găsește mulând în mod ofitic plagioclazul microlitic, este mai vechiu decât piroxenul. Roca mai are și extrem de puține picături de cuarț.

Analiza chimică a acestei roci (Dr. N. METTA) arată:

SiO_2	49,38	MnO	1,30
Al_2O_3	17,05	MgO	1,92
Fe_2O_3	8,18	Ca O	13,80
Fe O	6,15	K_2O	1,42
TiO_2	0 17	Na_2O	0,97
P_2O_5	0,96	P. a. f.	0,36
			101,66

Compoziția mineralogică normală calculată după metoda petrografilor americani arată:

Cuarț	10,38	Enstatit	0,50
Ortoclaz	8,34	Hypersten	0,66
Albit	8,38	Magnetit	11,60
Anortit	37,25	Apatit	2,35
Diopsid	20,45	Ilmenit	0,30

Parametri acestei roci după aceiași autori sunt

II, 4, 4, 3.

Formula chimică după OSANN este:

$$s_{54}\ a_{1,7}\ c_{7,7}\ f_{20,6}\ n_{5,1}\ '/$$

Un al doilea tip de trahiandezit care se întâlnește la Ussil este un trahiandesit olivinic care se prezintă macroscopic ca o masă măruntă zaharoidă de culoare cenușie neagră.

La microscop, roca se arată a avea un singur timp de cristalizare și o structură care este un tip de trecere între structura ofitică și cea trahitoidă.

Roca e formată din microlite de feldspat plagioclaz, mult mai puțină olivină și iddingsit, chituite de sticlă verde murdar, în mare parte devitrificată.

Institutul Geologic al României

Microlitele de plagioclaz aparțin unui labrador cu 55—60% An, judecând după unghiul de extincțiune de 31° din zona de simetrie.

El se prezintă în stinghii lungi, maclate după legea albit, albit+Karlsbad și extrem de rar după legea albit+periclin.

Plagioclazul este perfect limpede, foarte slab zonat, o singură zonă cu treceri flue în care compoziția se coboară până la 30—40% An.

Iddingsitul este verde polichroic în

$n'g$ verde deschis

$n'p$ galben aproape incolor

Indicii de refracție $n'_p < N$ (al balsamului).

$n'_g < N$ (al balsamului).

Birefringența ridicată; clivagiul pronunțat după (100).

El se întâlnește asociat cu olivina, decât care bine înțeles e mai nou, în cristale foarte mărunte bipiramidate. Pe alocurea e transformat în serpentin.

Olivina, cu caracterele obișnuite, se întâlnește și ea în prisme bipiramidate și este anterioară plagioclazului.

Restul rocii este format dintr'o sticlă de culoare verde murdar deschis (aproape verde butelie) în bună parte devitrificată.

Această devitrificare se face în mod foarte curios.

Pe alocurea sticla este plină de interpozițiuni foarte mărunte de magnetit, foarte probabil așezată în șiruri paralele, în zone neregulat distribuite în plaje.

In domeniul acestor zone înguste de interpozițiuni de fier, sticla este slab birefringentă. Și anume birefringența este produsă de niște bastonașe mici cu lungimea în sensul lungimii zonei, așezate cap la cap și câte mai multe șiruri unul lângă altul. Impreună cu interpozițiunile de minereuri aceste porțiuni dau impresia unui bronzit, fără însă de a fi vorba de un mineral unic.

Pe alocurea interpozițiunile de minereuri sunt bacilare și se asociază arborescent sau neregulat.

In alte porțiuni ale aceluiaș preparat, devitrificarea se face în următorul mod, foarte curios. Se ivesc în sticlă dungi vermiforme care înconjoară spații de sticlă cu conture neregulate. Aceste dungi vermiforme examinate mai deaproape se dovedesc a fi căptușite pe ambii pereți interiori cu fibre scurte de serpentină fibroasă, așezate cu lungimea perpendicular pe margine.

La contactul sticlei cu cristalele de olivină, marginea acestora din urmă este conturată în afară, de un asemenea șnur de serpentină.

In alte porțiuni ale aceluiaș preparat, sticla are multe petece neregulate de serpentină sau sferolite de serpentină, cu zone concentrice, cu structură radiară, sau sferolite cu razele extrem de fine de o serpentină galben-brună, înconjurată de o zonă cu structura radiară de serpentină verde.

In afară de elementele descrise mai sus se mai află în acest trahiandezit olivinic și foarte mult apatit, deopotrivă de răspândit în toate mineralele și în sticlă.

Institutul Geologic al României

4. HOLOLEUCOTRAHIDOLERITE ȘI TRAHIDOLERITE

In zona premuntoasă, se întâlnesc pânze de trahidolerite la Wadi Mathal și Wadi Saham (Obal) și la Dj. Safasaf și Dj. Damer (Hadjela).

In zona muntoasă se întâlnesc trahidolerite la Ouel și în regiunea Saana.

Magma trahidoleritică a suferit o bogată diferențiare, dând naștere la numeroase tipuri (faciesuri constituționale).

Și între trahidolerite se întâlnesc tipuri hololeucrocate. Anume în Djebel Damer (Hadjela), se întâlnesc trahidolerite cu totul lipsite de element negru, afară de magnetit și ceva chlorit.

Macroscopic, trahidoleritele hololeucocrate se prezintă ca o pastă neagră cenușie, poroasă, microcristalină în care cu lupa se poate distinge existența finelor microlite de plagioclaz.

In această pastă, plutesc mari fenocristale de plagioclaz tabulare, în diametru până la 5 mm, groase de 1/5 mm până la 1 mm, așezate aproape toate cu lungimea în aceeaș direcțiune.

Foarte puține cristale de plagioclaz sunt cevà mai mari. Macroscopic, se mai pot observà numerose vacuole umplute cu strate concentrice de chlorit.

La microscop, fenocristalele de plagioclaz, dovedesc a fi un labrador bazic cu aprox. 60—70%, cum rezultă din următoarele măsurători

	(1)	(1')	(2)	(2')
Unghiu de extincție n'_p/M.	35°	32½°	17°	—
	35°	32½°	19°	—
	36°	——	13°	11°
	35°	32½°	16°	14°
	35°	32½°	16°	16°

Fenocristalele de plagioclaz sunt maclate mai rar după legile albit, Baveno și de cele mai multe ori după legea albit + Karlsbad.

Ele sunt proaspete. Pe crăpături, pe clivajii și în jurul fenocristalelor de plagioclaz, s'a depus feldspat potasic în parte transformat în sericit și asociat cu ceva chlorit.

Microlitele de plagioclaz, au compoziția unui labrador cu 55% An, cum rezultă din faptul că maximul unghiului de extincțiune la secțiunile din zona simetrică în lamelele maclate după legea albit, e de aprox. 33°.

Microlitele sunt maclate după legile albit și albit + Karlsbad.

Institutul Geologic al României

Ele n'au conture nete, sunt împiedecate în creștere de magnetit sau sunt corodate și umplute de feldspat potasic și chlorit.

Feldspatul potasic (ortoclaz) le coroade, le vindecă și le înconjoară cu o zonă îngustă într'o măsură mai mare decât pe fenocris ale.

Chloritul, pătrunde și el pe crăpături pe cari le lărgește, înlocuind substanța feldspatică așà încât uneori, din microlitul de plagioclaz, nu mai rămâne decât o foarte mică parte.

Magnetitul, în mare cantitate, se găsește printre microlitele de plagioclaz în skelete în formă de stinghii lungi ramificate.

In pastă se mai găsesc și aglomerate de sferolite mărunte de chlorit, de plaje de calcit, aglomerate, formate din cristale foarte mărunte aproape kriptocristaline de cuarț și ortoclaz și grăunțe de epidot foarte mărunte.

Analiza acestui trahidolerit hololeucocrat, este următoarea: (Dr. N. METTA).

Dens. = 2.500

SiO_2	75,19	MgO	0,39
Al_2O_3	9,42	CaO	0,60
Fe_2O_3	5,67	K_2O	3,14
FeO	0,22	Na_2O	3,83
P_2O_5	0,27	P. a. f.	0,28
MnO	0,40		99,41

Compoziția mineralogică normală a acestei roci, calculată după metoda petrografilor americani, este:

Cuarț . .	40,74	Acmit . .	1,39	Magnetit .	2,09
Ortoclaz.	18,90	Wollast. .	0,58	Hematit. .	3,84
Albit . . .	30,92	Enstatit .	1,00	Apatit. . .	0,67

Parametri acestei roci sunt:

I, 3, 1, 4 (3).

După OSANN, formula acestei roci este:

$$s_{81}\ a_{14\cdot2}\ c_0\ f_{15\cdot8}\ n_{6\cdot5}\ \beta$$

In regiunea dintre Hajela și Dj. Damer, se întâlnește un al doilea tip de trahidolerit.

Macroscopic, roca se prezintă formată dintr'o pastă microcristalină neagră vânătă, cu bobul foarte fin, compactă, cu spărtura aproape concoidală, în care plutesc numeroase cristale de plagioclaz în plăci și în stinghii de diferite

Institutul Geologic al României

dimensiuni, dela indivizi foarte mici, până la indivizi de 2—3 mm lungime și ¼—½ mm grosime.

La microscop, roca se prezintă constituită din fenocristale de plagioclaz tabulare, fără conture nete cari plutesc într'o masă cu structură intersertală, formată din microlite de plagioclaz, de piroxen și de magnetit.

Fenocristalele sunt un labrador bazic, cu aprox. 75% An, cum rezultă din următoarele măsurători:

	(1)	(1')	(2)	(2')
Unghiu de ext. n'_p/M.	22°	22°	2°	—
	33°	28°	12°	—
	43°	37°	19°	—

Maximul unghiului de extincțiune din zona simetrică este de 45°.

Acest plagioclaz este maclat după legea albit și albit + Karlsbad, este zonat. Zonele sunt late, cu treceri flue și de o compoziție care în zonele cele mai externe se coboară până la un oligoclaz cu aprox. 20% An.

Fenocristalele de plagioclaz sunt foarte alterate, transformate în bună parte în clinozoizit.

Ele sunt crăpate, iar crăpăturile sunt chituite de feldspat potasic transformat în mare măsură în sericit. Fenocristalele de plagioclaz au numeroase incluziuni de apatit în prisme lungi sau mai scurte, de grosimi aciculare și incluziuni mult mai mari de grăunțe de magnetit fără nici o formă.

Microlitele de plagioclaz din pastă, au compoziția unui labrador acid cu aprox. 55% An. Și ele sunt zonate în zone late cu treceri continue de compoziții din ce în ce mai acide până la aprox. 20% An în zona cea mai externă. Nici ele n'au conture nete. Ele sunt străbătute de crăpături chituite cu feldspat potasic și chlorit ca și fenocristalele și înconjurate de o zonă de feldspat potasic, plin cu incluziuni de chlorit.

Piroxenul este după toate probabilitățile un diopsid magnezian hedenbergitic cu maximum de extincțiune $n_g/c = 44°$.

In preparat el se prezintă incolor, extrem de slab verzui, extrem de slab polichroic, în grăunțe izometrice fără formă, numai foarte puțin uralizat pe margini la contact cu chloritul.

Piroxenul a cristalizat în acelaș timp cu magnetitul care se găsește în rocă, dat fiind că se înconjoară reciproc. Ambele aceste minerale sunt mai noui decât microlitele de plagioclaz și mai noui decât zonele acide ale fenocristalelor de plagioclaz.

Chloritul, este foarte răspândit în rocă. El se întâlnește în preparat în plaje, constituite din sferolite mărunte, înconjurând feldspații și piroxenul

Institutul Geologic al României

și intrând pe crăpături și pe clivagii mai ales în feldspat. Amestecat cu chloritul, se întâlnește în rocă și mult pistazit.

In regiunea dela Saana, se întâlnește un al treilea tip de trahidolerit.

Macroscopic, această rocă se prezintă ca o masă compactă neagră, cu spărtura concoidală, cu aspectul aproape ceros. In această masă plutesc fenocristale de plagioclaz tabular, până la 3 mm lungime.

La microscop, roca se prezintă constituită din fenocristale de plagioclaz cari plutesc într'o pastă cu structura între hyalopilitică și trahitică, formată din foarte multe microlite de plagioclaz cari imprimă rocii un aspect trahitic, diopsid magnezian, magnetit, chlorit și sticlă.

Roca este deci propriu zis un hyalotrahidolerit.

Fenocristalele de plagioclaz sunt tabulare. Ele se prezintă în indivizi până la 3 mm lungime și 1 mm grosime, perfect limpezi, maclați după legea albit și albit + Karlsbad, nezonați și alcătuiți dintr'un labrador, cu 60—70% An.

Restul pastei conține în cantități egale, cristale mărunte de magnetit și de diopsid magnezian, ambele aceste minerale împreună, în cantitate egală cu totalitatea microlitelor de plagioclaz, apoi chlorit și în sfârșit sticlă.

Magnetitul se prezintă de cele mai multe ori cu conture patratice, în grăunțe foarte mici, îngrămădite mai multe la un loc.

Piroxenul se întâlnește în cristale mărunte, mai mult ovale decât cu conture poliedrice, alteori rotunde și în sfârșit uneori în cristale prismatice piramidate la unul sau la ambele capete.

De multeori în conturul micilor cristale de diopsid, se află câte un grăunte mic de magnetit; alteori ambele aceste minerale par concrescute.

Chloritul se întâlnește în petece complet allotriomorfe, înconjurând microlitele de plagioclaz, piroxen și magnetit. Structura chloritului este mărunt sferolitică.

Insfârșit, petece de sticlă, în cantitate aproape egală cu magnetitul și diopsidul la un loc, mulează toate celelalte elemente. Este o sticlă incoloră brună.

Tipul acesta de trahidolerit, are numeroase faciesuri constituționale și structurale.

Unele din aceste faciesuri n'au deloc fenocristale, altele nu au deloc pastă sticloasă, sau numai foarte puțină, iar întreaga pastă este mult mai măruntă.

In alte faciesuri, însfârșit, întreaga rocă este o sticlă brună deschis, impregnată cu microlite aciculare de labrador cu aprox. 60% An, maclate după legea albit și cu microlite prismatice de piroxen augitic, slab dispers, incolor, nepolichroic.

Institutul Geologic al României

La Ouadi Mathal (Obal), la aprox. 400 paşi dela confluenţa acestui Ouadi cu Ouadi Saham, se întâlnesc pânze de un al patrulea tip de trahidolerite.

Macroscopic, această rocă apare formată dintr'o pastă neagră, brun violacee, fin compactă în care plutesc numeroase fenocristale de plagioclaz şi mult mai puţine fenocristale de sanidin.

Fenocristalele de plagioclaz cari dau rocii aproape o structură intersertală, se prezintă în plăci până la 2 mm grosime şi 10—12 mm în diametru, sunt de culoare albă lăptoasă, foarte slab verzuie.

Fenocristalele de sanidin sunt izometrice, ovale, aproape de 2 mm în diametru şi fac impresiunea că au umplut locuri rotunde, goale; ele au luciul sticlos şi sunt perfect proaspete. In rocă se observă şi numeroase nodule mici, ovale sau sferice, formate din chlorit.

La microscop, roca se arată constituită din fenocristale de plagioclaz şi mult mai puţine de sanidin cari plutesc într'o masă alcătuită din microlite de plagioclaz în stinghii, piroxen şi o masă brună opacă, sticlă.

Structura rocii este în general o structură intersertală, numai pasta are o structură hyalopilitică.

Fenocristalele de plagioclaz se prezintă în indivizi tabulari, maclaţi după legea albit şi foarte frequent după legea albit + Karlsbad. Ele au compoziţia unui labrador cu aprox. 60% An, cum rezultă din următoarele măsurători:

	(1)	(1')	(2)	(2')
Unghiul de extincţiune n'_p/M.	$37^0,18$	—	$17^0,6$	$19^0,36$
	37^0	—	17^0	21^0
	34^0	—	18^0	20^0
	36^0	33^0	14^0	17^0

Semnul optic pozitiv.

Feldspatul plagioclaz, este aproape complet înlocuit (pseudomorfozat) molecular, începând dela clivagii şi crăpături, de sanidin. Restul plagioclazului, este perfect limpede, n'are nici o formă de alterare, maclaţiunea e perfect păstrată.

Fenocristalele de plagioclaz au prins între ele în spaţii colţurate, ca în structura intersertală, porţiuni opace negre-brune de pastă, aproape complet nedevitrificată.

Sanidinul se prezintă în indivizi de 1—2 mm diametru, umplând cu un singur individ geode sferice sau ovale.

Institutul Geologic al României

Atât acești indivizi cât și sanidinul care a pătruns pe crăpăturile și pe clivagele fenocristalelor de plagioclaz înlocuindu-l molecular, are indicii de refracție mult mai mici ca ai balsamului, birefringența foarte scăzută, este biax, are unghiul axelor optice foarte mic, un clivagiu pronunțat în direcția planului axelor optice, unghiul de extincțiune de aprox. 7°.

Pasta are o structură hyalopilitică. Feldspatul plagioclaz din pastă se prezintă în microliți în formă de stinghii lungi, uneori de dimensiuni aciculare, maclați după legea albit și albit + Karlsbad, răspândiți neregulat în pastă, uneori grupați intersertal. Compoziția lor e aceea a unui andezin cu aprox. 40% An căci maximum de extincțiune din zona simetrică nu trece de 24°.

Și acest placioglaz este pătruns și în parte înlocuit molecular de sanidin.

Microlitele de piroxen din pastă sunt în cantitate mai mare decât microlitele de plagioclaz și par a fi ulterioare acestora.

Ele se întâlnesc în plaje mărunte, sparte cari mulează microlitele de plagioclaz. E după toate probabilitățile un augit diopsidic spre diopsid magnezian.

In pastă se mai întâlnesc porțiuni brune opace, amorfe, minereuri brune în picături, în skelete de structură arborescentă, incluse în augit sau printre microlitele de augit și feldspat.

O venire pneumato-hidatogenă produce o transformare parțială a sanidinului în sericit, începând de pe margini și de pe crăpături.

Cu aceeaș ocaziune s'a produs o depunere de chlorit în șnururi pe crăpături. Acelaș chlorit umple locurile goale mărunte din rocă cu aglomerate de sferolite foarte mărunte.

Analiza chimică a acestei roci (I. COPUZEANU) este următoarea:

SiO_2	48,00	CaO	11,42
Al_2O_3	16,48	MgO	2,55
Fe_2O_3	10,15	K_2O	1,13
FeO	2,40	Na_2O	4,20
MnO	3,22	P.a.f.	1,19
			100,74

Compoziția mineralogică normală a acestei roci, calculată după metoda petrografilor americani este:

Ortoclaz	6,67	Diopsid	8,64
Albit	35,63	Akermanit	8.84
Anortit.	22,80	Olivin	2,95
Magnetit. . . .	14,85		

Institutul Geologic al României

Parametri acestei roci sunt:

II, 5, 3, 4.

Formula ei după OSANN este:

$$s_{52} \quad a_{4,3} \quad c_{4,5} \quad f_{21,2} \quad n_{8,5} \, \alpha$$

Al cincilea tip de trahidolerit este un trahidolerit cu olivină; el se întâlneşte în pânze la Wadi Saham pe coasta lui Dj. Boura vis-à-vis şi ceva mai la sud de satul Humboulia.

Macroscopic, roca se arată a fi formată dintr'o pastă microcristalină compactă, cenuşie violacee închis, în care plutesc fenocristale mărunte de plagioclaz şi olivină.

Se observă şi numeroase vacuole ovale, până la 5 mm în diametru, umplute cu un amestec de minerale chloritoase şi calcit.

La microscop, roca se prezintă formată din puţine fenocristale de plagioclaz şi olivin şi dintr'o pastă constituită şi ea din microlite de plagioclaz şi olivin şi din multă sticlă brună-neagră.

Fenocristalele de plagioclaz sunt relativ puţine şi relativ mărunte. Ele se prezintă în tabele de 1—2 mm în diametru şi ½ mm grosime.

Compoziţia plagioclazului e aceea a unui labrador cu aprox. 60% An, cum rezultă din următoarele date:

	(1)	(1′)	(2)	(2′)
Ungh. de ext. n'_p/M.	38^0	35^0	18^0	21^0

El se prezintă maclat după legea albit şi albit + Karlsbad şi are o singură zonă îngustă cu treceri flue, a cărei compoziţie se coboară până la ceva sub 60% An.

Fenocristalele de plagioclaz includ uneori porţiuni de sticlă brună, pătrunse probabil ulterior prin spărturi.

Fenocristalele de plagioclaz sunt în parte transformate în calcit, mai mult, mai puţin în sericit, dovadă că ele conţineau primordial şi ceva substanţă potasică. Restul plajei este perfect proaspăt, pe crăpături în multe locuri a pătruns ceva chlorit.

Fenocristalele de olivin, foarte puţine la număr şi relativ foarte mici, sunt aproape complet transformate în antigorit, care la rândul său e pe alocurea aproape complet transformat în carbonat.

Fenocristalele de olivin sunt crăpate; pe crăpături sunt fâşii lungi şi subţiri de fibre de serpentină. Dela aceste crăpături pornind, olivinul se transformă

Institutul Geologic al României

în serpentină formând Maschenstruktur, așà încât rămân numai grăunțe de olivin în serpentină.

Microlitele de plagioclaz din pastă se prezintă în stinghii și sunt maclate după legea albit și albit+Karlsbad.

Ele sunt ceva mai acide decât un labrador cu 60% An, însă nu ajung până la 50 % An, după cum reese din următoarele măsurători:

	(1)	(1')	(2)	(2')
Ungh. de ext. n'_p/M	35°	30°	16°	18°

$\Delta = 22^0$; max. ungh. de extincțiune din zona simetrică este de 33°.

Ele sunt prin urmare de compoziția zonei fenocristalelor și, deși sunt mai proaspete decât fenocristalele, sunt și ele transformate în sericit și calcit.

In pastă se mai întâlnesc și foarte numeroase microlite de olivin (proporția dintre microlitele de olivin și cele de plagioclaz este de aprox. 1 : 3) în parte nealterate, în parte transformate, în total sau în parte, într'un amestec de serpentin, chlorit și carbonat.

Restul pastei cam 50% din totalitatea ei, e formată dintr'o sticlă brună.

In sfârșit în rocă se întâlnesc vacuole mărunte (până la 5 mm în diametru) umplute în felul următor:

Pe margine o zonă care se mărginește net spre interior, formată dintr'un chlorit verde închis, intens, cu structura fin fibroasă, în fibre paralele.

In zona formată de acest chlorit, apar pete circulare foarte mici, constituite fiecare din un singur mineral cu indicii de refracție cuprinși între 1,486 (n_p calcit) și 1,592 (chlorit), cu birefringența scăzută ca a feldspaților și având în centru un aglomerat de pulbere fină (să fie nefelin?)

Spre interiorul vacuolei, chloritul care formează o zonă îngustă, descris mai sus dispare și îi urmează o zonă concentrică, lată, formată numai de un aglomerat, de o structură care amintește structura în pavaj, de indivizi rotunzi din mineralul semnalat mai sus, care pare a fi nefelin (?)

Tot restul vacuolii e umplut cu un aglomerat de cristale de calcit, care pe marginea lui externă are o zonă de acelaș chlorit ca mai sus (verde intens), însă în agregate sferolitice, iar în spre centru un amestec câlțos de calcit și chlorit verde-galben deschis în paiete late.

In pastă se mai întâlnesc porțiuni mici alcătuite exclusiv din agregatul de nefelin (?) descris mai sus.

In regiunea dela Saana se întâlnește un al șaselea tip de trahidolerite.

Macroscopic, aceste roci se prezintă ca roci compacte, foarte fin zaharoide, negre-vinete, cu foarte mici fenocristale (până la 1 mm în diametru) de feldspat sticlos și de piroxen.

Institutul Geologic al României

Unele exemplare au însă o textură zaharoidă cu bobul ceva mai mare, poroasă, de culoare neagră-cenușie și cu aceleași fenocristale ca mai sus.

La microscop, roca primei varietăți apare cu o structură intersertală trahitică foarte mărunță și este formată dintr'o pastă alcătuită din microlite de plagioclaz, piroxen, magnetit și ortoclaz, în care plutesc fenocristale de plagioclaz și piroxen.

Cea de a doua varietate este complet lipsită de ortoclaz.

La problele care au și ortoclaz, fenocristalele sunt foarte mărunte. Ele se prezintă în stinghii lungi, cu maclațiunea după legea albit și albit+Karlsbad, cu structură zonară, o singură zonă îngustă. Fenocristalele sunt limpezi, lipsite de incluziuni, dar sunt uneori crăpate și vindecate cu ortoclaz.

Compoziția acestor fenocristale este aceea a unui labrador cu aprox. 70% An în sâmbure și aprox. 60% An în zonă.

Și fenocristalele de piroxen, puține la număr ca și cele de plagioclaz, sunt și ele relativ foarte mici. Ele au compoziția unui dialag-diopsid, incolor, foarte slab albăstrui-verzui, cu clivagiul pronunțat, dispers, cu unghiul de ext. max. aprox. 30 %, cu incluziuni de cristale de magnetit.

Microlitele de plagioclaz din pastă sunt de aceeaș compoziție cu fenocristalele.

Ele se prezintă în stinghii foarte mărunte, maclate după legea albit și albit+Karlsbad, cu o singură zonă îngustă, cu treceri flue.

Foarte răspândite în pastă sunt și microlite de acelaș piroxen ca fenocristalele, în grăunțe foarte mici, în formă de prisme cu capetele rupte. Acest piroxen din a doua generație are mai multe incluziuni de magnetit așezate paralel cu clivagiul.

In rocă se întâlnește și mult magnetit în grăunțe fără formă și ortoclaz în petece allotriomorfe.

Acest din urmă mineral apare tulbure și ocupă locurile goale dintre feldspați în felul piroxenului din structura intersertală.

O venire pneumatohidatogenă mai târzie a depus și ceva chlorit și mai puțin cuarț.

Chloritul umple locuri mici goale ale pastei, între feldspați sau înconjurând piroxenul.

Cuarțul se întâlnește în foarte mici grămăjoare, cu structură micrografică.

In rocă, însfârșit, ca un rezultat al acestei acțiuni pneumatohidatogene se întâlnesc foarte mici goluri ovale umplute cu calcit, chlorit în mici rozete și cuarț.

Varietățile fără ortoclaz apar la microscop ca o pastă cu structura intersertală formată din foarte multe microlite de plagioclaz, diopsid

Institutul Geologic al României

magnezian, magnetit și chlorit în care plutesc fenocristale de plagioclaz și de diopsid magnezium.

Fenocristale de plagioclaz sunt un labrador bazic cu 70—75 % An, în cantitate variabilă la diferite probe.

Ele sunt în formă se stinghii lungi până la 1 mm și late de 1/4—1/2 mm, maclate după legea albit și albit+Karlsbad, uneori zonate, cu numeroase recurențe bazice, variind între limite foarte apropiate.

In numeroase cazuri, fenocristalele sunt înconjurate de o zonă foarte îngustă de placioclaz care s'a depus după un hiatus în cristalizare, ceeace se arată prin diferența de indici de refracție ai celor doi plagioclazi în contact. Noua zonă este formată dintr'un plagioclaz de compoziția plagioclazului din pastă.

Substanța fenocristalelor de placioclaz este perfect limpede și fără incluziuni secundare sau primare.

Tot ca fenocristale, și în cantitate aproape egală cu fenocristalele de plagioclaz, se întâlnește în rocă și diopsid magnezian.

Acest piroxen se prezintă în forme idiomorfe și în frânturi de prisme scurte.

In unele probe el este perfect nealterat, incolor cu foarte slabă nuanță verzuie-albăstruie, slab dispers, are foarte rare incluziuni de magnetit și este vădit anterior fenocristalelor de plagioclaz.

In alte probe dispersiunea tot slabă este totuș ceva mai accentuată, iar indivizii au o zonă îngustă de culoare brună-galbenă, un fel de reaction rims care înaintează din afară în spre înăuntru. Este desigur un slab început de alterare.

Pasta foarte măruntă formată din microlite de plagioclaz, magnetit și diopsid magnezian pare a fi de două vârste.

O primă generație o formează microlitele de plagioclaz cari dau rocii o structură intersertală-trahitică, iar o a doua generație o formează microlitele de piroxen și magnetit, prezente în indivizi mult mai mărunți ca microlitele de plagioclaz și așezate printre stinghiile acestora.

Microlitele de plagioclaz sunt un labrador aprox. 55 % An, după maximum de extincțiune din zona simetrică care este de 33°. Ele sunt ușor zonate, o singură zonă foarte îngustă cu treceri flue cari se coboară în compoziție până la aprox. 45—50 % An. Aceste microlite sunt maclate după legea albit, uneori albit + Karlsbad.

Piroxenul, în prizme foarte mărunte și magnetitul, în grăunțe deasemenea foarte mărunte, par uneori concrescuți, alte ori în centrul micilor cristale de piroxen se află câte un grăunte de magnetit.

Institutul Geologic al României

Analiza acestei varietăți fără ortolaz este următoarea (Dr. N. METTA)

Dens. = 2,893

SiO_2	47,84	MnO	1,12
Al_2O_3	13,08	MgO	3,41
Fe_2O_3	8,04	Ca O	10,08
Fe O	6,96	K_2 O	2,55
TiO_2	0,12	Na_2O	4,23
P_2O_5	1,35	P.a.f.	0,87
			99,65

Compoziția mineralogică normală a acestei roci, calculată după metoda petrografilor americani este:

Ortoclaz	15.01	Diopsid	0,23	Ilmenit	1,52
Albit	36,15	Akermanit	11,72	Magnetit	11,83
Anortit	9,45	Olivin	12,26	Apatit	3,36

Parametrii acestui trahidolerit sunt:

III, 5, 2, 4.

Formula după OSANN este:

$$s_{50}\ a_{7,6}\ c_{2,6}\ f_{19,8}\ n_{7,2}\ \beta.$$

Tot în regiunea Sanaa se întâlnește un al șaptelea tip de trahidolerit.

Macroscopic, unele varietăți se prezintă ca o masă neagră vânătă compactă, foarte mărunt zaharoidă în care plutesc fenocristale de piroxen până la 3 mm în diametru.

Alte varietăți sunt de culoare neagră cenușie, mărunt zaharoide dar ceva mai mare la bob decât cele precedente și cu fenocristalele de piroxen mai mici.

La microscop, primele varietăți de trahidolerite se prezintă ca o pastă cu structură aproape intersertală, formată în mare parte din microlite de plagioclaz, apoi piroxen și magnetit, în cari plutesc fenocristale de piroxen.

Piroxenul fenocristalelor este un diopsid magnezian ca cel din trahidoleritele precedente, însă el crește la unii indivizi îmbrăcându-se cu o zonă de diopsid augitic, caracterizat printr'un polichroism

Institutul Geologic al României

mai intens în colori brune-deschise, printr'un unghiu de extincțiune mai mare și printr'o dispersiune mai puternică.

Această zonă unică este uneori plină cu incluziuni de magnetit și de microlite de plagioclazi.

Fenocristalele de piroxen sunt uneori crăpate iar crăpăturile umplute cu serpentin.

Pasta, foarte măruntă, prezintă acelaș caracter de a fi cristalizat în două generații. Microlitele de plagioclaz sunt ceva mai mari, iar cele de piroxen și magnetit mult mai mici.

Microlitele de plagioclaz sunt un labrador cu aprox. 55% An, după maximum de extincțiune din zona simetrică care este de 33°. Ele sunt ușor zonate, o singură zonă foarte îngustă, cu treceri flue cari se coboară ca compoziție până la aproximativ 45—50% An. Aceste microlite sunt maclate după legea albit și uneori după legea albit+Karlsbad.

Piroxenul din pastă se prezintă în prizme foarte mici. El este de compoziția zonei fenocristalelor, adică un diopsid augitic.

In rocă se mai află și ceva apatit.

Analiza chimică a acestei roci este:

Dens. = 3.158.

SiO_2	41.82	Mn O	1.05
Al_2O_3	11.07	Mg O	5.32
Fe_2O_3	8.59	Ca O	18.47
Fe O	10.10	K_2O	0.84
TiO_2	1.05	Na_2O	1.31
P_2O_5	0.55	P. a. f.	0.76
			100.93

Compoziția mineralogică normală a acestui trahidolerit este:

Ortoclaz	5.00	Diopsid	21.48	Magnetit	12,53
Albit	11.00	Akermanit	15.35	Hematit	1.98
Anortit	21.68	Olivină	10.52	Apatit	1.34

Parametri acestei roci sunt:

IV, 5, 4, 4.

Formula rocii după OSANN este:

$$s_{44}\ a_{1\cdot2}\ c_{3\cdot1}\ f_{2\cdot7}\ n_7\ \beta.$$

Institutul Geologic al României

Varietățile cenușii cu bobul ceva mai mare se deosebesc de primele prin aceea că fenocristalele de piroxen sunt mult mai puțin numeroase, în schimb este în mai mare cantitate piroxenul în pastă; apoi compoziția piroxenului, atât al fenocristalelor cât și al microlitelor, este mult mai augitică decât în varietățile descrise mai sus.

Fenocristalele de d i o p s i d a u g i t i c sunt de obiceiu mărunt maclate în felul cunoscut, bogat zonate, cu dispersiunea foarte puternică și diferită dela sâmbure la zone.

Microlitele de piroxen din pastă sunt prizmatice lungi (stinghii ca stinghiile de placioglaz), sunt zonate, puternic disperse și de aceeaș compoziție ca fenocristalele. Piroxenul din pastă care este în cantitate poate ceva mai mare decât plagioclazul, imprimă pastei o structură aproape trahitică. Plagioclazul se în ălnește în microlite. El este un labrador cu aprox. 55 % An.

Un alt feldspat ceva mai acid, despre care n'aș spune că nu este ortoclaz, în petece allotriomorfe, mulează microlitele de piroxen și plagioclaz.

Magnetitul se întâlnește în cantitate mai mică decât la varietățile precedente.

In rocă se întâlnește și foarte mult a p a t i t în prizme relativ mari, mai nou ca piroxenul dar nu mai tânăr ca plagioclazul; el e bogat în incluziuni care-l fac turbure. Deasemenea se mai întâlnesc și puține plaje mici allotriomorfe, formate din chlorit cu structură mărunt sferolitică.

Institutul Geologic al României

V. CONCLUZIUNI ASUPRA REZULTATELOR OBȚINUTE din EXAMENUL MICROSCOPIC al ROCELOR din YEMEN

Rocile din regiunea Hodeida-Saana, studiate în lucrarea de față, sunt de toate tipurile de zăcământ: roci de adâncime, roci filoniene, roci efuzive și tufuri.

In rocile de adâncime împreună cu aoreola lor filoniană diferențiarea nu pare a fi fost prea variată.

Rocile efuzive sunt însă mult mai bogat diferențiate.

In adevăr pe când rocile de adâncime și filoniene variază între bostonite albitice și porfire granitice alcaline, lipsite complet de minerale melanocrate, cu singura excepțiune a unui filon de camptonit, rocile efuzive și tufurile lor parcurg toată seria dela comendite hololeucocrate (pe alocurea chiar porfire cuarțifere) prin trahite alcaline și trahiandezite până la trahidolerite.

* * *

ROCILE DE ADÂNCIME sunt reprezentate printr'un granit sodic cu bobul mare, curios prin aceea că elementul melanocrat lipsește cu totul. In locul mineralelor melanocrate, obișnuite în granite, apare magnetitul în abundență, în agregate de cristal formând cuiburi până la 5 mm diametru, asociat cu cuarțul.

Elementul feldspatic este reprezentat prin sâmburi mici de ortoclaz slab micropertitic care trece spre exterior, pe o zonă lată, într'un micropertit din ce în ce mai bogat în albit până la complecta lui înlocuire prin albit.

Nu este exclusă posibilitatea ca sodiul neputând intră în combinațiune cu fierul pentru a formă piroxenii sau amfibolii sodici la cari avem dreptul a ne aștepta într'un astfel de granit, să fi format micropertitul bogat în albit sau albitul curat, iar fierul a format minereul negru semnalat mai sus.

Poate că mica cantitate de potasiu existentă în această magmă și bogăția ei în aluminiu au determinat o schimbare de echilibru în sensul rezultatului așà cum ni-l arată realitatea.

Aoreola filoniană a acestui curios granit sodic este formată din porfire-granitice alcaline, porfire sienitice alcaline, porfire laurwikitice, bostonite cuarțifere, bostonite albitice, camptonite, aplite alcaline și pegmatite.

Ceeace caracterizează această suită filoniană, ca de altfel și granitul din care ea derivă, este relativa sărăcie în potasiu, bogăția în sodiu, și, afară de camptonite cari reprezintă o săritură mare în spre polul cel mai bazic, lipsa sau extrema sărăcie a elementelor melanocrate.

Institutul Geologic al României

Porfirele granitice alcaline sunt complet lipsite de minerale melanocrate, afară de o spumă săracă formată din microlite de mică verde brună. Ele sunt remarcabile prin prezența albitului individualizat alături de un ortoclaz slab micropertitic.

Porfirele sienitice alcaline sunt și ele complet lipsite de minerale melanocrate afară de puțină pulbere fină de magnetit, în parte transformată în oligist. Remarcabilă este și în aceste roci bogăția în sodiu. Fenocristalele sunt de albit-oligoclaz înconjurate de o zonă lată de ortoclaz micropertitic foarte bogat în albit.

Porfirele laurwikitice (Rombenporphyre) sunt și ele complet lipsite de minerale melanocrate, sunt însă și ele foarte bogate în magnetit. Feldspatul lor, atât fenocristalele cât și cel din pastă este un anortoclaz.

Bostonitele albitice cuarțifere (Lindoite) și bostonitele albitice, uneori porfirice alteori numai cu un singur timp de cristalizare, sunt și ele lipsite de orice minerale melanocrate afară de mult magnetit. Deasemenea le caracterizează lipsa completă a feldspatului potasic, sau în cazul când se găsește totuș, cantitatea lui este extrem de redusă.

Aplitele sienitice alcaline sunt caracterizate prin aceea că sunt cu totul lipsite de minerale melanocrate, afară de o mică cantitate de o spumă de microlite de mică verde brună. Și în ele predomină feldspatul plagioclaz foarte acid (albit) asupra ortoclazului. Acest din urmă mineral nu se întâlnește decât formând o zonă îngustă în jurul cristalelor de albit.

Pegmatitele sodice, în afară de lipsa mineralelor melanocrate și de prezența unei cantități mici de magnetit, sunt caracterizate prin feldspatul lor, un ortoclaz micropertitic, care la unele probe trece în zona exterioară într'un micropertit din ce în ce mai albitic până la albit curat.

In sfârșit singura diferențiere melanocrată, din aoreola filoniană a granitului sodic descris mai sus, sunt camptonitele.

Ele formează un salt mare brusc spre polul cel mai bazic al seriei de roci filoniene alcaline, căci dela bostonitele albitice hololeucocrate numai avem până la ele nici o altă rocă care să formeze trecerea. Camptonitele din Yemen sunt mai bazice decât camptonitele obișnuite căci plagioclazul lor variază în compoziție între 80—60 % An.

O urmare directă a acestui fapt este lipsa completă a amfibolului — obișnuit în alte camptonite — și prezența ca mineral melanocrat numai a augitului titanifer, a olivinului și a magnetitului.

* * *

Rocile efusive formează patru grupe mari: Comenditele sodice trahitele alcaline, trahiandezitele, trahidoleritele.

Comenditele sodice cu faciesurile lor structurale (comenditele granofirice și pechsteinurile comenditice) sunt

Institutul Geologic al României

caracterizate prin lipsa oricărui mineral melanocrat. In schimb există în aceste roci o bogată pulbere de ferrit rezultată, evident, din devitrificarea pastei care a fost în parte sau în total vitroasă.

Feldspatul acestor roci este un ortoclaz micropertitic foarte bogat în albit, pe alocurea ortoclazul este aproape complet înlocuit prin albit.

Trahitele alcaline, cu faciesurile lor structurale (trahitele alcaline felsitice, bimsteinurile trahitice alcaline, trahitele hyaline) sunt toate lipsite de minerale melanocrate, afară de o pulbere fină de minereu negru.

Afară de cazul când o pastă granofirică le apropie de comendite, fenocristalele de feldspat, acolo unde există, sunt formate din albit până la albit-oligloclaz, iar pasta acolo unde nu este sticlă, este tot albitică chiar acolo unde ea este o sticlă devitrificată. Numai în cazul ciat când pasta este un granofir, fenocristalele sunt de ortoclaz micropertitic bogate în albit.

De remarcat este faptul că s'a găsit o serie de trahite plagioclazice, pe cari le-am numit plagitrahite, tot hololeucocrate, adică complet lipsite de minerale melanocrate, cu pasta holo- sau hipocristalină, cu fenocristalele formate dintr'un plagioclaz cu aproximativ 30 % Anortit, deci un andesin și cu microlitele din pastă formate dintr'un oligoclaz bazic cu 20—25 % Anortit.

Consider aceste plagitrahite hololeucocrate ca o trecere spre trahiandesitele hololeucocrate.

Trahiandezitele prezintă numeroase faciesuri constituționale.

Sărăcia în feldspat potasic constatată la toate rocile descrise până aici în această lucrare, se accentuează, cum e și de așteptat, cu creșterea bazicității rocilor. Seria întreagă evoluează spre o serie alcali-calcică.

Aproape numai faptul că aceste roci sunt asociate cu roci neîndoelnic alcalice și până la un punct bogăția lor în plagioclaji sodici, fac ca să le considerăm între andezitele corespunzătoare magmelor alcalice, adică între trahiandesite.

Tipurile de trahiandezite cari formează o trecere spre trachite sunt deci trachiandesite acide cu fenocristalele de plagioclaz și piroxen.

Plagioclazul este un andesin acid cu 30% An care se menține cu aceeaș compoziție și în pastă. Piroxenul un diopsid augitic, este acelaș și în fenocristale și în pastă.

Există și trahiandesite hololeucocrate. Acestea sunt complet lipsite de minerale melanocrate. Fenocristalele acestor roci sunt formate dintr'un plagioclaz zonat care la unele probe variază în compoziție, dela un labrador cu aproximativ 70 % An în sâmbure până la 50 % An în zona cea mai externă, iar la alte probe între 60 % An în sâmbure și 15 % An în zonă.

Institutul Geologic al României

Microlitele de feldspat din pastă au compoziția ultimelor zone; în pastă se întâlnește uneori și sticlă.

Tipurile de trahiandesite cari conțin minerale melanocrate și cari ar puteà fi considerate pentru regiunea aceasta ca normale, au întotdeauna sau numai fenocristale de plagioclaz sau n'au deloc fenocristale.

Compoziția fenocristalelor variază între 70 % respectiv 50 % An în sâmbure și 12 % respectiv 5 % An în zona cea mai exterioară.

Plagioclazul din pastă variază în compoziție între 60 % An și 12 % An când e zonat, iar când nu e zonat este un albit-oligoclaz cu 10 % Anortit.

Mineralele melanocrate sunt un diopsid la rocile cu feldspatul plagioclaz mai acid, iar la acelea cu feldspatul plagioclaz mai bazic un augit sau olivin.

Aceste din urmă minerale se transformă odată cu creșterea acidității din ultima perioadă de cristalizare a rocii, primul în hornblendă comună, iar celălalt în iddingsit.

M a g n e t i t u l și a p a t i t u l sunt foarte răspândite în aceste roci.

Tipurile de trahiandesite fără fenocristale, cu feldspatul variind între 60 % An în sâmbure și 30 % An în zona cea mai externă, și cu olivină, le considerăm ca o trecere în spre trahidolerite.

T r a h i d o l e r i t e l e prezintă cele mai variate faciesuri constituționale. Este interesant că deși trahidoleritele sunt mai bazice decât trahiandesitele au în multe cazuri un conținut însemnat de feldspat potasic, demonstrând prin aceasta că fac parte din magmele alcalice. Acele varietăți de trahidolerite cari nu conțin feldspat potasic sunt trecute între rocile alcalice numai pe baza asociațiunii în zăcământ cu rocile alcalice sigure.

Tipurile din capătul cel mai acid al seriei sunt roci cari au numai fenocristale de plagioclaz.

Intre acestea sunt de remarcat t r a h i d o l e r i t e l e h o l o l e u c o c r a t e formate din fenocristale de labrador bazic cu aprox. 60—70 % An plutind într'o pastă de microlite de plagioclaz cu 55 % An. Cristalele de feldspat plagioclaz sunt corodate și vindecate sau înconjurate de o zonă îngustă de feldspat potasic.

Mineralele melanocrate, făcând abstracție de cevà chlorit și de mult magnetit nu există în aceste roci.

Vin apoi t r a h i d o l e r i t e l e c e v a m a i b a z i c e la cari fenocristalele sunt formate tot numai din feldspat.

Feldspatul fenocristalelor este un plagioclaz zonat având o compoziție de 75 % An în sâmbure (labrador bazic) și coborându-se în zona cea mai externă până la 20 % An. Fenocristalele sunt corodate și vindecate de feldspat potasic. Pasta acestor roci are structură intersertală și este formată de microlite de plagioclaz zonat cu 55 % An în sâmbure și 20 % în zona cea mai externă, de diopsid magnezian hedenbergitic și de magnetit.

Institutul Geologic al României

Un al treilea tip este format din fenocristale de plagioclaz nezonat, de compoziția unui labrador cu 60—70 % An cari plutesc într'o pastă cu structura între cea hyalopilitică și cea trahitică, formată din foarte multe microlite de plagioclaz, diopsid magnezian, magnetit, chlorit și sticlă.

Un al patrulea tip de trahidolerit este format din fenocristale de plagioclaz cu aproximativ 60 % An, mult mai puține cristale de sanidin, plutind într'o pastă formată din microlite de plagioclaz, de diopsid augitic spre diopsid magnezian și sticlă.

Pe coastele lui Djebel Boura se întâlnesc pânze formate de un al cincilea tip de trahidolerite.

E o rocă formată din fenocristale de plagioclaz și olivină cari plutesc într'o pastă constituită din plagioclaz, olivină și multă sticlă brună-neagră.

Plagioclazul este un labrador cu 60 % An.

In sfârșit în regiunea Saana se mai întâlnesc două tipuri de trahidolerite.

Unul din ele este format din fenocristale de dialag-diopsid și labrador bazic zonat cari plutesc într'o pastă cu structura trahitică foarte măruntă, formată din microlite de labrador, dialag-diopsid, magnetit și petece allotriomorfe de ortoclaz.

Acest tip de trahidolerit are numeroase faciesuri constituționale și structurale, ca de pildă, o rocă analoagă cu cea de mai sus dar fără ortoclaz și având o structură intersertală a pastei, sau o rocă la care piroxenul este un diopsid magnezian.

Celălalt tip de trahidolerit din regiunea Saana, este o rocă formată din fenocristale de diopsid magnezian înconjurat de o zonă de diopsid augitic cari plutesc într'o pastă cu structura aproape intersertală, formată din microlite de un labrador zonat cu 55—50 % An, de diopsid augitic și de magnetit.

Și acest trahidolerit are unele faciesuri constituționale caracterizate prin faptul că piroxenul lor este în întregime un diopsid augitic.

* * *

Concluziunile generale cari se degajează din această descriere rezumativă sunt că:

1. Avem în adevăr a face cu o regiune de roci alcalice pe alocurea cu tendințe alcali-calcice.

2. Caracterul alcalic al magmei se degajează mai bine, în primul rând, din rocile de adâncime și din cele filoniene, în al douilea rând din rocile efuzive bazice și mult mai puțin din rocile intermediare.

3. Caracterul acestei regiuni de roci alcaline este în special sodic.

Institutul Geologic al României

4. Cu toată alcalicitatea și bogăția în fier și sodiu a acestor roci, este remarcabilă lipsa amfibolilor și a piroxenilor sodici, ceeace face ca roca să rămână hololeucrocrată în cea mai mare parte a cazurilor (rocile acide, intermediare și multe din rocile bazice) sau ca să apară ca minerale negre metasilicații feromagnezieni.

IV. RELAȚIUNI și COMPARAȚIUNI între ROCILE din REGIUNEA YEMEN și ROCILE POSTLIASICE de pe MAREA ZONĂ de FRACTURI EST-AFRICANĂ

O comparație dintre rocile studiate de noi în regiunea Hodeida-Saana din Yemen și rocile de pe marea zonă de fracturi est-africană trebuie să se restrângă numai la rocile postliasice ale acestei zone, deoarece acestea sunt singurele cari sunt puse în loc prin același grup de fenomene geologice și au același caracter alcalic ca rocile din Yemen.

Pentru ușurință vom împărți totalitatea rocilor de pe marea zonă de fracturi est-africană, analizate până astăzi, în trei grupuri: magme granitice, magme sienitice-monozonitice și magme essexitice-bazaltice. Această împărțire corespunde în linii mari la ceace numim curent roci acide, roci neutre și roci bazice.

* * *

Pentru rocile granitice post liasice din Madagascar, LACROIX [1]) stabilește două mari diviziuni.

1. O serie de roci granitice cu caracter net alcalic, în medie esențialmente sodice; acestea sunt rocile din provincia petrografică Ampasindava.

2. O a doua serie cu afinități alcalicalcice mai mult sau mai puțin pronunțate, cuprinzând rocile malgașe înrudite litologicește cu rocile din Ampasindava.

Seria granitică din Ampasindava se împarte la rândul ei în două serii [2]).

1a. Una din ele nu are de loc granite și în afară de nordmarkite cari fiind sienite cuațifere sau cuarțice, fac trecerea la sienite, cuprinde riolitoide, pechsteine și bostonite. Ceeace caracterizează această serie este predominarea potasei asupra sodei.

[1]) A. LACROIX, Minéralogie de Madagascar. Tome III, pg. 174—923.

[2]) A. LACROIX, loc. cit. pg. 176.

Institutul Geologic al României

In tabloul următor sunt dați parametrii acestor două serii în comparație cu parametri rocilor granitice din Yemen studiate în această lucrare [1]).

TABELA No. 1

COMPARAȚIA ROCELOR GRANITICE DIN PROVINCIA AMPASINDAVA (MADAGASCAR) CU CELE DIN YEMEN*

No.	Prima serie granitică a lui A. LACROIX		No.	A doua serie granitică a lui A. LACROIX		No.	Roce granitice din Yemen studiate în lucrarea de față	
206	*Microgranit* (Bostonit cuarțifer)	I. '4. 1.(3)4	179	*Granit cu riebeckit* și *aegirin*	II. 3. 1.(3) 4	A 48	*Granit*	II. 4. 1. 3
			181		II. 3. 1. 4	A 25	*Porfir laurvikitic*	II. 4(3) 1. 4
297	*Ryolit*	I. 4. 1(2). 3	186	*Filoane rubanate de fasibitikit*	I. 4'. 1. 3	A 7	*Bostonit cuarțifer*	II. 4. 1. 3
298	*Ryolitoid*	I. 4. 1'. 3	188	*Filoane rubanate de fasibitikit* — zona aplit. cu zirc.	II. 3'. 1. 3	A 14	*Bostonit albitic cuarțifer*	II. 4(5).2.4
299	*Pechstein*	I.(3)4. 1. (3)4	191	*Filoane rubanate de fasibitikit* — cu ortoclaz	I'. 3. 1'. 14			
453	*Pechstein sferolitic*	I(II).(3)4. 1'. 3	194	*Filoane rubanate de fasibitikit* — cu albit	II'. 3. 1. 4	A 64	*Bostonit albitic*	II. 5. 1. 4
210	*Nordmarkit*	I'. 4. 1'. 3	196		II(III).(3)4.1.4	A 11	*Comendit*	II. 3(2). 1. 3(2)
454	*Micromordmarkit*	I(II).4'.1.(3)4	199	*Grorudit cu riebeckit*	I(II).3(4).1.3(4)	A 20	*Comendit vitrofiric*	II.3(2).1.(3)2
202	*Granit cu hornbl.*	I'. 4(5). 2. 3	200	*Microgranit cu aegirin*	I. 4. 1. '4			
			201	*Microgranit cu aegirin și riebeck.*	'II. 4. 1. '4			
			176	*Granit cu laneit*	I(II).4. 1. '3			
			178	*Lindinosit*	III. 3. 1'. 2			

* Numerile din prima și a doua coloană reprezintă numerile analizelor din A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.* etc. *Paris (VI) 17 Rue Iacob* 1923. In acestă lucrare fiind dată literatura completă, ne dispensăm de a da pentru fiecare analiză autorul ei și lucrarea specială în care e publicată.

Numerile din coloana a treia reprezintă numărul rocei din Yemen aflătoare în Colecția Institutului Geologic al României.

[1]) A. LACROIX, loc. cit. pg. 177—178.

Institutul Geologic al României

1 b. In cealaltă serie dimpotrivă, tipurile cele mai importante sunt granitele. Caracteristica rocelor din această a doua serie de roci granitice din Ampasindava, o formează prezența în cantitate mare a metasilicaților fero-sodici: aegirina, riebekita și laneita. Feldspatul lor este micropertitic.

Inrudirea din punct de vedere chimic între rocile din lăuntrul fiecăreia din aceste două serii este evidentă dacă comparăm parametrii lor magmatici calculați după metoda petrografilor americani (vezi Tabela No. 1).

Datele din primele două coloane, sunt luate după LACROIX.

Din acest tablou, în afară de faptul că se vede ușor, că rocile granitice din Yemen, sunt strâns înrudite între ele, se mai vede că ele sunt chimiceşte foarte deaproape înrudite cu rocile din a doua serie granitică din provincia Ampasindava.

Deosebirea dintre rocile granitice din Yemen și cele din a doua serie granitică din provincia Ampasindava pe de-o parte și rocile granitice din prima serie din provincia Ampasindava pe de alta, constă aproape numai în nepotrivirea în raportul dintre elementul leucrocat și cel melanocrat, care este dosalic la rocile din Yemen și la cele din a doua serie din Ampasindava și persalic la cele din prima serie granitică a aceleiaș regiuni.

Examenul formulei chimice după OSANN, dă o intuiție mai clară despre această înrudire și permite în acelaș timp să se pună în evidență și oarecari diferențe (vezi Tabela No. 2).

Din această tabelă, ca și din proiecția pe triunghiul lui OSANN (Planșa I) se vede din nou marea înrudire dintre magma granitică din Yemen și magma celei de a doua serii granitice din Ampasindava.

Aproape toate aceste roci se proiectează în sextantul III al triunghiului lui OSANN, prin urmare în ambele aceste serii elementul feromagnezian este bogat reprezintat. Calcea feldspatizabilă este în majoritatea covârșitoare a cazurilor nulă (c_0). O ușoară nuanță alcalicalcică se observă totuș la unele roci granitice din Yemen (A11: Comendit; A14: Bostonit cuarțifer).

In lăuntrul acestei mari asemănări chimice dintre cele două magme, este însă o deosebire fundamentală în compoziția lor mineralogică.

In timp ce rocile din seria a doua granitică din Ampasindava sunt caracterizate prin prezența abondentă a metasilicaților ferosodici (riebekit, aegirin, laneit), cari în lindinosit (LACROIX, (loc. cit. analiza No. 178) ajung să formeze mai mult de jumătate din rocă, la rocile granitice din Yemen, este caracteristică tocmai lipsa completă a oricărui mineral melanocrat.

Caracterul dosalic al ambelor magme nu are aceleaș rezultate din punct de vedere mineralogic,

Institutul Geologic al României

In tabela următoare sunt date caracteristicele după OSANN, ale celor două serii din provincia Ampasindava și a seriei de roci din Yemen.

TABELA No. 2

COMPARAȚIA ROCELOR GRANITICE DIN PROVINCIA AMPASINDAVA (MADAGASCAR) CU CELE DIN YEMEN*

No.	Prima serie granitică a lui A. LACROIX		No.	A doua serie granitică a lui A. LACRĂIX			No.	Roce granitice din Yemen studiate în lucrarea de față	
206	*Microgranit* (Bostonit cuarțifer)	$a_{24\cdot0}\ c_0\ f_{6\cdot0}$	179	*Granit cu riebeckit și aegirin*		$a_{13\cdot0}\ c_0\ f_{17\cdot0}$	A 48	*Granit*	$a_{12\cdot4}\ c_0\ f_{17\cdot6}$
			181			$a_{7\cdot3}\ c_0\ f_{22\cdot7}$	A 25	*Porfir laurvikitic*	$a_{10\cdot4}\ c_0\ f_{19\cdot6}$
297	*Ryolit*	$a_{20\cdot5}\ c_{2\cdot8}\ f_{6\cdot7}$	186	*Filoane rubanate de fasibitikit*		$a_{9\cdot5}\ c_0\ f_{29\cdot5}$	A 7	*Bostonit cuarțifer*	$a_{11\cdot5}\ c_{1\cdot2}\ f_{17\cdot3}$
298	*Ryolitoid*	$a_{20\cdot3}\ c_{2\cdot1}\ f_{2\cdot6}$	188		zona aplit. cu zirc.	$a_{10\cdot7}\ c_0\ f_{19\cdot3}$	A 14	*Bostonit albitic cuarțifer*	$a_{7\cdot5}\ c_{1\cdot9}\ f_{20\cdot6}$
299	*Pechstein*	$a_{22\cdot6}\ c_{2\cdot7}\ f_{4\cdot7}$	191		cu ortocl.	$a_{10\cdot4}\ c_0\ f_{19\cdot3}$			
453	*Pechstein sferolitic*	$a_{14\cdot9}\ c_{1\cdot1}\ f_{14\cdot0}$	194		cu albit	$a_{6\cdot3}\ c_0\ f_{23\cdot7}$	A 64	*Bostonit albitic*	$a_{15\cdot2}\ c_0\ f_{14\cdot8}$
210	*Nordmarkit*	$a_{19\cdot4}\ c_{1\cdot0}\ f_{9\cdot6}$	196			$a_{6\cdot9}\ c_0\ f_{23\cdot1}$	A 11	*Comendit*	$a_{8\cdot4}\ c_{3\cdot2}\ f_{18\cdot4}$
454	*Micronordmarkit*	$a_{18\cdot0}\ c_{2\cdot0}\ f_{10\cdot0}$	199	*Grorudit cu riebeckit*		$a_{13\cdot1}\ c_0\ f_{16\cdot9}$	A 20	*Comendit vitrofiric*	$a_{8\cdot8}\ c_0\ f_{21\cdot4}$
202	*Granit cu hornbl.*	$a_{15\cdot7}\ c_{5\cdot1}\ f_{9\cdot2}$	200	*Microgranit cu aegirin*		$a_{20\cdot1}\ c_{1\cdot4}\ f_{8\cdot5}$			
			201	*Microgranit cu aegirin și riebeckit*		$a_{15\cdot0}\ c_0\ f_{15\cdot0}$			
			176	*Granit cu laneit*		$a_{15\cdot2}\ c_0\ f_{14\cdot8}$			
			178	*Lindinosit*		$a_{6\cdot0}\ c_0\ f_{24\cdot0}$			

* Numerile din prima și a doua coloană reprezintă numerile analizelor din A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.* etc. *Paris, VI 17, Rue Iacob* 1923. In această lucrare fiind dată literatura completă ne dispensează de a da pentru fiecare analiză autorul ei și lucrarea specială în care e publicată.

Numerile din coloana a treia reprezintă numărul rocei din Yemen aflătoare în Colecția Institutului Geologic al României.

Institutul Geologic al României

La rocile din Ampasindava, micşorarea raportului sal:fem aduce o abundenţă de metasilicaţi ferosodici, iar la rocile din Yemen un raport asemănător rămâne fără efect din acest punct de vedere. Au fost în timpul consolidării alţi factori cari au influenţat în sensul distrugerii moleculii acmitice, existentă virtual în cele mai multe din aceste roci.

Caracterul acesta carese va pune în evidenţă şi la rocile neutre şi la unele din cele bazice, constituieşte credem caracterul petrografic distinct al Yemenului.

* * *

Rocile granitice din celelalte regiuni malgaşe înrudite litologeşte cu rocile din provincia Ampasindava sunt diferite de rocile din Yemen, de oarece ele sunt asemenea cu rocele din prima serie granitică din Ampasindava. Caracterul lor este persalic, pe când al rocelor din Yemen este dosalic.

In tabela No. 3 se dau parametri magmatici calculaţi după metoda petrografilor americani pentru rocile din prima serie granitică din Ampasindava, rocile granitice din regiunile malgaşe înrudite litologiceşte cu cele din provincia Ampasindava şi pentru rocile granitice din Yemen.

Calculul formulei rocilor, urmate de proiecţiunea lor după metoda lui Osann, arată lucrul acesta foarte intuitiv. (Tabela No. 4 pag. 281 şi planşa No. I).

Rocile granitice malgaşe înrudite litologiceeşte cu cele din Ampasindava se proiectează toate în sectorul II al triunghiului lui Osann (Planşa I) pe când rocile granitice din Yemen se proiectează în sectorul III.

* * *

Dacă considerăm rocile granitice malgaşe neînrudite litologiceşte cu cele din provincia Ampasindava[1]) putem deosebì şi acì două categorii.

a) O categorie de roci granitice cu o oarecare asemănare cu a doua serie granitică din provincia Ampasindava şi prin urmare şi cu rocile din Yemen şi, b) o altă categorie — mai numeroasă — cu caractere asemănătoare cu rocile granitice din seria întâia din provincia Ampasindava, deci diferite de ale rocilor din Yemen.

In tabela No. 5 pag. 282 suntdaţi parametri magmatici calculaţi după metoda petrografilor americani pentru rocile granitice din seria a doua dela Ampasindava, pentru prima din cele din două

[1]) A. Lacroix, loc. cit. pg. 205 ssq.

Institutul Geologic al României

serii de mai sus de roce malgaşe neînrudite cu rocile din Ampasindava şi pentru rocile din Yemen.

TABELA No. 3

COMPARAŢIE INTRE ROCILE DIN PRIMA SERIE GRANITICĂ DIN PROV. AMPASINDAVA, ROCILE GRANITICE DIN YEMEN ŞI ROCILE GRANITICE DIN REGIUNILE MALGAŞE INRUDITE LITOLOGICEŞTE CU CELE DIN AMPASINDAVA*

No.	Prima serie granitică a lui A. LACROIX		No.	Roci granitice din regiuni malgaşe înrudite litologiceşte cu ceie din provincia Ampasindava		No.	Roci granitice din Yemen studiate în lucrarea de faţă	
206	*Microgranit* (Bostonit cuarţifer)	I. '4. 1.(3)4	304	*Ryolitoid*	I. 3. (1)2. 3	A 48	*Granit*	II. 4. 1. 3
297	*Ryolit*	I. 4. 1(2). 3	459	*Ryolit cu aegirin*	I'. 4. 1. 4	A 25	*Porfir laurvikitic*	II. 4(3). 1. 4
298	*Ryolitoid*	I. 4. 1'. 3	198	*Grorudit*	I (II)· 4'. 1. 4.	A 7	*Bostonit cuarţifer*	II. 4. 1. 3
299	*Pechstein*	I.(3)4. 1.(3)4	300	*Ryolitoid sferolitic*	I. 4. 1. 3(4)	A 14	*Bostonit albitic cuarţifer*	II. 4(5). 2. 4
453	*Pechstein sferolitic*	I(II).(3)4. 1'. 3	307	*Ryolit*	I. (3)4. '2. 3'	A 64	*Bostonit albitic*	II. 5. 1. 4
210	*Nordmarkit*	I'. 4. 1'. 3	309	*Ryolit*	I. 4. '2. 3'	A 11	*Comendit*	II. 3. 2. 3
454	*Micronordmarkit*	I(II). 4'. 1.(3)4				A 20	*Comendit vitrofiric*	II. 3 (2). 1. 3(2)
202	*Granit cu hornbl.*	I'. 4(5). 2. 3						

* Numerile din prima şi a doua coloană reprezintă numerile analizelor din A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.* etc. *Paris VI, 17, Rue Iacob* 1923. In această lucrare fiind dată literatura completă ne dispensăm de a da pentru fiecare analiză autorul ei şi lucrarea specială în care e publicată.

Numerile din coloana a treia reprezintă numărul rocei din Yemen aflătoare in Colecţia Institutului Geologic al României.

Institutul Geologic al României

TABELA No. 4

COMPARAŢIE ÎNTRE ROCILE DIN PRIMA SERIE GRANITICĂ DIN PROV. AMPASINDAVA, ROCILE GRANITICE DIN YEMEN ŞI ROCILE GRANITICE DIN REGIUNILE MALGAŞE ÎNRUDITE LITOLOGICEŞTE CU CELE DIN AMPASINDAVA*

No.	Prima serie granitică a lui A. LACROIX		No.	Roci granitice din regiuni malgaşe înrudite litologiceşte cu cele din provincia Ampasindava		No.	Roci granitice din Yemen studiate în lucrarea de faţă	
206	*Microgranit* (Bostonit cuarţifer)	$a_{24\cdot0}\ c_0\ f_{6\cdot0}$	304	*Ryolitoid*	$a_{17\cdot1}\ c_{2\cdot7}\ f_{10\cdot2}$	A 48	*Granit*	$a_{12\cdot4}\ c_0\ f_{17\cdot6}$
297	*Ryolit*	$a_{20\cdot5}\ c_{2\cdot8}\ f_{6\cdot7}$	459	*Ryolit cu aegirin*	$a_{17\cdot7}\ c_0\ f_{12\cdot3}$	A 25	*Porfir laurvikitic*	$a_{10\cdot4}\ c_0\ f_{19\cdot6}$
298	*Ryolitoid*	$a_{20\cdot3}\ c_{2\cdot1}\ f_{2\cdot6}$	198	*Grorudit*	$a_{15\cdot7}\ c_0\ f_{14\cdot3}$	A 7	*Bostonit cuarţifer*	$a_{11\cdot4}\ c_{1\cdot2}\ f_{17\cdot3}$
299	*Pechstein*	$a_{22\cdot6}\ c_{2\cdot7}\ f_{4\cdot7}$	300	*Ryolitoid sferolitic*	$a_{20\cdot3}\ c_{0\cdot7}\ f_{9\cdot0}$	A 14	*Bostonit albitic cuarţifer*	$a_{7\cdot5}\ c_{1\cdot9}\ f_{20\cdot6}$
453	*Pechstein sferolitic*	$a_{14\cdot9}\ c_{1\cdot1}\ f_{14\cdot0}$	307	*Ryolit*	$a_{17\cdot6}\ c_{4\cdot8}\ f_{7\cdot6}$	A 64	*Bostonit albitic*	$a_{15\cdot2}\ c_0\ f_{14\cdot8}$
210	*Nordmarkit*	$a_{19\cdot4}\ c_{1\cdot0}\ f_{9\cdot6}$	309	*Ryolit*	$a_{18\cdot1}\ c_{4\cdot3}\ f_{7\cdot8}$	A 11	*Comendit*	$a_{8\cdot4}\ c_{3\cdot2}\ f_{18\cdot4}$
454	*Micronordmarkit*	$a_{18\cdot0}\ c_{2\cdot0}\ f_{10\cdot0}$				A 20	*Comendit vitrofiric*	$a_{8\cdot8}\ c_0\ f_{21\cdot4}$
202	*Granit cu hornb.*	$a_{15\cdot7}\ c_{5\cdot1}\ f_{9\cdot2}$						

* Numerile din prima şi a doua coloană reprezintă numerile analizelor din A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar*, *3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.* etc. *Paris VI 17, Rue Iacob* 1923. In această lucrare fiind dată literatura completă ne dispensăm de a da pentru fiecare analiză autorul ei, şi lucrarea specială în care e publicată.

Numerile din coloana a treia reprezintă numărul rocei din Yemen aflătoare în Colecţia Institutului Geologic al României.

Institutul Geologic al României

TABELA No. 5

COMPARAŢIA ROCELOR GRANITICE DIN SERIA A DOUA DIN AMPASINDAVA, CU ROCILE GRANITICE DIN YEMEN ŞI CU ROCILE DIN REGIUNILE MALGAŞE NEINRUDITE LITOLOGICEŞTE ÎN CELE DIN AMPASINDAVA*

No.	Roci granitice din a doua serie din Ampasindava a lui A. LACROIX		No.	Roci granitice din regiuni malgaşe neinrudite litologiceşte cu rocile din Ampasindava (Seria 1)		No	Roci granitice din Yemen studiate în lucrarea de faţă	
179	*Granit cu riebeckit şi aegirin*	II. 3. 1.(3)4	177	*Granit cu aegirin*	I(II). 4. 1. '4	A 48	*Granit*	II. 4. 1. 3
181		II. 3. 1. 4	302	*Pantelerit*	'II. 3. 1. 2	A 25	*Porfir laurvikitic*	II. 4(3). 1. 4
186	*Filoane rubanate de fasibitkit*	I. 4'. 1. 3	303	*Pantelerit*	I(II). 3'. 1. 3	A 7	*Bostonit cuarţifer*	II. 4. 1. 3
188	zona aplit. cu zirc.	II. 3'. 1. 3	475	*Ryolit*	I(II).3(4).'2.3(4)	A 14	*Bostonit albitic cuarţifer*	II. 4(5). 2. 4
191	cu ortoclaz	I'. 3. 1'. '4				A 64	*Bostonit albitic*	II. 5. 1. 4
194	cu albit	II'. 3. 1. 4				A 11	*Comendit*	II. 3. 2. 3
196		II(III).(3)4.1.4				A 20	*Comendit vitrofiric*	II. 3(2). 1. 3(2)
199	*Grorudit cu riebeckit*	I(II).3(4).1.3(4)						
200	*Microgranit cu aegirin*	I. 4. 1. '4						
201	*Microgranit cu aegirin şi riebeckit*	'II. 4. 1. '4						
176	*Granit cu laneit*	I(II). 4. 1. 3'						
178	*Lindinosit*	III. 3. 1. '2						

* Numerile din prima şi a doua colană reprezintă numerile analizelor din A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar*, *3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.* etc. *Paris, VI 17, Rue Iacob* 1923. In această lucrare fiind dată literatura completă, ne dispensează de a da pentru fiecare analiză autorul ei şi lucrarea specială în care e publicată.

Numerile din coloana a treia reprezintă numărul rocei din Yemen aflătoare în Colecţia Institutului Geologic al României.

Institutul Geologic al României

Iată și comparația parametrilor rocilor, calculați după Osann (Tabela No. 6) și proiecțiunea lor în triunghiu (planșa I).

TABELA No. 6

COMPARAȚIA ROCELOR GRANITICE DIN SERIA A DOUA DIN PROVINCIA AMPASINDAVA, CU ROCILE GRANITICE DIN YEMEN ȘI CU ROCILE GRANITICE DIN REGIUNILE MALGAȘE NEINRUDITE LITOLOGICEȘTE CU CELE DIN AMPASINDAVA *

No.	Roci granitice din a doua serie din Ampasindava a lui A. LACROIX		No.	Roci granitice din regiuni malgaşe neînrudite litologiceşte cu rocile din Ampasiudava (seria a)		No.	Roci granitice din Yemen studiate în lucrarea de față	
179	*Granit cu riebekit și aegirin*	$a_{13\cdot0}\ c_0\ f_{17\cdot0}$	177	*Granit cu aegirin*	$a_{14\cdot2}\ c_0\ f_{15\cdot8}$	A 48	*Granit*	$a_{12\cdot4}\ c_0\ f_{17\cdot6}$
181		$a_{7\cdot3}\ c_0\ f_{22\cdot7}$	302	*Pantelerit*	$a_{14\cdot9}\ c_0\ f_{15\cdot1}$	A 25	*Porfir laurvikitic*	$a_{10\cdot4}\ c_0\ f_{19\cdot6}$
186	*Filoane rubanate de fasibitikit*	$a_{9\cdot5}\ c_0\ f_{29\cdot5}$						
188	zona aplit. cu zircon	$a_{10\cdot7}\ c_0\ f_{19\cdot3}$	303	*Pantelerit*	$a_{11\cdot9}\ c_0\ f_{18\cdot1}$	A 7	*Bostonit cuarțifer*	$a_{11\cdot5}\ c_{1\cdot2}\ f_{17\cdot3}$
191	cu ortocl.	$a_{10\cdot2}\ c_0\ f_{13\cdot8}$	475	*Ryolit*	$a_{13\cdot4}\ c_{3\cdot5}\ f_{13\cdot1}$	A 14	*Bostonit albitic cuarțifer*	$a_{7\cdot5}\ c_{1\cdot9}\ f_{20\cdot6}$
194	cu albit	$a_{6\cdot3}\ c_0\ f_{23\cdot7}$						
196		$a_{6\cdot9}\ c_0\ f_{23\cdot1}$				A 64	*Bostonit albitic*	$a_{15\cdot2}\ c_0\ f_{14\cdot8}$
199	*Grorudit cu riebekit*	$a_{13\cdot1}\ c_0\ f_{16\cdot9}$						
200	*Microgranit cu aegirin*	$a_{20\cdot1}\ c_{1\cdot4}\ f_{8\cdot5}$				A 11	*Comendit*	$a_{8\cdot4}\ c_{3\cdot2}\ f_{18\cdot4}$
201	*Microgranit cu aegirin si riebekit*	$a_{15\cdot0}\ c_0\ f_{15\cdot0}$				A 20	*Comendit vitrofiric*	$a_{8\cdot8}\ c_0\ f_{21\cdot4}$
176	*Granit cu laneit*	$a_{15\cdot2}\ c_0\ f_{14\cdot8}$						
178	*Lindinosit*	$a_{6\cdot0}\ c_0\ f_{24\cdot0}$						

* Numerile din prima și a doua coloană reprezintă numerile analizelor din A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.* etc. *Paris (VI) 17 Rue Iacob* 1923. In acestă lucrare fiind dată literatura completă, ne dispensăm de a da pentru fiecare analiză autorul ei și lucrarea specială în care e publicată.

Numerile din coloana a treia reprezintă numărul rocei din Yemen aflătoare în colecția Institutului Geologic al României.

Institutul Geologic al României

Din acest tablou și din proiecția parametrilor în triunghiu se poate vedeà ușor înrudirea lor.

Celelalte roci granitice din provinciile malgașe neînrudite litologește cu cele din provincia Ampasindava, se aseamănă cu rocile din prima serie granitică a acestei provincii, precum se poate vedeà din tabela No. 7.

TABELA No. 7

COMPARAȚIE ÎNTRE PRIMA SERIE GRANITICĂ DIN PROVINCIA AMPASINDAVA ȘI A DOUA SERIE DIN ROCILE MALGAȘE NEINRUDITE LITOLOGICEȘTE CU ELE*

No.	Roci din prima serie granitică din Ampasindava a lui A. LACROIX		No.	Roci granitice din a doua serie de roci malgașe neînrudite cu cele din prov. Ampasindava	
206	*Microgranit* (Bostonit cuarțifer)	I. '4. 1. (3)4	294	*Ryolit*	I. 3'. 1'. 3
297	*Ryolit*	I. 4. 1(2). 3	204	*Ryolit*	I. 4. 1. 3
298	*Ryolitoid*	I. 4. 1'. 3	305	*Perlit*	I. 3. '2. 3
299	*Pechstein*	I. (3)4. 1.(3)4	205	*Microgranit*	I. 3. '2. 3
453	*Pechstein sferolitic*	I(II).(3)4. 1'.3	474	*Pechstein*	I. (3)4. (1)2. 3
210 bis	*Nordmarkit*	I'. 4. 1'. 3	475	*Ryolit*	I(II).3(4).'2.3(4)
454	*Micronordmarkit*	I(II). 4'.1.(3)4	295	*Ryolit*	I. 3. 1(2).'3
202	*Granit cu hornblendă*	I'. 4(5). 2. 3	293	*Ryolitoid*	I. 3. 1. '2
			203	*Microgranit*	I. 3. 1. 3
			306	*Pechstein*	I. 3'. 2. 3
			296	*Ryolitoid*	I. 3'. 1. 2(3)
			495	*Ryolit*	I. 3(4). 1. 3

* Numerile din prima și a doua coloană reprezintă numerile analizelor din A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.* etc. *Paris VI 17, Rue Iacob* 1923. In această lucrare fiind dată literatura completă, ne dispensăm de a da pentru fiecare analiză autorul ei și lucrarea speciala în care e publicată.

Prima serie de roci granitice malgașe de care e vorba în acest paragraf (Tabela No. 5) are un caracter dosalic, deci este asemănătoare cu rocile granitice din Yemen și cu a doua serie de roci granitice din Ampasindava, iar a doua serie malgașe (Tabela No. 7) are un caracter persalic deci diferit

Institutul Geologic al României

de aceia al rocelor din Yemen, dar asemănător cu acela al rocelor din prima serie granitică din Ampasindava.

Aceeaș asemănare reese din valorile calculate după OSANN și din proiecția respectivă (Tabela No. 8 și planșa I).

TABELA No. 8

COMPARAȚIE INTRE PRIMA SERIE GRANITICĂ DIN PROVINCIA AMPASINDAVA ȘI A DOUA SERIE DIN ROCILE MALGAȘE NEINRUDITE CU ELE*

No.	Roci din prima serie granitică din Ampasindava a lui A. LACROIX		No.	Roci granitice din a doua serie de roci malgașe neînrudite cu cele Ampasindava	
206	*Microgranit* (Bostonit cuarțifer)	$a_{24\cdot0}\ c_{0}\ f_{6\cdot0}$	294	*Ryolit*	$a_{24\cdot1}\ c_{1\cdot7}\ f_{4\cdot2}$
297	*Ryolit*	$a_{20\cdot5}\ c_{2\cdot8}\ f_{6\cdot7}$	204	*Ryolit*	$a_{19\cdot8}\ c_{2\cdot1}\ f_{8\cdot1}$
298	*Ryolitoid*	$a_{20\cdot3}\ c_{2\cdot1}\ f_{2\cdot6}$	305	*Perlit*	$a_{18\cdot7}\ c_{4\cdot7}\ f_{6\cdot6}$
299	*Pechstein*	$a_{22\cdot6}\ c_{2\cdot7}\ f_{4\cdot7}$	205	*Microgranit*	$a_{20\cdot2}\ c_{2\cdot5}\ f_{7\cdot5}$
453	*Pechstein sferlitic*	$a_{14\cdot9}\ c_{1\cdot1}\ f_{14\cdot0}$	474	*Pechstein*	$a_{17\cdot6}\ c_{2\cdot9}\ f_{9\cdot3}$
210 bis	*Nordmarkit*	$a_{19\cdot4}\ c_{1\cdot0}\ f_{9\cdot6}$	295	*Ryolit*	$a_{22\cdot0}\ c_{3\cdot1}\ f_{4\cdot9}$
454	*Micronordmarkit*	$a_{18\cdot0}\ c_{2\cdot0}\ f_{10\cdot0}$	293	*Ryolitoid*	$a_{16\cdot6}\ c_{0\cdot4}\ f_{13\cdot0}$
202	*Granit cu hornbl.*	$a_{15\cdot7}\ c_{5\cdot1}\ f_{9\cdot2}$	203	*Microgranit*	$a_{20\cdot0}\ c_{1\cdot7}\ f_{8\cdot3}$
			306	*Pechstein*	$a_{16\cdot6}\ c_{2\cdot3}\ f_{11\cdot1}$
			296	*Ryolitoid*	$a_{21\cdot7}\ c_{1\cdot2}\ f_{7\cdot1}$

* Numerile din prima și a doua coloană reprezintă numerile analizelor din A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.* etc. *Paris VI, 17, Rue Iacob* 1923. In această lucrare fiind dată literatura completă, ne dispensăm de a da pentru fiecare analiză autorul ei și lucrarea specială în care e publicată.

Seria de roce granitice malgașe asemănătoare cu rocile granitice din Yemen (Tabela No. 6 și 7) sunt însă mineralogește diferite de aceasta din urmă. In adevăr și granitul dela Ambohitrosy[1]) (Anal. No. 177) și panteleritele din galetele intercalate în argilele dela Ankazomihaloka[1]) (Anal. No. 302 și 303) și ryolitul dela Antschoda[2]) (Anal. No. 475) sunt roce cu amfiboli sau piroxeni sodici exprimați, ceeace nu e cazul cu rocile granitice din Yemen. De altfel aceeaș deosebire a fost semnalată

[1]) A. LACROIX, loc. cit. Vol. II, 2, pg. 583.

[2]) A. LACROIX, loc. cit. Vol. II, 2, pg. 583.

Institutul Geologic al României

și față de rocile granitice din a d o u a s e r i e dela A m p a s i n d a v a, cu care rocile granitice din Yemen au de asemenea mari înrudiri chimice. La rocile de mai sus (No. 177, 302, 303, 475) caracterul d o s a l i c a determinat existența metasilicaților ferosodici, iar în Yemen nu.

Trecând la rocile granitice de pe restul zonei de fracturi est-africane, afară de Madagascar, deosebim și acì d o u ă s e r i i.

1⁰. O serie de roci granitice cu caracter p e r s a l i c, răspândită dealungul întregei zone și 2⁰. o serie de roci granitice cu caracter d o s a l i c, având o răspândire analoagă (Tabela No. 9).

*TABELA No. 9 *)*

No.	Roci granitice de pe zona de fracturi Est-Africană (exceptând Madagascarul). Seria persalică		No.	Roci granitice de pe zona de fracturi Est-Africană (exceptând Madagascarul). Seria dosalică	
A	*Ryolitoid* (Ins. St. Paul)	I. 4. 1. 4	d	*Pantelerit vitros* (Lacul Navaisha Africa de Est)	II. (3)4. 1. '3
A	*Pechstein* (Kerguelen)	I. '4.(1)2. 4	e	*Pantelerit* (Lacul Nakuru, Africa de Est)	II (III).4'.1. 3
c	*Pechstein* (Amba Berra, Tigrè Abisinia)	I. 4. '2. 3(4)	f	*Pantelerit* (Lumboa, Africa de Est)	II(III). 4. 1. 4
a	*Ryolit* (Samoite, Eritrea)	I. 4. '2. (3)4	B	*Pantelerit cu aegirin* (Abisinia)	II. 3. 1. 3
			C	*Obsidian panteleritic* (Fantale, Somali)	II(III). 2. 1.'3
			b	*Ryolitoid cu aegirin* (Aden)	II. 4. 1.(3)4

*) Numerile din prima și a doua coloană reprezintă numerile analizelor din A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.* etc. *Paris VI, 17, Rue Iacob.* 1923. In această lucrare fiind dată literatura completă, ne dispensăm de a da pentru fiecare analiză autorul ei și lucrarea specială în care e publicată.

Asemănarea chimică dintre rocile granitice cu caracter d o s a l i c din toată această zonă (exceptând Madagascarul) și rocele din Yemen este ușor de văzut dacă comparăm datele din tabelele No. 9 și 11 cu datele corespunzătoare dela rocile granitice din Yemen (vezi și planșa No. 1).

Este de semnalat și acì că deși s e r i a d o s a l i c ă a rocilor granitice de pe marea zonă de fracturi est-africană este chimicește înrudită cu rocile granitice din Yemen, totuș primele sunt roci mai mult sau mai puțin bogate în piroxeni sau amfiboli ferosodici pe când rocile din Yemen sunt hololeucocrate.

Institutul Geologic al României

Am puteà socotì ca tipuri intermediare rocile granitice din tabela No. 10.

TABELA No 10.

No.	SERIA INTERMEDIARĂ	
A	*Pantelerit cu aegirin* (Abisinia)	I(II). 3. 1. 3′
a	*Ryolitoid panteleritic* (Aden)	I(II). 4. 1. 3′
c	*Ryolitoid* (Aden)	I(II). 4′. 1. 4.

Formulele acestor roci calculate după OSANN (Tabelele No. 11 și 12) și proiecțiunile lor în triunghiu (planșa I) justifică și mai mult această împărțire.

TABELA No. 11

No.	Roci granitice de pe zona de fracturi Est Africană (exceptând Madagascarul). Seria persalică		No.	Roci granitice de pe zona de fracturi Est Africană (exceptând Madagascarul). Seria dosalică	
A	*Ryolitoid* (Insula St Paul)	$a_{18\cdot4}\ c_{2\cdot5}\ f_{9\cdot1}$	d	*Pantelerit vitros* (Lacul Navaisha Africa de Est)	$a_{8\cdot7}\ c_0\ f_{21\cdot3}$
A	*Pechstein* (Kerguelen)	$a_{16\cdot3}\ c_{2\cdot5}\ f_{11\cdot2}$	e	*Pantelerit* (Lacul Nakuru, Africa de Est)	$a_{8\cdot9}\ c_0\ f_{21\cdot1}$
c	*Pechstein* (Abisinia)	$a_{19\cdot9}\ c_{3\cdot6}\ f_{6\cdot5}$	f	*Pantelerit* (Lumboa, Africa de Est)	$a_{6\cdot6}\ c_0\ f_{23\cdot4}$
a	*Ryolit* (Eritrea)	$a_{18\cdot8}\ c_{3\cdot8}\ f_{7\cdot4}$	B	*Pantelerit cu aegirin* (Abisinia)	$a_{11\cdot1}\ c_0\ f_{18\cdot9}$
			c	*Obsidian panteleritic* (Fantale, Somali)	$a_{6\cdot3}\ c_0\ f_{23\cdot7}$
			b	*Ryolitoid cu aeg.* (Aden)	$a_{11\cdot8}\ c_0\ f_{18\cdot2}$

In afară de rocile ale căror analize au fost date mai sus, s'au mai semnalat în lungul acestei mari regiuni și alte roci granitice.

Roci asemănătoare cu rocile din Yemen sunt însă puține. Așa D'ARSANDAUX[1])

[1]) H. d'ARSADAUX, Contributions à l'étude des roches sodiques de l'Est africain. C. R. de l'Academie de Sc. 1903. CXXXVII pg. 196.

— Sur l'extension des roches alcalines dans le basin de l'Aouache. Ibidem CXL pg. 449.

— Contrib. à l'étude des roches alcalines de l'est africain. C. R. de la Mission Duchesne-Fournet. Paris 1906.

Institutul Geologic al României

TABELA No. 12

No.	SERIA INTERMEDIARĂ	
A	*Pantelerit cu aegirin* (Abisinia)	$a^{13.2}\ c_0\ f^{16.8}$
a	*Ryolitoid pantelleritic.* (Aden)	$a_{15.8}\ c_0\ f_{14.2}$
c	*Ryolitoid* (Aden)	$a_{14.1}\ c_0\ f_{15.9}$

descrie comendite din regiunea scufundată dintre orașele Massaua, Ankober și Berbera (țara Afar, lângă Somali) dintre cari unele sunt lipsite de minerale melanocrate.

Apoi BIER[1]) descrie din peninsula Djebel Ishan în Arabia de sud, lângă Aden, comendite fără minerale melanocrate alături de comendite cu riebeckit și aegirin-augit.

E de remarcat că aceste comedite hololeucocrate se întâlnesc în regiuni foarte apropiate în spațiu de Yemen.

Concluziunea generală care se impune din toate aceste comparațiuni în privința rocelor granitice din Yemen, este că ele sunt roce alcalice, bogate în sodiu și fier, pe alocurea cu o ușoară nuanță alcalicalcică, cu sodiu predominant asupra potasei, lipsite de minerale melanocrate exprimate deși molecula acmitică există în cele mai multe din ele.

Ele se înrudesc cu toate rocile granitice dosalice din Madagascar și de pe toată zona de fracturi arabo-estafricană. Se deosebesc însă de toate aceste roci prin lipsa mineralelor melanocrate exprimate.

Din acest din urmă punct de vedere ele se aseamănă însă cu unele roci din regiunea învecinată Aden-Insula Socotra, unde rocile hololeucocrate încep să apară alături de rocile cu amfiboli și piroxeni ferosodici.

* * *

Dacă trecem la seria de roci sienitice-monzonitice, caracterele distincte ale rocilor din Yemen sunt mai puțin evidente.

---

[1]) BIER F., Petrografische Untersuchungen von Gesteinen aus Südarabien. Denkschr. der math-naturw. Klasse d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. LXXI pg. 303, 1906.

Institutul Geologic al României

Din numeroasele roci de natura aceasta din provincia Ampasindava, numai puține sunt asemănătoare cu rocile din Yemen. Sunt rocile din seria sienitelor alcalice [1]), vezi tabela No. 13.

TABELA No. 13

COMPARAȚIE ÎNTRE ROCILE SIENITICE ALCALICE DIN AMPASINDAVA ȘI ROCILE SIENITICE DIN YEMEN

No.	Roci sienitice din seria alcalică din Ampasindava, după A. LACROIX		No.	Roci sienitice din Yemen studiate în lucrarea de față	
212	*Sienit cu piroxen*	II. 5. 1. 3′	A 68	*Hyalotrahit alcalin*	I. 2. 3. 3
213	*Idem*	I. 5. (1)2. 3	A 128	*Trahit felsitic alcal.*	I. 4. 1. 3
216	*Idem*	I. (4)5. 1(2). 3	A 88	*Plagitrahit*	II. 4. 2. 3
455	*Trahit*	I′. (4)5. 1. 3′			
324	*Idem*	I(II). 5. 1. ′4			
214	*Microsienit cu aegirin*	I′. 5. 1. 3′			
319	*Trahit cu aegirin*	I. 5. 1. (3)4			
219	*Sölvsbergit*	I. 5. 1. (3)4			
220	*Sölvsbergit nefelinif.*	II. 5. 1. 4			

Cu toate acestea sunt deosebiri importante.

Rocile de mai sus, din Ampasindava, sunt în genere mai persalice decât cele din Yemen; primele sunt și mai bogate în feldspat (perfelic) decât cele din urmă; rocile citate din Madagascar sunt mai bogate în alcalii (peralkalic), în timp ce rocile din Yemen au o tendință alcalicalcică.

Marea majoritate a rocilor din Ampasindava citate mai sus sunt mai sărace în fier și mai bogate în alcalii decât rocile corespunzătoare din Yemen. Ele se proiectează în sectorul II pe când rocile sienitice din Yemen se proiectează în sectorul III (planșa II).

Cu toate acestea rocile din Yemen sunt complect lipsite de minerale melanocrate în timp ce rocile din Ampasindava citate au minerale ferosodice.

[1]) A. LACROIX, loc. cit. pg. 179. (numerile analizelor sunt din Lacroix).

Institutul Geologic al României

Deosebirile se văd mai mult din formulele rocilor, calculate după OSANN, tabela No. 14, și din proiecțiunea în triunghiu (planșa II).

TABELA No. 14

COMPARAȚIE ÎNTRE ROCILE SIENITICE ALCALICE DIN AMPASINDAVA ȘI ROCILE SIENITICE DIN YEMEN

No.	Roci sienitice din seria alcalică din Ampasindava, după A. LACROIX		No.	Roci sienitice din Yemen studiate în lucrarea de față	
212	*Sienit cu piroxen*	$a_{14\cdot0}\ c_{0\cdot9}\ f_{15\cdot1}$	A 68	*Hyalotrahit alcalin*	$a_{10\cdot4}\ c_{7\cdot8}\ f_{11\cdot8}$
213	*Idem*	$a_{18\cdot4}\ c_{2\cdot6}\ f_{9\cdot0}$	A 128	*Trahit felsitic alcalin*	$a_{12\cdot6}\ c_{0}\ f_{17\cdot4}$
216	*Idem*	$a_{16\cdot2}\ c_{2\cdot0}\ f_{11\cdot9}$	A 88	*Plagitrahit*	$a_{6\cdot7}\ c_{3\cdot1}\ f_{20\cdot2}$
455	*Trahit*	$a_{19\cdot2}\ c_{0\cdot6}\ f_{10\cdot2}$			
324	*Idem*	$a_{16\cdot8}\ c_{1\cdot2}\ f_{12\cdot0}$			
214	*Microsienit cu aegirin*	$a_{20\cdot0}\ c_{1\cdot1}\ f_{8\cdot9}$			
319	*Trahit cu aegirin*	$a_{21\cdot3}\ c_{0\ 7}\ f_{7\cdot5}$			
219	*Sölvsbergit*	$a_{19\cdot0}\ c_{2\cdot0}\ f_{9\cdot0}$			
220	*Sölvsbergit nefelinifer.*	$a_{14\cdot0}\ c_{0}\ f_{15\cdot8}$			

Aceleași caractere deosebesc rocile din Yemen de rocile sienito-monzonitice malgașe litologicește înrudite cu rocile din Ampasindava. Tabela No. 15 (pag. 291).

Rocile sienitice malgașe înrudite litologicește cu rocile corespunzătoare din Ampasindava sunt mai accentuat persalice decât rocile din Yemen. In formulele rocilor după OSANN, alcalii feldspatizabile variază la numitele roci malgașe între $a_{22,7}$ — $a_{25,8}$ pe când în Yemen această cantitate variază între $a_{6,7}$ — $a_{12,6}$.

Deși elementul melanocrat este în cantitate mai mare la rocile din Yemen la cari $f_{11,8}$—$f_{20,2}$, decât la rocile malgașe de care e vorba acì și la cari $f_{6\cdot0}$—$f_{13,9}$ (cu o rară excepție la care $f_{18,8}$), totuși rocile sienitice din Yemen sunt lipsite de minerale melanocrate în timp ce rocile malgașe sunt bogate în asemenea minerale (fie ele forosodice sau feromagneziene).

Institutul Geologic al României

TABELA No. 15

COMPARAȚIE INTRE ROCILE SIENITICE MALGAȘE INRUDITE LITOLOGICEȘTE CU ROCILE DIN AMPASINDAVA ȘI ROCILE SIENITICE DIN YEMEN

No.	Roci sienitice malgașe înrudite litologicește cu rocile din Ampasindava		No.	Roci sienitice din Yemen studiate în lucrarea de față	
325	*Ponce trahitică*	I(II).5 (1)2.'5	A 68	*Hyalotrahit alcalin*	I. 2. 3. 3
335	*Tinguait*	I(II).5(6).(1)(2).4	A 128	*Trahit felsitic alcalin*	I. 4. 1. 3
458 bis	*Micronordmarkit*	I. (4)5. 1'. 4			
216	*Idem*	I. (4)5. 1. (3)4	A 27	*Plagitrahit*	II. 4. 2. 3
218	*Microsienit cu aegirin*	I. 5. 1'. 4			
234	*Tinguait*	I'. 6. 1. '4			
316	*Trahit*	I. (4)5.1(2).(3)4			
462	*Microsienit cuarțifer cu aegirin*	I'. 4(5). 1. 4			
327	*Trahit cu biotit*	I. (4)5. '2. 4'			
326	*Trahit cu hornbl.*	I(II). 5. 2. 4			
330	*Trahit*	II. 5. 2. (3)4			

Caracterele deosebitoare ies mai bine la iveală din formulele rocilor calculate după OSANN (Tabela No. 16, pag. 292) și din proiecțiunea în triunghiu (Planșa No. II).

* * *

Și la rocile malgașe neînrudite litologicește cu rocile din Ampasindava întâlnim aceleași caractere deosebitoare față de rocile din Yemen. (Tabela No. 17, pag. 293).

Aceste roci malgașe au acelaș caracter persalic ca și rocile din Yemen. Insă și acì ca și la seriile sienitice malgașe precedente, rocile malgașe au alcalii feldspatizabilă mult mai bogată ($a_{15\cdot8}$—$a_{19,1}$) decât rocile din Yemen ($a_{6,7}$—$a_{12,6}$), iar elementul melanocrat deși mai bogat la rocile din Yemen decât la rocile malgașe (Yemen: $f_{11,8}$—$f_{20,2}$ iar la rocile malgașe: $f_{9,0}$—$f_{13,4}$), totuș rocile malgașe au minerale melanocrate, iar rocile din Yemen, nu.

Institutul Geologic al României

TABELA No. 10

COMPARAȚIE ÎNTRE ROCILE SIENITICE MALGAȘE ÎNRUDITE LITOLOGICEȘTE CU ROCILE CORESPUNZĂTOARE DELA AMPASINDAVA ȘI ROCILE SIENITICE DIN YEMEN

No.	Roci sienitice malgașe înrudite litologicește cu rocile din Ampasindava		No.	Roci sienitice din Yemen studiate în lucrarea de față	
325	*Ponce trahitică*	$a_{15\cdot8}\ c_{3\cdot3}\ f_{10\cdot9}$	A 68	*Hyalotrahit alcalic*	$a_{10\cdot4}\ c_{7\cdot8}\ f_{11\cdot8}$
335	*Tinguait*	$a_{16\cdot8}\ c_{2\cdot9}\ f_{10\cdot3}$	A 128	*Trahit felsitic alcal.*	$a_{12\cdot6}\ c_{0}\ f_{17\cdot4}$
458 bis	*Micronordmarkit*	$a_{19\cdot8}\ c_{2\cdot2}\ f_{8\cdot0}$	A 88	*Plagitrahit*	$a_{6\cdot7}\ c_{3\cdot1}\ f_{20\cdot2}$
218	*Microsienit cu aegirin*	$a_{25\cdot8}\ c_{0\cdot2}\ f_{4\cdot0}$			
234	*Tinguait*	$a_{21\cdot4}\ c_{0}\ f_{8\cdot6}$			
316	*Trahit*	$a_{20\cdot9}\ c_{2\cdot5}\ f_{6\cdot6}$			
462	*Microsienit cu cuarț și cu aegirin*	$a_{18\cdot7}\ c_{0\cdot2}\ f_{11\cdot1}$			
327	*Trahit cu biotit*	$a_{18\cdot9}\ c_{5\cdot1}\ f_{6\cdot0}$			
326	*Trahit cu hornbl.*	$a_{13\cdot7}\ c_{3\cdot5}\ f_{18\cdot8}$			
330	*Trahit*	$a_{12\cdot7}\ c_{3\cdot4}\ f_{13\cdot9}$			

* * *

Dacă comparăm rocile sienetice din Yemen cu rocile sienitice de pe restul marei zone de fracturi arabo-estafricană, se găsesc unele asemănări cari par a permite să se conchidă că pe măsură ce ne apropiem de Yemen găsim înrudiri cu rocile din această regiune. De pildă trahitele din Aden, analizate de MANASSE[1]) sunt foarte apropiate de cele din Yemen (vezi tabela No. 18 pag. 293, analizele d și e citate după A. LACROIX, loc. cit. pag. 277).

In adevăr deși caracterul lor numai este persalic, cantitatea de alcalii feldspatizabilă e aproape aceeaș la ambele feluri de roci și deasemenea și cantitatea de element melanocrat, dar rocile din Aden sunt cevà mai alcalice.

PELICAN semnalează porfire sienitice alcalice la poalele de sudest ale lui Djebel Kubeher din insula Socotra.

[1]) E. MANASSE, Roce Eritree di Aden. Proces verb. Soc. Tosc. Scienz. Natur. t. XXIV din 1908.

Institutul Geologic al României

TABELA No. 17

COMPARAŢIE ÎNTRE ROCILE SIENITICE MALGAŞE NEINRUDITE CU CELE DIN AMPASINDAVA ŞI ROCILE SIENITICE DIN YEMEN*

No.	Roci sienitice malgaşe neinrudite litologiceşte cu rocile din Ampasindava, după A. LACROIX			No.	Roci sienitice din Yemen descrise în lucrarea de faţă		
470	*Micronordmarkit*	I'. 4. 1(2). 3(4)	$a_{19\cdot1}\ c_{1\cdot9}\ f_{9\cdot0}$	A 68	*Hyalotrahit alcalic*	I. 2. 3. 3	$a_{10\cdot4}\ c_{7\cdot8}\ f_{11\cdot8}$
314	*Trahit cuarţic*	I'. 4'. 1. 3	$a_{15\cdot8}\ c_{0\cdot8}\ f_{13\cdot4}$	A 128	*Trahit felsitic alc.*	I. 4. 1. 3	$a_{12\cdot6}\ c_{0}\ f_{17\cdot4}$
				A 27	*Plagitrahit*	II. 4. 2. 3	$a_{6\cdot7}\ c_{3\cdot1}\ f_{20\cdot2}$

TABELA No. 18

COMPARAŢIE ÎNTRE ROCILE SIENITICE DELA ADEN ŞI ROCILE SIENITICE DIN YEMEN*

No.	Roci sienitice din regiunea Aden, după A. LACROIX			No.	Roci sienitice din Yemen studiate în lucrarea de faţă		
d	*Trahit*	'II. '5. 1. 4	$a_{12\cdot2}\ c_{0\cdot8}\ f_{17\cdot0}$	A 68	*Hyalotrahit alcalic*	I. 2. 3. 3	$a_{10\cdot4}\ c_{7\cdot8}\ f_{11\cdot8}$
e	*Idem*	'II. '5. 1. 4	$a_{11\cdot1}\ c_{0\cdot5}\ f_{18\cdot4}$	A 128	*Trahit alc. felsitic*	I. 4. 1. 3	$a_{12\cdot6}\ c_{0}\ f_{17\cdot4}$
				A 27	*Plagitrahit*	II. 4. 2. 3	$a_{6\cdot7}\ c_{3\cdot1}\ f_{20\cdot2}$

* Numerile din prima coloană reprezintă numerile analizelor din A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc. d'Edit Géorg.* etc. *Paris VI 17, Rue Iacab* 1923. In această lucrare fiind dată literatura completă, ne dispensăm de a da pentru fiecara analiză autorul ei şi lucrarea specială în care e publicată.

Numerile din coloana a doua reprezintă numărul rocei din Yemen aflătoare în Colecţia Institutului Geologic al României.

* Aceiaş observaţie ca la Tab. de mai sus.

Ele sunt formate din o pastă de microlite de ortoclaz şi albit în formă de stinghii, ceva chlorit, epidot-zoizit şi minereu de fier. In pastă plutesc fonocristale de ortoclaz şi de plagioclaz.

Institutul Geologic al României

Tot în insula Socotra, la pasul Dimala, descric PELIKAN un așà numit Umpektitporfir format din fenocristale de ortoclaz, într'o pastă cu structură trahitoidă de ortoclaz cu părticele mici de minereuri de fier, solzișori de mică și pseudomorfoze de minereu negru după un amfibol dispărut.

E de remarcat marea analogie a porfirelor sienitice alcalice sodice din Yemen studiate în lucrarea de față cu porfirele sienitice alcalice descrise de PELIKAN la Djebel-Kubeher în Insula Socotra.

Dacă în aceste din urmă sunt fenocristale de ortoclaz și de plagioclaz acid, în porfirele sienitice din Yemen avem fenocristale de plagioclaz acid înconjurate de zone late de ortoclaz micropertitic foarte bogat în albit. Pasta este în cazul rocei dela Socotra constituită din stinghii de ortoclaz și de albit, iar la rocile corespunzătoare din Yemen pasta este formată din cuarț și ortoclaz micropertitic foarte bogat în albit. De sigur că numai prezența cuarțului face ca rocele noastre să nu aibă o structură trahitică.

Și aceste roci ca și cele dela Aden citate mai sus sunt mai alcalice decât rocile corespunzătoare din Yemen.

* * *

Rocile essexitice-bazaltice din regiunea de fracturi arabo-estafricană au pentru toată această regiune un aer de famile mai accentuat decât îl au între ele rocile mai acide.

Ele sunt în marea lor majoritate din clasa III (salfemic), mai puține din clasa II (dosalic) și în genere de rangul 3 (alcalicalcic) și de rangul 4 (docalcic).

Proiectate în triunghiul OSANN ele se localizează în cea mai mare parte într'un spațiu restrâns caracterizat prin limitele:

$$a_{1,0}—a_{5,0}$$
$$c_{2,0}—c_{5,0}$$
$$f_{21,0}—f_{26,0}$$

cu ușoare variațiuni în toate direcțiunile (vezi planșa III).

Rocile analoage din Yemen sunt mai variat diferențiate. Ele formează o serie întreagă începând din clasa I (persalic) până în clasa IV (dofemic), dela rangul 1 (peralcalic) până la rangul 4 (docalcic).

Calcea feldspatizabilă variază, calculată după OSANN, dela c_0 până la $c_{7,7}$, trecând prin aproape toate valorile intermediare.

Soda predomină asupra potasei, aceste roci fiind în genere dosodice până la persodice (tabela No. 19).

Institutul Geologic al României

TABELA No. 19

TRAHIANDESITE ŞI TRAHIDOLERITE DIN YEMEN

No.			
A 16	*Trahiandesit hololeucocrat*	III. 5. 2. 5	$a_{4\cdot5}\ c_{1\cdot2}\ f_{24\cdot3}$
A 99	*Trahiandesit hololeucocrat*	III. 5. 1. 4	$a_{8\cdot1}\ c_{0}\ f_{21\cdot9}$
A 151	*Trahiandesit*	II. 4. 4. 3	$a_{1\cdot7}\ c_{7\cdot7}\ f_{20\cdot6}$
A 34	*Trahidolerit hololeucocrat*	I. 3. 1. 4(3)	$a_{14\cdot2}\ c_{0}\ f_{15\cdot8}$
A 97	*Trahidolerit*	III. 5. 2. 4	$a_{7\cdot6}\ c_{2\cdot6}\ f_{19\cdot8}$
A 10	*Trahidolerit*	II. 5. 3. 4	$a_{4\cdot3}\ c_{4\cdot5}\ f_{21\cdot2}$
A 125	*Trahidolerit*	IV. 5. 4. 4	$a_{1\cdot2}\ c_{3\cdot1}\ f_{25\cdot7}$

Există între aceste roci o serie hololeucocrată (perpotasică-dopotasică) ai cărei termeni parcurg totuş toate valorile dela clasa I (persalic) până la clasa III (salfemic), tabela No. 20.

TABELA No. 20

TRAHIANDESITE ŞI TRAHIDOLERITE HOLOLEUCOCRATE DIN YEMEN

No.			
A 34	*Trahidolerit hololeucocrat*	I. 3. 1. 4(3)	$a_{14\cdot3}\ c_{0}\ f_{15\cdot8}$
A 99	*Trahiandesit hololeucocrat*	II. 5. 1. 4	$a_{8\cdot1}\ c_{0}\ f_{21\cdot9}$
A 16	*Trahiandesit hololeucocrat*	III. 5. 2. 5	$a_{4\cdot5}\ c_{1\cdot2}\ f_{24\cdot3}$

Aceste tipuri deşi bogate în element melanocrat sunt totuş hololeucocrate. Fierul este reprezentat prin magnetit foarte abundent.

E de remarcat deasemenea că cu tot caracterul dosodic al celor mai multe din aceste roci, molecula acmitică, prezentă în unele din aceste roci (A99, A34) n'a putut da minerale ferosodice; s'au format în schimb acolo unde molecula acmitică nu există, metasilicaţi feromagnezieni (augit, olivină).

Intre rocile essexitice-bazaltice de pe marea zonă de fracturi se găsesc multe cari au asemănări pronunţate cu trahiandezitele şi trahidoleritele din Yemen.

Institutul Geologic al României

Următorul tablou No. 21 arată distinct aceste asemănări cari dealtfel se pot vedeà și din planșa III.

TABELA No. 21

COMPARAȚIE între ROCILE ESSEXITICE-BAZALTICE DE PE ÎNTREAGA ZONĂ

No.	Roci din Yemen studiate în lucrarea de față		
A 16	*Trahiandesit hololeucocrat*	III. 5. 2. 5	$a_{4\cdot5}\ c_{1\cdot2}\ f_{24\cdot3}$
A 97	*Trahidolerit*	III. 5. 2. 4	$a_{7\cdot6}\ c_{2\cdot6}\ f_{19\cdot8}$
A 151	*Trahiandesit*	II. 4. 4. 3	$a_{1\cdot7}\ c_{7\cdot7}\ f_{20\cdot6}$
A 125	*Trahidolerit*	IV. 5. 4. 4	$a_{1\cdot2}\ c_{3\cdot1}\ f_{25\cdot7}$
A 10	*Trahidolerit*	II. 5. 3. 4	$a_{4\cdot3}\ c_{4\cdot5}\ f_{21\cdot2}$

Rocile analoage cu trahiandezitul hololeucocrat for-

Institutul Geologic al României

mat din microlite de plagioclaz cevà chlorit și sticlă (anal. No. A16, Yemen) sunt cevà mai sărace în cuarț (ordinul 6—7, lenfelic) în timp ce

DE FRACTURI EST AFRICANĂ ȘI ROCILE CORESPUNZĂTOARE DIN YEMEN

	Roci essexitice-bazaltice de pe marea zonă de fracturi Est Africană		
B	*Augitit* Kilimandjaro)	III'. (6)7. 2. 4	$a_{3\cdot6}\ c_{1\cdot7}\ f_{21\cdot7}$
248	*Theralit* (Bekinkiny Ankaramy)	II. 7. 2. 4	$a_{4\cdot8}\ c_{1\cdot7}\ f_{23\cdot5}$
249	*Essexit sodic analcimic*	II. 6. 2'. 5	$a_{7\cdot3}\ c_{3\cdot8}\ f_{18\cdot9}$
348	*Andesit augitic*	II. 5. 2(3). 4	$a_{6\cdot2}\ c_{3\cdot2}\ f_{20\cdot6}$
279	*Gabbro cu hornblend.*	'III. 5'. 4. 4	$a_{2\cdot1}\ c_{7\cdot0}\ f_{20\cdot9}$
278	*Idem*	II(III). 5. 4. 4	$a_{2\cdot7}\ c_{6\cdot7}\ f_{20\cdot6}$
d	*Labradorit doleritic*	II. 5. 4. 4	$a_{2\cdot2}\ c_{7\cdot4}\ f_{20\cdot4}$
411	*Ankaratrit nefel.*	'IV. 7. 3. 4	$a_{1\cdot8}\ c_{2\cdot1}\ f_{14\cdot1}$
406	*Idem*	'IV. 7. 3. 4	$a_{2\cdot0}\ c_{2\cdot1}\ f_{15\cdot9}$
356	*Sakalavit*	III. 4'. 3.(4)5	$a_{2\cdot0}\ c_{2\cdot6}\ f_{15\cdot4}$
407	*Ankaratrit*	III(IV).6.3(4). 3	$a_{1\cdot9}\ c_{3\cdot0}\ f_{15\cdot1}$
465	*Bazalt*	III(IV).5'.3(4).4	$a_{1\cdot7}\ c_{3\cdot0}\ f_{15\cdot3}$
405	*Ankaratrit limburgitic*	IV. (5)6. 4. 4	$a_{1\cdot2}\ c_{4\cdot0}\ f_{24\cdot8}$
b	*Limburgit*	III(IV).5(6).3.4	$a_{1\cdot8}\ c_{2\cdot0}\ f_{16\cdot2}$
c	*Limburgit*	III(IV).'6.3(4).4	$a_{1\cdot7}\ c_{2\cdot5}\ f_{16\cdot8}$
c	*Basanitoid*	III(IV).6.3(4). 4	$a_{1\cdot7}\ c_{2\cdot7}\ f_{15\cdot6}$
347	*Andesit augitic*	II(III). 5. 3. 4	$a_{4\cdot2}\ c_{3\cdot9}\ f_{21\cdot9}$
254	*Berondrit cu olivină*	III. 6'. 3. 4	$a_{3\cdot7}\ c_{2\cdot1}\ f_{23\cdot2}$
473	*Sakalavit*	II(III). 4'. 3. 4	$a_{4\cdot4}\ c_{4\cdot2}\ f_{21\cdot4}$
252	*Berondrit*	III. '6. 3. 4'	$a_{3\cdot8}\ c_{4\ 6}\ f_{21\cdot6}$
481	*Sakalavit*	II(III). 4.(3)4. 4	$a_{3\cdot8}\ c_{4\cdot5}\ f_{21\cdot7}$
255	*Berondrit*	III 6(7). 3'. 4	$a_{2\cdot2}\ c_{4\ 6}\ f_{22\cdot2}$
346	*Andesit augitic*	II(III). 5. 3'. 4	$a_{3\cdot8}\ c_{5\cdot4}\ f_{20\cdot8}$
362	*Basalt sakalav.*	'III.(4)5. 3(4).4(5)	$a_{3\cdot2}\ c_{5\cdot2}\ f_{21\cdot6}$
477	*Idem*	II(III).(4)5.3'.(4)(5)	$a_{3\cdot6}\ c_{5\cdot1}\ f_{21\cdot3}$
457	*Bazalt doleritic*	II(III).5.(3)4. 4	$a_{3\cdot2}\ c_{5\cdot5}\ f_{21\cdot3}$
D	*Sakalavit augitic*	II(III).4(5).3.4	$a_{4\cdot0}\ c_{3\cdot8}\ f_{22\cdot2}$
G	*Andezit augitic*	II(III).5'.3.4	$a_{4\cdot5}\ c_{3\cdot8}\ f_{21\cdot7}$
l		II'. 5. 3. 4	$a_{5\cdot2}\ c_{4\cdot3}\ f_{20\cdot5}$
A	*Bazalt*	II(III). 5. 3. 4	$a_{4\cdot7}\ c_{4\cdot4}\ f_{20\cdot9}$
q	*Gabbro*	II(III). 5'. 3'. 4	$a_{3\cdot4}\ c_{4\cdot5}\ f_{22\cdot3}$
C	*Bazalt cu plagioclaz*	II(III). 5. 3'. 4'	$a_{3\cdot5}\ c_{4\cdot5}\ f_{22\cdot0}$

roca corespunzătoare din Yemen este perfelică (ordinul 5).

Institutul Geologic al României

Rocile analoage cu T r a h i d o l e r i t u l (Anal. No. A 97, Yemen), cu fenocristale de plagioclaz și piroxen într'o pastă de plagioclaz, piroxen, magnetit, se apropie de p e r f e l i c (ordinul 6—5) rămânând totuș mai sărace în cuarț. Acelaș lucru se poate spune și despre rocile analoage cu t r a h i a n d e z i t u l format din fenocristale de plagioclaz într'o pastă de microlite de plagioclaz, augit, amfibol și magnetit (Anal. No. A 151, Yemen) și cu t r a h i d o l e r i t u l format din fenocristale de piroxen în pastă de plagioclaz, piroxen, magnetit (Anal. No. A 125, Yemen).

Asemănarea cea mai mare este între t r a h i d o l e r i t u l format din fenocristale de plagioclaz și sanidin și o pastă de plagioclaz, augit-diopsid și sticlă (Anal. No. A 10. Yemen) și grupul de roci asemănătoare de pe marea zonă de fracturi Arabo-estafricană. Toate aceste roci sunt d o s a l i c e cu o tendință spre s a l f e m i c, toate sunt p e r f e l i c e, toate sunt a l c a l i - c a l c i c e, toate sunt d o s o d i c e.

Curios este că toate aceste roci sunt din Madagascar sau din insulele oceanice din jurul a cestei mari insule.

* * *

C o n c l u z i u n e a g e n e r a l ă pe care se poate trage din studiul chimic al rocelor din Yemen și din aceste comparațiuni dintre compoziția chimică a acestor roci și rocile din pe marea zonă de fracturi A r a b o - e s t - a f r i c a n ă, confirmă rezultatele obținut din studiul microscopic al celor dintâiu, și anume:

1. C a r a c t e r u l a l c a l i c a l r o c i l o r d i n a c e a s t ă r e g i u n e e s t e i n c o n t e s t a b i l.

2. A c e s t c a r a c t e r e s t e m a i p r o n u n ț a t l a r o c i l e g r a n i t i c e, a r e o ușoară nuanță a l c a l i c a l c i c ă l a r o c i l e s i e n i t i c e - m o n z o n i t i c e, iar r o c i l e e s s e x i t i c e - b a z a l t i c e s u n t aș à d e v a r i a t d i f e r e n ț i a t e, încât între ele sunt și r o c i cu c a r a c t e r a l c a l i c și r o c i cu c a r a c t e r a l c a l i c a l c i c.

3. I n p r i v i n ț a r a p o r t u l u i d i n t r e a l c a l i, r o c i l e d i n a c e a s t ă r e g i u n e s u n t c a r a c t e r i z a t e p r i n p r e - d o m i n a r e a s o d e i a s u p r a p o t a s e i, afară de unele r o c i b a z i c e c a r i s u n t p e r p o t a s i c e - d o p o t a s i c e.

4. C u t o t c a r a c t e r u l a l c a l i n, cu toată bogăția în f i e r și cu t o t c o l o r i t u l l o r d o s o d i c, m o l e c u l a a c m i - t i c ă n'a putut a j u n g e să se i n d i v i d u a l i z e z e în m i - n e r a l e m e l a n o c r a t e f e r o s o d i c e. F i e r u l a r ă m a s s u b f o r m ă d e m a g n e t i t l a c e l e m a i m u l t e din aceste roci, iar pe alocurea la cele mai b a z i c e s'au f o r m a t m e t a - s i l i c a ț i f e r o m a g n e z i e n i.

Institutul Geologic al României

5. Din comparația rocilor din Yemen cu rocile eruptive post liasice de pe marea zonă de fracturi Arabo-Est-africană, rezultă că:

a) Rocile granitice din Yemen sunt înrudite între ele și foarte deaproape înrudite pe de o parte cu rocile din a doua serie granitică a lui LACROIX, din Ampasindava, și cu prima serie de roci granitice malgașe neînrudite litologicește cu cele din Ampasindava (toate sunt dosalice), iar pe de altă parte cu rocile granitice dosalice răspândite dealungul zonei de fracturi Arabo-Estafricană.

Există totuș o deosebire esențială între rocile granitice din Yemen și rocile granitice dosalice de pe marea zonă de fracturi, și anume aceea că rocile din Yemen sunt hololeucocrate, spre deosebire de celelalte.

Totuș și în această privință deosibirea pare a diminuà pe măsură ce înaintăm dela Sud spre Yemen.

b) La rocile sienitice-monzonitice din Yemen, asemănările sunt mai puțin accentuate. Ele se aseamănă întrucâtva numai cu rocile sienitice alcalice (ale lui LACROIX), din Ampasindava.

Deși însă rocile din Yemen sunt mai bogate în fier și magnezie decât cele asemănătoare lor din Ampasindava, ele sunt cu totul lipsite de minerale melanocrate exprimate. Interesant este că această din urmă constatare se aplică pentru toate rocile din Madagascar.

Și la rocile sienitice-monzonitice se poate afirmà că pe măsură ce înaintăm dealungul marei zone de fracturi, dela Sud spre Yemen, asemănările, dintre rocile acestei zone și cele din Yemen, se accentuează.

c) Rocile essexitice-bazaltice din Yemen sunt așà de bogat diferențiate încât în mod implicit sunt asemănări cu rocile essexitice-bazaltice de pe întreaga mare zonă de fracturi Arabo-Estafricană. In lăuntrul acestor asemănări însă, unele din rocile de Yemen sunt hololeucocrate.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PETROGRAPHICAL STUDIES IN YEMEN (ARABIA)

BY

DAVID ROMAN

(RÉSUMÉ)

In 1911, G. BOTEZ, geologist at the Roumanian Geological Institute, was charged by the Ottoman State, in accordance to the agreement made with that State by Prof. L. MRAZEC, to make Geo-hydrological studies in the vilayets of Yemen and Assir in Arabia.

The result of his researches as also the topographical elevat ons made by Engineer H. LANGE, were given in a Definite report «Sur les études hydrologiquesfaites à Yemen (Arabie)» Bucarest, 1912, edited by the Roumanian Geological Institute.

The object of this study was to find springs of drinkable water, to establish artesian wells, or supplies of subterannean water, and especially to ind cate the proper places for such works [1]).

The mission took the following itinerary (see map, plate IV): Hodeida Zaouia, Al-, Tanem, Der Bobal, Der Ahmed, Badjil, Bahe, Mathal, Obal, Hadjela, Ouel, Birar, Oussil, Attara, Menaka, Sanaa, and on their return, Sanaa, Metneh, Menaka, Badjil, Demena, Chagui, Cambor, Ouagar (W. Saham), El. Baria (W. Djehaf), Der Essin, Soufa-Mehed, Mara-Oua, Chergue, Ali Djaber, Hodeida.

In the eruptive region which they crossed, the expeditioner collected a series of samples of eruptive rocks, the petrographical study of which I had the honour of being charged by PROF. MRAZEC, Director of The Roumanian Geological Institute.

* * *

The Direction of the Geological Institute of Roumania decided on the petrographical study of the eruptive materials brought by

[1]) G. BOTEZ, Rapport définitif sur les études géo-hydrologiques faites à YEMEN (ARABIE). Bucarest 1912. Edit. par l'Institut Géol. de Roumanie.

Institutul Geologic al României

the BOTEZ expedition, not only as a completion of the studies undertaken under ts patronage by the named mission, but also because the study of the eruptive rocks in that region is a contribution towards the knowledge of the great East African line of rifts.

If, petrographically, this line, partly in the centre and partly in the south, is up till now, pretty well studied, by the works of LACROIX in Madagascar, by the English and German learned men in South Africa, East Africa, Kenia and Kilimandjaro, and by the Italian, French and English learned men, in Somali and Abyssinia, for the Red Sea and Arabia, there is a complete want of petrographical dates, and especially of chemical analyses. Yemen, on that account, is the least known.

This study seems to us the more important that, from a petrographical point of view, the great East African line of rifts has been proved by the studies made till now, to be a vast atlantic petrographical province, and therefore the more dates are necessary, as much for the strengtening of this conception, as especially for the establ s-hing of laws concerning the varied compositions which such a vast linear petrographical province must necessarily undergo. The present study is contribution towards the solution of these problems.

I. GENERAL CONSIDERATIONS, GEOLOGICAL AND TECTONICAL, ON THE GREAT ARABO-SAHARIAN PLATFORM AND ON THE GREAT ASIRO-EAST AFRICAN ZONE OF RIFTS.

From a geological ponit of view the Yemen, as also the whole of the eastern coast of the Red Sea, forms a part of a larger geological unity which comprises almost the whole northern part of Africa, Arabia and Syria.

From Draa, along the Atlantic Coast, in front of the Canary Isles, as far as the Mediterranean Sea coast to the north of Syrta (small), there extends — says SUESS — the frontier of two earthly reigons, differing as much in structure as in the composition of the soil.

At the North, there extends a folded zone which comprises a succession almost completely of layers. It is the Atlas system of folding.

To the South is a level zone, and, above the paleozoical layers, folded and level, in two rows, the Altaides (of hercinian age) and the Saharides (of Caledonian age), the series of sediments begins scarcely with the cenomane transgression. It is the great plateau of the Sahara.

Institutul Geologic al României

This great plateau forms a part of a larger tectonical unity which, according to SUESS, comprises the whole of the region which extends from the Atlantic Ocean to the Golf of Gabes, then to the south, at Taureg till beyond Air and farther on to the south of Kadur till Borkou, Dar Four and Somaliland, and towards the North, the whole of Egypt, Syria, the whole of Arabia till the Euphrates.

A general characteristic feature in the whole of this immense region is the absence — with few exceptions — of every geological formation comprised between the end of the paleozoïcal and the conomanian age.

The geological formations in great Arabo-Saharian plateau are dispossed as follows.

The primitive block formed of cristalline rocks of different ages, probably up to the highest in Devon, is represented in Central Africa, according to LEMOINE [1]) by the cristalline rocks in the central massive of Taureg, the Mauritanian massive, the cristalline massive in South West Africa (Dahomei, Cameroon), the massive Tibesti (north of Lake Tschad), which forms connection with the wide zone of cristallines rocks that form the whole subbasement of the Kordofan and Lennar region up to Khartoum [2]).

From here the cristalline extends to the Red Sea which it bounds between the Nile and the Sea, as far as the Gulf of Suez [3]), forms the Sinaï peninsula, goes along the Eastern coast of the Red Sea from the northern end of the Gulf of Akaba till into the Hodeida region, where it hides itself under the nubian sandstone.

Towards the interior of Arabia the cristalline extends till near the Persian Gulf in the region of Riad [4]).

The primary formations comprise, in Western Africa, a wide zone that extends from the great Western Desert (to the South of Algeria) towards the West, the to the South as far as the higher Niger, occupying the wohole region between the Atlantic Ocean

---

[1]) PAUL LEMOINE, Afrique Occidentale. Handbuch d. reg. Geologie, Bd. 8.

[2]) E. SUESS, La face de la terre, tome I, p. 461, 1897.

[3]) HUME W. J., A preliminary report on the Geology of the Eastern Desert of Egypt, Central portion. Cairo 1902.

HUME A. BARRON, Topography and Geology of Eastern Desert of Egypt, Central portion. BALL, The Geograhy and Geology of South-Eastern Egypt, 1912.

[4]) M. BLANCKENHORN, Aegypten. Handbuch d. Regionalen Geologie. Bd. 7, Abt. 9, Heft 23, p. 27.

— Syrien, Arabien und Mesopotamien. Handbuch d. Regionalen Geologie. Bd. 5, Abt. 4, Heft 17.

Institutul Geologic al României

(marine deposits of Mauritania) to the West, and the zone of deserts Jguidi and Ed Djouf, to the East.

Another zone of primary formations extends from the Gold Coast through Togo to the N E, as far as the Niger.

A third primary zone occupies the whole of central west Africa arond the massives of Ahagar, Adar and Air[1]), from here towards N E through Mourzouk as far as the Great desert of Lybia and again S W as far as the massive of Tibesti.

From the E of Mourzouk and Tibesti, the paleozoic formations loses itself, to be found again only in the Sinaï peninsula (carbon)[2]) and to the E of the cristaline zone from the N E of the Red Sea on a narrow zone which begins from the South of the Dead Sea and extends as far as El-Ula[3]).

Other formations, never than the paleozoical ones, beginsin West Africa, properly said, with the cretaceous which, associated from place to place with Eocene, is represented in the south of the Saharian Atlas, in Soudan and in Senegal[4]), in the Tegama-Gaola region, South of the great Central Massive (Ahagar) in the plateau of Tadmaid and Hammada at the North of that same Central massive, from here through the Black Mountains (Djebel El-Soda), towards the desert of Lybia under which it loses itself, to reappear on the eastern part of this great zone of dunes, forming the basement of the Jarafrah oasis, crosses the Nile and leans itself on the cristaline massive on the Western coast of the Red Sea[5]).

At the S E of Tibesti, the Nubian sandstone occupies towards the E immense surfaces and leans directly on the archaian massives of Kordofan, and Dar Four[6]) and from here, towards the North of Khartum, to the East of the Nile as far as to the West of the Red Sea[7]).

At the East of the Red Sea, the cretaceous strata appears in Northern Syria between Alexandria and Mossoul, in Palestine as far as the Gulf of Akaba, then on the Eastern boundary of the primary formations between the Dead Sea and El-Our, in the

---

[1]) PAUL LEMOINE, loc. cit., p. 15—25.

[2]) E. SUESS, loc. cit., p. 463.
M. BLANKENHORN, Aegypten, loc. cit., p. 39.

[3]) M. BLANKENHORN, Syrien, etc., loc. cit., p. 12—14.

[4]) P. LEMOINE, loc. cit. p. 26—34.

[5]) E. SUESS, loc. cit., p. 464.

[6]) M. BLANKENHORN, Aegypten, loc. cit. p. 12.

[7]) M. BLANKENHORN, Aegypten, loc. cit.

Institutul Geologic al României

South an all the coast of Hodeida as far as Mascat and the Persian Gulf [1]).

The tertiary formations appears in Western Africa in the Southern Atlas region, in the Central Niger region at Tumbuctu, in the Ouadi Messaoud region, in the region of Lake Tchad, in the North of Egypt and in the valley of the lower Nile, in the North of Syria and along the Southern and South eastern coast of Arabia.

* * *

From a tectonical point of view the characteristics of the western part of this immense Arabo-Saharian block were given by HAUG and CHUDEAU [2]) who recognised the existence of three series of folds of different ages and directions

They succeed each other from North to South and are in analogy wiht the succession of pleats, which also in Europe succeed each other from N to S.

To the South of the alpine folds of the Atlas, there is a serie of folds named «atlasics». They are formed of two systems of folds which seem to be modelled on a pre-existent hercinian system.

To the south of the Atlas there is a region of hercinian folds (a branch of the Atlaïdes) directed N S.

A little more to the South there is a third serie of folds, with a very different direction of atlasic folds and hercinian ones. It is a system of folds which correspond to the Caledonian folds in the North of Europe. HAUG and CHUDEAU call this system of folds «The Saharides».

Unlike the central and west part, the tectonic of the eastern part of the great Arabo-Saharian plateau is characterised ba the want of any more important folds, and by the presence of large rifts [3]).

The most important lines of rifts are in connection with the great system of rifts S N, which cross East Africa, reach the coasts of the continent to the East of the great Abyssinian plateau, continue from here through the Red-Sea, the largest zone of the sinking of the earth crust, through the Gulf of Akaba, the Dead Sea, the zone of sinking of the Jordan, as far as the Taurus Mountains.

---

[1]) M. BLANKENHORN, Sirien. loc. cit.

[2]) E. HAUG, La structure gélogique du Sahara Central d'après les documents paléontologiques et géologiques de M. I. FOURREAU, La Géo., XI, 1905, p. 297—304.

Sur la structure géologique du Sahara Central, C. R. Ac. Sc. Paris CXLIV.

R. CHUDEAU, La Géologie du Sahara central. C. R. Ac. Sc. CXLI, 1907, p. 1385—1387.

P. LEMOINE, loc. cit. p. 54.

Institutul Geologic al României

According to SUESS, meridian 36° E (Gr.) is the axe of this system of rifts.

There exists in this system many portions of longitudinal rifts N S and, among the multiple deviations, there is a constant tendency to return to the direction of the meridian [1]).

The first portion N S beginning from the South, is the Nyassa portion, between 35°—35°20′ long. E (Gr.) the length of one degree, 15°—16° lat. S.

Towards the Northern extremity of Nyassa, the line of rifts deviates suddenly to N—N W. In the deviated part there appear recent volcanoes.

To the North of Nyassa one does not remark any continuation of the zone of rifts, but, in front of 6° lat S, to the E of Mpouapoua at 35° 25′ long. E (Gr.), there appears a depression which continues to the N E with a series of enclosed basins to the latitude of Kilimandjaro and Merou (4° lat S), where it again takes a N—S direction.

At about parallel 3° S, there begins the great fossée which continue directly towards N along meridian 36° E till 5° 20′ E, therefore at approximatively 9° latitude.

From lake Stefanie (Basso Maro), there seems to begin another ditch, directed N—E, comprised between boundary of the Abyssinian massive and the Somali horst. From Ancober the zone of rifts again takes the meridian direction.

The Afar region, between the Abyssinian massive and the Red Sea, is a sinking region covered with extinguished volconoes.

The sinking region continuesin a N—NW direction, through the Red Sea as far as the Gulf of Suez.

The line Gulf of Akaba, the Dead Sea and the Jordan has the same meridian direction and continues with small deviations in the same direction through the Ghab ditch in Syria [2]).

SUESS attributes the origin of the Northern part of the great zone of rifts to some rifts that spread themselves from N to S.

The great sinking zone of East Africa, that sinking of earth crust between two parallel fractures at a length of approximatively 9° lat., presenting itself as a fragmentary zone in pieces and in outstretched wedges is, according to SUESS, caused by the existence at a great depth of some rifts, which on the surface broke, forming a net of long craks crossed. The bits and the fragments thus produced all sank, but at unequal depths [3]), the lava and ashes came out through the veins, levrelling the bottom of the ditches and isolating the bassins among them.

---

[1]) E. SUESS, loc. cit., p. 542.

[2]) E. SUESS, loc. cit. p. 542 ssq.

[3]) E. SUESS, loc. cit., p. 543.

Institutul Geologic al României

THE SPECIAL RIFTS OF THE RED SEA

The shape as well as the formation of the bed of the Red Sea is determined by a system of rifts forming a part of the East African-Syrian zone of fractures.

To the North of the Red Sea, the Gulf of Suez which maintains the N W—S E direction, and the Gulf of Akaba which has about the direction of the meridian, are two smaller sinking in the shape of ditches.

The whole of the Peninsula of Sinai is furrowed by two chief series of rifts [1]) respectively parallel with the Gulf of Suez and the Gulf of Akaba.

Besides these series of longitudinal rifts there are stil numerous ditchs, nearly vertical faults and especially transversal rifts to E W. Such a transversal rift is the one at the entrance of the gulfs of Akaba and Suez in the Red Sea.

The African coast of the Red Sea, from the Gulf of Gluebe (29° 30′ lat. N) till Ras Benas (24° lat. N), is determinend in the first place by a great rift NW—SE.

To the S of Ras Benas, there follows a short portion along which the sea is limited from the land by a N—S rift and then follows as far as Suakin (19° lat. N), a series of rifts that derivate more or les in the N W—S E direction and form the coast the Red Sea.

This sea which, from the mouth of the Gulfs of Suez and Akaba as far as Suakin, has the character of a great sinking with a medium depth of 900 m, gets towards the South of that place the character of a submarine plateau, only 100 m deep, having in the middle a narrow canal of 500—600 m.

The northern part of the Red Sea is separated from the southern part by a rift which from Suakin, extends directly to the East, and which meets at right angles in the middle of sea with a rift N-S starting from Djedda (the eastern coast of the Red Sea) directly towards the South [2]).

From Suakin towards the south, the coast of the Red Sea is determined by series of rifts NW—SE, as far as Massaua, from where begins the Afar region — a great region of sinkings, bounded to the S W by the Somali plateau.

The dates for the Eastern bank of the Red Sea are not so numerous as for the Western part. The geological and morphological identity of the

[1]) HUME W. F., Les Rift valleys de l'Est du Sinaï. CR. du Congr. géol. inter. Paris 1901.
—, Rift valleys of Eastern Sinai, Geol. Mag. 1901, p. 198.
—, The Topography and Geology of the Peninsula of Sinai (South Eastern portion) 1906.
[2]) M. BLANCKENBORN, Syrien, etc., p. 68.

Institutul Geologic al României

two parts of the great Arabo-Saharian plateau separated by the Red Sea, leave no doubt of the fact that the eastern bank is also determined by lines of rifts.

The character of the rifts on the coast of the Red Sea has been established by MRAZEC [1]) for the portion to the East of the Red Sea Mountains, as far as the peninsula of Sinai and surely, his ideas may be generalised towards the whole of the coast of the Red Sea.

According to MRAZEC the structure of the sinking systeme of the rifts around the ditch of the Red Sea is characterised by the fact that the peaks and the chains of mountains that bound the ditch correspond generally to a series of monoclines descending in steps tho the sea.

These ant clines lean towards the east, sometimes even are plicated on their eastern flank.

This eastern flank is drawn and completely lam'nate, the phenomenon goes as far as overlapping [2]).

The kernels of the monoclines formed of old rocks, tufs and phyllites, have a tendency to become diapir.

This tendency manifests itself by the birth of a system of convergent cleavages towards the peak of the monocline.

Very often the diapirism is accentuated. In the Zeït massive for instance, the peak of the monocl ne forme by sedimentary rocks is cut through by a real blade of granite. This kind of diapirism is met with especially in the peaks which correspund with the anticlinal summits.

The sinclinal which separate the anticlinals coincide with depressions parallel to the peaks.

In the part of the Yemen stud ed by the BOTEZ expedition, the above mentioned idea seems to be verified also.

In reality the chain from El Birar-Ouel, where the profile [3]) rises suddenly from 964 m (Birar) to 1400 m (Ousil), the chain which marks the boundary of the Serrat (mountainous zone) towards the premountainous zone, is certainly such a granitic diapir blade which crosses through the calcarous coat and has its overthrusted flank, almost completely laminated.

The boundary of the pre-mountainous zone towards Tehama where the profile rises suddenly to 600 m (Hadjela) and where a fault is signalled, gives the same impression.

At any rate the line of faults in the NNW-SSE direction meet along the whole profile in the pre-mountainous zone as well in the mountainous

[1]) L. MRAZEC et D. ROTMAN, Contributions à la petrographie de l'Egypte et de la présqu'île de Sinaï. I. Roches granitiques de l'île Shadwan. Bull. de la Section Scientifique de l'Académie Roumaine, IV, an. 1915—1916, p. 71.

[2]) L. MRAZEC, et D. ROTMAN, loc. cit., p. 72.

[3]) See profile, plate IV.

Institutul Geologic al României

one where the lines of dislocation have determined considerable vertical unlevellings.

The valley in which the town of Sanaa is built is a good example. This valley is of tectonic origin; it is a real sunken ditch, 5 km wide and limited to the east and west by lines of dislocation along which are ranged for a distance of at least 100 km volcanic cones or lava streams [1]).

* * *

The researches concerning the igneous rocks in the great Arabo-Saharian plateau are still sporadic and insufficient.

Yet some general conclusions may be deducted.

In the West Africa (Sahara and Sudan), two series of igneous rocks are signalled [2]).

A series, richly represented, of archaical and silurian igneous rocks formed of lime-alkali rocks, and a newer series, probably tertiary formed of alkali igneous rocks.

The igneous rocks from Egypt and Egyptian Sudan is wholly antetertiary. It is formed of lime-alkali rocks.

To the East of the Red Sea there are three eruptive cycles signalled.

A series of antecretaceons igneous rocks, with an lime-alkalic character; a second series of cretaceous anteoligocenic rocks, also with an lime-alkalic character, and finally a third series of gneous rocks of oligocenic age up to the aluvian age, with an alkalic character [3]).

It is interesting to remark that all the antetertiary eruptive cycles have produced lime-alkali rocks, while the tertiary and post-tertiary cycles have produced alkaline rocks only.

It is also strange to observe that while the Western and Central part of the Afr can portion of the great Arabo-Saharian platform has been affected by antetertiary erupt on as well as by tertiary ones, the eastern parts of this portion (Egypt and Egyptian Sudan) has been affected by the antetertiary eruptions only, although it is in the immediate neighbourhood of the sinking zone of the Red Sea, whose movements began in the miocene times and continued till nearly in the alluvian.

This is still stranger by the fact that the great Assyro-east African riftzone of which the ditch of the Red Sea forms a part, is mark out

---

[1]) G. BOTEZ, loc. cit., p. 36 and 38.

[2]) R. CHUDEAU, Excursion géologique en Sahara et au Sudan. Bull. soc. géologique de Fr. (4), Tome VII, 1907, p. 339.

[3]) M. BLANCKENHORN, Syrien, etc. Handbuch d. reg. Geologie.

Institutul Geologic al României

by tertiary and post tertiary eruptions of alkalic magma and even the Red Sea to its sout and on its eastern coast is not wanting in this kind of eruptions.

It, for Western Africa and Egypt, as also for the Northern and Southern parts of the great Assyro-east African rift zone, few dates exist about the igneous rocks, for the Eastern coast of the Red Sea there are absolutely no petrographic dates at all, and the Yemen especially is quite unhnown from that point of view.

The object of the present work is to supply that want.

II. GENERAL MORPHOLOGICAL CONSIDERATIONS ABOUT THE YEMEN AND SPECIALLY ABOUT THE REGIONS STUDIED BY THE BOTEZ EXPEDITION:

The whole the West of Arabia, 1500 km in length, presents a unitary orographic character in its general lines.

Along the coasts of the Red Sea there exists a desert, partly marshy, coast region, El Tihama, nowhere more than 50 km in width.

Then follows an elevated region difficult to climb, and deeply cut by Wadis. On the highest border of this region a slightly inclined plateau joins itself to the E-NE and towards the E passes into the desert in the interior of Arabia.

This plateau is in some parts separated from the mountainous region of the W, by a line of rifts parallel with the Red Sea.

In the Yemen, the vilayet to the farther South of the Western coast of Arabia, three geographic zones parallel with the sea-coast are to be distinguished.

The coast region, El-Tihama of the breadth of two day's journey, is formed of sandy surfaces, broken by calcareous hills.

At the lower border of this zone, the profile rises suddenly on a terrace, the so-called Inferior Serrat, which besides jurasic calcareous beds (to the South of Aden), is formed especially by strong layers of Nubian sandstone, strongly intercaled with lava.

In the region that follows in the interior of Arabia, the rightly called Serrat, there rises suddenly a zone of plateaux with sharp profiles and peaks of more than 3000 m in height.

In the Serrat — rightly named — there exist many cretacic volcanic centres, forming the backbone of this mountainous region.

For instance in the south, the plateau of Dala formed by black rocks crowned with small volcanic cones, in the west, of this, Djebel

Institutul Geologic al României

Sabor, 3000 m high and a little more to the N of this last named, Djebel Sumar, Doran, and Dj. Hadhur (3654 m), the highest part of the Serat region; to the W of this, elevating themselves above their lower surroundings, are the Horaz mountains with the Djebel Chibam peak (2500 m) and finally in the N E Yemen the black plains of Arhab and Haschid. From these mountains flow the layers of lava of the Serrat and in some places they join together [1]).

* * *

The BOTEZ expedition that studied minutely, from a geo-hydrological point of view, the Hodeida-Sanaa region along the road that, starting from Hodeida, passes through Der El Mousara, Der Obaki, Badjil, Obal, Hadjela, Souc El Hamis, Metneh (Sinan Pacha), Sanaa, gives the following dates concerning the three zones previously mentionated.

The Tehama is a littoral plain almost flat approximatively 35 km in width, between Hodeida and Der Obaki. It presents itself as a plain slightly inclined towards the sea. Its greatest altitude is 142 m.

The zone towards the coast of this region is almost without ondulations and shows the character of a sub-tropical steppe.

The zone towards the interior of the Tehama region has somewhat more varied physical features though not very precise, because of the temporary dunes. The surface rises by degrees from W to E from 20 to 42 m. The real valleys begin at Der Ahmed only and are not distinguished easily from the plain.

The zone of the Inferior Serrat named by BOTEZ «the pre-mountainous zone», ist the one which the exped tion crossed between Der Obaki and Hadjela. It is formed of chains of high mountains between 500 and 1000 m, the last ramifications of the hights in the high mountainous region of the East.

The mountain chains have a NNW-SSE direction and are formed of calcareous mountains: Djebel der Obaki, Dj. Garar, Dj. Kambor, Dj. Der Daoud, Dj. Akaba, Dj. Kourd and Dj. Damir.

To the North of Badjil, the pre-mountainous zone is broken by a mountainous chain which has an E-W direction and is formed of granitic rocks; it is the Dj. Dihne, Dj. Touhmous and Dj. Yzan chain.

---

[1]) G. BOTEZ, loc. cit.

Institutul Geologic al României

The characteristic feature is the transversal profile of the valleys in this region, whose bottom is level, from 4 to 5 km wide, and whose sides are abrupt.

The properly called Serrat or «the mountainous zone», Beled El Djebeli, is the zone of high plateaux which extend to the W of the pre-mountainous zone, incline slightly to the E, that is to say towards the interior of Arabia. The medium height of this plateau is of 2500 m. It is cut by deep valleys and cañons with a profile of young valleys and general direction NNW-SSE

These valleys tend to cut the plateau into chains of mountains directed NNW-SSE the peaks of which reach the height of 3.654 m above the level of the Red Sea

The road followed by the mission in the mountainous region between Bahe and Sanaa, described by BOTEZ, is of a nature to give a more complete image of the physical features of that region.

From Bahe, the road lies in the basin of the Wadi Saham, crosses, as far as Hadjela, an uniform plain, bounded to the N by the far-western ramifications of Dj. Horaz and to the South by Dj. Boura.

This plain extends like a wide band of nearly 6 km in a E-W direction. It is cut at the South, at the foot of Dj. Boura, by the greater basin of the Wadi Saham, 500 m wide and 50 m deep, which has a permanent stream.

From Hadjela, the locality situated at the foot of Dj. Safan and Dj. Damer, the road follows the river-bed of the Wadi Hadjela from the level of 626 m (Hadjels) as far as 964 m (Birar). From Birar, the road leaves the river-bed of the Wadi Hadjela to rise suddenly at Oussil, 1403 m, from whence it rises progressively as far as Hadjara (3250 m), a village situated on the Djebel Horaz, on the separation line between the basin of the Wadi-Saham and that of the Wadi Sourdoud.

Hadjara is dominated to the W by Dj. Massar, and to the E by Dj. Chibam, whose peaks rise respectively to 2785 m and 2976 m above the sea-level at Hodeida.

From Hadjara the road descends to Menaka (2261 m). This town is situated on the N side of Dj. Chibam, and upon the saddle that unites Dj. Chibam to Dj. Hadar (2291 m).

This saddle has a N-S direction. Its Western flank looks towards Wadi-Chedb (an affluent of the W. Sourdoud) which takes it rise just here, and the Eastern flank descends towards W. Dajan.

Institutul Geologic al României

From Menaka, the road descends into Wadi Dajan, from whence it rises again as far as the line of separation between the basin of the W. Saham and that if the W. Sourdoud, and reaches its greatest altitude at Karn El Oual (3054 m). From here the way goes down into the river bed of the W. Banan (2475 m), an affluent on the right side of the W. Saham, to rise again up to Metneh (Sinan Pasha, 2821 m). This locality is situated on a high plain dominated by the peak Dj. Nebi Cheib whose height (3654 m) is the greatest met with by the mission in this part of the Yemen.

After crossing the plateau of Metnek, the road goes down to Assr, where it lies on the West bank of a large and deep fluviatile valley whose origin is in the Damar region (at about 70 km to the S of Assr). This valley which at Sanaa is named Wadi Tanan, goes towards W. Nedjran, a tributary of the Indian Ocean. Therefore Dejel Nebi Cheib is situated on the line that separates the waters going towards the Indian Ocean from those that run into the Red Sea. The town of Sanaa is situated in the depth of the W. Tanan, a valley with a flat bottom, about 5 km wide, which can be compared to a plain limited on the W by Dj. Aiban and the on East by Dj. Nongonen (2970 m).

An important fact for the aspect of this valley is the presence of numerous volcanic cones that follow each other in chain along the valley to the N-W along a distance of 100 km.

In the mountainous zone there are numerous valleys and most have a torrential regime.

III. PETROGRAPHICAL STUDY OF THE ERUPTIVE ROCKS IN THE YEMEN, HODEIDA-SANA REGION.

BOTEZ [1]) distinguishes two series of rocks in the pre-mountainous zone:

a) Plutonic rocks,

b) volcanic rocks and their tuffs.

He d vides the volcanic rocks according to the nature of the felspars that they contain, in quartz-porphyryes, orthophyres and andesites.

These rocks according to BOTEZ are met in dykes, sheets and veins, varying from a few dimension to some tens of metres in thickness.

Plutonic rocks, granites and granulites, form the range of Dj. Dihne, Dj. Yzam, Dj. Touhmous and Dj. Boura. We are of the opinion that these granitic ranges are diapire blandes that cross the calcareous covering. The Diabase forms dykes.

[1]) *G. Botez*, loc. cit.

Institutul Geologic al României

In the mountainous region, BOTEZ [1]) distinguishes the following igneous rocks.

a) The granites of Ouel, amphibolic granites with middle-sized grains. The granites form the Ouel massive which to our opinion is a new diapyric blade of granite.

b) The eruptive formation of Menaka consisting of prophyritic tuffs and trachytic tuffs with local intercalations of sheets of quartz porphyry, vitrophyres, porphyrytes, diabases, trachytes or basalts.

c) The porphyry tuffs of Gaifan, compact reddishyellow tuffs.

The above description, for which we are indebted to BOTEZ, is necessarily a very summary one and for the greater part incorrect, because the objecte of the mission was not a special study of the igenous rocks and because the conclusions were not based on a minute microscopical study.

* * *

Our microscopical and chemical researches, consisted of the microscopical study of 160 microscopic slides and 15 chemical analyses, gave us, for the igneous rocks in the studied region, the following classification:

A. PLUTONIC ROCKS: 1. Sodic-Granite.

B. DIKE ROCKS:
1. Alcali-granite porphyry.
2. Alcali-syenite porphyry.
3. Soda pegmatites.
4. Alcali Aplites.
5. Alcali syenite aplites.
6. Albitic quartz bostonite (Lindoïte).
7. Albitic bostonite.
8. Larvikite porphyry (Rhombenporhyry).
9. Camptonite.

C. VOLCANIC ROCKS:
1. Soda comendites and their tuffs.
2. Comenditic pumice.
3. Hololeucocratic alcalic soda trachytes and their tuffs.
4. Alcali trachytic pumice.
5. Hololeucocratic plagitrachytes.
6. Hololeucocratic trachyansites.
7. Trachyandesites.
8. Hololeucocratic Trachydolerites.
9. Trachydolerites.

[1]) C. Botez, loc-cit.

Institutul Geologic al României

We have not sufficient dates to draw up a geological map of the relative area of the different rocks, therefore we will localize the different types on the topographical map annexed to this work. (Map, plate IV).

IV. CONCLUSION ON THE RESULTS OF THE MYCROSCOPICAL STUDY OF THE ROCKS OF YEMEN.

The rocks in the region of H o d e i d a - S a n a a studied in the present work are of all types of igneous rocks: d e e p rocks, f i l o n i a l rocks, e f f u s i v e rocks and t u f f s.

In the deep rocks together with their filonial t r a i n, the differentiation does not seem to have been very varied.

The effusive rocks are still much more differentiated.

Indeed, while the deep rocks and the filonians vary between b o s t o n i t e and a l k a l i g r a n i t e p o r p h y r i e s, altogether wanting in melancrate minerals, with a single exception of one c a m p t o n i t e d y k e, the effusive rocks and their tufts go through the whole series from hololeucocrate c o m e n d i t e s (and in some places even quartz porphyries), through a l k a l i t r a c h y t e s and t r a c h y a n d e s i t e s as far as t r a c h y d o l e r i t e s.

The deep rocks are represented by a s o d i c g r a n i t e with a large grain, made peculiar by the fact that the melanocrate element is wanting altogether. Instead of the melanocrate minerals, usual in granite, there appears an abundance of m a g n e t i t e, in aggregates of crystals forming nests of about 5 mm in diameter, associated with quartz.

The f e l s p a t h i c e l e m e n t is represented by small nucleous of o r t h o c l a s e, slightly microperthitic, which towards the exterior passes, on a wide zone, into a microperthite more and more rich in albite until it is completely replaced by a l b i t e.

We cannot exclude the possibility that the soda, being unable to form a combination with the iron, so as to form the soda pyroxenes or amphybols, which we might rightly expect in such a kind of granite, formed a microperthite rich in albite or a pure albite in its outer zone, while the iron formed the blanck mineral before mentioned.

Perhaps the small quantity of potash existing in this magma and its richness in aluminium, determined a change in equilibrium in the sense of the result as reality shows us.

The filonian train of this peculiar soda granite is formed of a l c a l i g r a n i t e p o r p h y r e s, a l c a l i s y e n i t e p o r p h y r i e s, l a u r w i-

Institutul Geologic al României

kit porphyries, bostonites, camptonites, alcali aplites and pegmatites.

The characteristical point of this filonial train is, in the same manner as that of the granite from which it derives, the relatively poorness in potash, richness in soda and bes des camptonites, wich represent a great leap towards the most basic pole, its extreme poorness in melanocrate minerals.

The alkaline granite porphyries are completely wanting in melanocrat minerals, excepting a poor foam formed of greenich-brown mica microlites. They are remarkable by the presence of the individualized albite, together with orthoclase slightly microperthitic.

The alkaline syenite porphyries are also completely wanting in melanocrate minerals, with the exception of a small quantity of f ne magnetite powder partly transformed into oligiste. The richness of soda in all these rocks is worthy of note. The phenocrysts are of albite-oligoclase, surrounded by a wide zone of microperthitic orthoclase, very rich in albite.

The Larwikite porphyries (Rhombenporphyries) are completely wanting in melanocrate minerals, too however they are also very rich in magnetite. Their felspar, both that the phenocrysts and that of the paste, is an anorthose.

The quartz albite bostonites (Lindoïtes) and the albite bostonites, sometimes porphyric and at others with a single period of crystalisation, are also wanting in every kind of melanocrate mineral except a large quantity of magnetite. They are characterised, in the same way as the others, by their complete want in the potassic felspar, or when it is to be found, the quantity is very reduced.

The alkali syenite aplites are character sed by their complete want in melanocrate minerals, excepting a small quantity of a froth of brown-green mica microlites. And in these there is a predomination of very acid plagioclase felspar (albite) over the orthocalse. This last mineral is met only in forming the narrow zone around albite crystals.

The sodic pegmatites, besides their want in melanocrate minerals and the presence of a small quantity of magnetite, are characterrised by their felspar, a microperthitic orthoclase which in some tests becomes, in the exterior zone, a more and more albitic microperthite until it is a pure albite.

Finally, the camptonites form the only melanocrate differentiation of the filonian train of sodic granite metioned above.

They form a sudden leap towards the most basic pole of the alkaline filonian rocks series, because there is no other rock to form the passage between these and the hololeucocrate albitic bostonites.

Institutul Geologic al României

The YEMEN camptonites are more basic than the usual camptonites, for their plagioclase varies in composition between 80—60% Anortite. An immediate result of this fact is the complete want of amphibole, usual in other camptonites and the presence as melanocrate mineral of titaniferous augite, olivine and magnetite only.

The effusive rocks form four large groups: sodic comendites; alkali trachytes; trachyandesites; trachydolerites.

The sodic comendites with their structural facies (granophyric comendites and comenditic pitchstones) are characterised by the want of any kind of melanocrate minerals. In exchange there exists in these rocks a rich ferrite powder, resulting evidenlty from the devitrification of the paste which was partly or wholly vitrophyric. The felspar of these rocks is a microperthitic orthose, very rich in albite; in some places it is almost completely replaced by albite.

The alkaline trachytes with their structural facies (alkaline felsitic trachytes, alcaline trachytic pumice, alkaline hyalo trachytes) are all wanting in melanocrate minerals, excepting a fine powder of black ore.

Excepting the cases when a granophyric paste draws the trachyte nearer to the comendites, the felspar phenocrysts, where they occur, are formed of albite till albite-oligoclase, and the paste, where it is not glassy, is also albitic, even where it is a devitrified glass.

Only in the named case, when the paste is a granophyre, the phenocrysts are of microperthitic orthoclase rich in albite.

Worthy of note is the fact that there was found a series of plagioclase trachytes, which I named plagitrachytes, also hololeucocrate, that is to say completely wanting in melanocrate minerals, with a holo-kryptocrystall ne paste, with phenocrysts formed of a plagioclase with about 30% Anortite, therefore an andesine, and with microlites formed of a basic oligoclase with 20—25% An.

I consider these hololeucocrat'c plagitrachytes to be a passage towards hololeucocratic trachyandesites.

The trachyandesites present numerous constitutional facies.

The poverty in potash felspars how in all the rocks described in the present work, is accentuated, as might be expected, with the growth of the basicity of the rocks. The whole series evoluates towards an alcali-lime series of rocks.

The very fact that these rocks are associated with rocks undoubtedly alkaline, and to a certain point their richness in sodic plagioclasses makes us consider them among andesites corresponding to the atlantic magmas, that is to say among the trachyandesites.

The types of trachyandesites that form a transition towards trachytes

Institutul Geologic al României

are acid trachyandesites with phenocrysts of plagioclase and pyroxene. The plagioclase is an acid andesine with 30% An, wich maintains the same composition in the paste as well. The pyroxene which is an augitic diopside, is the same both in the phenocrysts and in the paste.

There occur hololeucocrate trachyandesites also.

These are completely wanting in melanocrate minerals. The phenocrysts of these rocks are formed of a zoned plagioclase which, in some samples, varies in composition from a labradorite with about 70% An in the nucleous, to 50% An in the most external zone, and in other samples between 60% An in the nucleous and 25% An in the zone.

The felspar microlites in the paste have the same composition as the zones; there sometimes occurs glass in the paste.

The types of trachyandesites which contain melanocrate minerals as well, and which might be considered as normal in this region, always have either plagioclase phenocrysts or no phenocrysts at all.

The composition of the phenocrysts varies between 70% respectively 50% An in the nucleous and 12% respectively 5% An in the most external zone.

The plagioclase in the paste varies between 60% An and 12% An when zoned, and when it is not zoned it is an albite oligoclase with 10% Anortite.

In the rocks with a more acid plagioclase felspar, the melanocrate minerals are a diopside, while in those with a more basic plagioclase felspar, they are an augite or an olivine. These last minerals are transformed together with the growth of the acidity of the last period of crystallisation of the rocks; the first into common hornblende, and the second into iddingsite.

The magnetite and apatite are very frequent in these rocks.

We consider the types of trachyandesites, without phenocrysts, with the felspar varying betwenn 60% An in the nucleous and 30% An in the most external zone, and with olivine, as a transition towards trachydolerites.

The trachydolerites present the most varied constitutional facies.

It is interesting to note that through the trachydolerietes are more basic than the trachyandesites, yet they contain an important quantity of potassic felspar, showing by this that they form a part of the alkaline magma.

The classification of those trachydolerites which do not contain potassic felspar, among the alkaline rocks is based only on the fact of their association in field with undoubted alkaline rocks.

The types of the most acid end of the series are the rocks that have phenocrysts of plagioclase only.

Among these are to be remarked hololeucocratic trachydolerites, formed of phenocrysts of basic labradorite with about

Institutul Geologic al României

60—70% An, floating in a paste of plagioclase microlites with 55% An. The plagioclase felspar crystals are corroded and healed, or surrounded by a narrow zone of potassic felspar.

Excepting some chlorite and much magnetite, there do not occur any melanocrate minerals in these rocks.

Then come somewhat more basic trachytedolerites, the phenocrysts of which are formed of felspar only. The felspar of the phenocrysts is a zoned plagioclase, having a composition of 75% An in the nucleous and going down as far as 20% An in the most external zone. The phenocrysts are corroded and healed by potassic felspar.

The paste of these rocks has an intersertal structure and is formed of plagioclase microlites, zoned, with 55% An in the nucleous and 20% in the most external zone, of magnesian hedenbergitic diopside and magnetite.

A third type is formed of unzoned phenocrysts of plagioclase, with the composition of a labradorite with 60—70% An, floating in a paste with a structure between hyalopitic and trachytic, formed of very many microlites of plagioclase, magnesian diopside, magnetite, chlorite and glass.

A fourth type of trachydolerietes is formed of plagioclase phenocrysts with about 60% An, very few phenocrysts of sanidine, floating in a paste formed of microlites of plagioclase, augitic diopsite to magnesian diopsite and glass.

On the slopes of the Djebel Boura, there occur dykes formed of a fifth kind of trachydolerites. It is a rock formed of phenocrysts of plagioclase and olivine which float in a paste formed of plagioclase, olivine and a large quantity of brown-black glass.

The plagioclase is a labradorite with 60% An.

Finally, in the region of Sanaa there occur still two types of trachydolerites.

One of these is formed of zoned phenocrysts of diallage-diopside and basic labradorite which float in a paste, with a very small trachytic structure, formed of microlites of labradorite, diallage-diopside, magnetite and patches of allotriomorphic orthoclase.

This type of trachydolerite has numerous constitutional and structural facies, as for instance, a rock similar to the one mentioned above, but without orthoclase and having an intersertal structure of the paste, or a rock, the pyroxene of which is a magnesian diopside.

The other type of trachydolerite in the region of Sanaa is a rock formed of magnesian diopside phenocrysts, surrounded by a

Institutul Geologic al României

zone of augitic diopside, which float in a paste with an almost intersertal structure, formed of microlites with 55—50% An, of augitic-diopside and magnetite. And this trachydolerite has some constitutional facies characterised by the fact that their pyroxene is wholly an augitic diopside.

* * *

The general conclusion to be drawn from this summarised description are:

I. That weare dealing with a region of alkaline rocks, with a tendency to alkali-lime in some places.

II. That the alkaline character of the rocks is better seen, in the first place, in the deep rocks and the filonians, in the second place, in the basic effusive rocks and much less in the intermediary rocks.

III. That the character of this region of alkaline rocks is especially sodic.

IV. In spite of the alkalinity and the richness in ironandsoda of these rocks, the want of sodic amphibole and pyroxenes is ramarcable, a fact which causes the rock to remain hololeucocrate in the majority of cases (acid rocks, intermediary and many basic rocks), or to appear as black metasilicates, ferromagnesian minerals.

V. RELATIONS AND COMPARISONS BETWEEN THE ROCKS IN THE REGION OF YEMEN AND THE POST-LIASIC ROCKS IN THE EAST AFRICAN GREAT ZONE OF FRACTURES.

A comparison between the rocks studied by us in the region of Hodeida-Sanaa in Yemen and those of the East African Great zone of fractures, must comprise only the post liasic rocks of this region, since they are the only ones that are formed by the same geological phenomena and have the same alkaline character as those of the Yemen.

To simplify things, we shall divide the totality of rocks studied into three groups: granitic, monzonite-syenitic and essexite-basaltic rocks.

* * *

Institutul Geologic al României

LACROIX [1]) has established two great divisions for the granitic post liasic rocks in Madagascar.

A series of granitic rocks with a distinct alkaline character, in medium essentially sodic; these are the rocks in the petrographical province of Ampasindava.

A second series with more or less pronounced alkaline-lime affinities, comprising malgashe rocks, litologically related to those in Ampasindava.

The granitic series in Ampasindava is divided into two parts [2]).

1 a. One of the series contains no granite at all, and with the exception of nordmarkite which being quartz-syenite, makes the transition to syenite, comprises rhyolitoides, pitchstones and bostonites. The characteristic feature of this series is the predominance of potash over soda.

1 b. In the other series, on the contrary, the granites form the more important types. The rocks in the second series of granitic rocks in Ampasindava are characterised by the presence of a large quantity of ferro-sodic metasilicates: aegirine, riebeckite and laneite. Their felspar is microperthitic.

From a chemical point of view, the relation between the rocks of these two series is evident if we compare their magmatic parametres, calculated according to the method of the American petrographs [3]).

In the following table (Table No. 2) the parameters of these two series in comparison with the parameters of the granitic rocks in Yemen studied in the present work, are given.

The dates of the first two columns are taken from LACROIX [4]).

From this table, besides the fact that it is easily seen that the granitic rocks in the Yemen are closely related among themselves, it can still be seen that chemically they are very closely related to the rocks in the second granitic series in the petrographical province of Ampasindava.

The difference between the granitic rocks in the Yemen and these of the second granitic series in the province of Ampasindava, on the one hand, and the granitic rocks of the first series in the province of Ampasindava on the other, lies almost only in the mis-match of proportion between the leucocrate and melanocrate constituents, which is dosalic, in the Yemen rocks

[1]) LACROIX, Minéralogie de Madagascar. Tome III, p. 174, 1923.

[2]) LACROIX, loc. cit., p. 176.

[3]) W. CROSS, J. IDDINGS, L. PIRSSON, H. WASHINGTON, Quantitative classification of Igneous Rocks. 1903.

[4]) A. LACROIX, loc. cit., p. 177—78.

Institutul Geologic al României

and those of the second series of Ampasindava, and persalic in those of the first series in the some region.

TABLE No. 1

COMPARISON BETWEN THE GRANITIC ROCKS IN THE PROVINCE OF AMPASINDAVA AND THOSE IN YEMEN*)

No.	First granitic series of A. LACROIX		No.	Second granitic series of A. LACROIX		No.	Granitic rocks of Yemen studied in the present work	
206	*Microgranite* (Quartz bostonite)	I. '4. 1. (3)4	179	*Riebeckite and aegirine granite*	II. 3. 1(3). 4	A 48	*Granite*	II. 4. 1. 3
			181		II. 3. 1. 4	A 25	*Laurwikitic porphyry*	II. 4(3). 1. 4
297	*Ryolith*	I. 4. 1(2). 3	186	*Riband like dyks of fasibitikite*	I. 4'. 1. 3	A 7	*Quartz bostonite*	II. 4. 1. 3
298	*Ryolithoid*	I. 4. 1'. 3	188	aplitic zone with zirc.	II. 3'. 1. 3	A 14	*Quartz albitic bostonite*	II. 4(5). 2. 4
299	*Pitchstone*	I. (3)4. 1. (3)4	191	with orthoclase	I'. 3. 1'. '4			
453	*Spherulitic pitchstone*	I(II). (3)4. 1'. 3	194	with albite	II'. 3. 1. 4	A 64	*Albitic bostonite*	II. 5. 1. 4
210	*Nordmarkite*	I'. 4. 1'. 3	196		II(III). (3)4. 1. 4	A 11	*Comendite*	II. 3(2). 1. 3(2)
454	*Micronordmarkite*	I(II). 4'. 1. (3)4	199	*Grorudite with riebeckite*	I(II). 3(4). 1. 3(4)	A 20	*Vitrous comendite*	II. 3(2). 1. (3)2
202	*Granite with hornblende*	I'. 4(5). 2. 3	200	*Microgranite with aegirin*	I. 4. 1. '4			
			201	*Microgranite with aegirin a. riebeckite*	'II. 4. 1. '4			
			176	*Granite with laneite*	I(II). 4. 1. 3'			
			178	*Lindinosite*	III. 3. 1'. 2			

*) The nombers in the first and second column show the nombers of analysis from A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Edit. Soc. d'Edit. Géogr.* etc. *Paris (VI) 17. Rue Jacob, 1923*. Because in this work is indicated the complete literature, we dispense us to give for every analysis the author and the special work in wich the analysis is published.

The nombers in the third column show the nomber of the rock from Yemen, wich is to find in the Colection of the Geological Survey of Roumania in Bucarest.

The calculation of the chemical formula, according to OSANN,

Institutul Geologic al României

gives a clearer idea of this relation and puts in evidence some differences.

In the following table (Table No. 2) are given, according to OSANN, the characteristics of the two series of rocks in the province of Ampasindava and of the series of rocks in the Yemen.

From this table, as also from the projections on the triangle of OSANN (plate I), the close relation between the granitic rocks in Yemen and these of the second series in Ampasindava is seen.

Almost all these rocks project themselves in sextant III of OSANN triangle, therefore in both these series the ferro-meganesian element is richly represented. The felspar bearing lime is in far all these rocks reduced at zero (c_0). Light lime alcalic shade occurs however in some of the granitic rocks in Yemen (A11: comendite; A14: albitic quartz bostonite).

In spite of these great chemical resemblances between the two magmas, there is a fundamental difference in their mineralogica composition.

The rocks in the 2-nd series of granites in Ampasindava are characterised by the abundant presence of ferrosodic metasilicates (riebeckite, aegirine, laneite) which in lindinosite (LACROIX. loc. cit., analysis No. 178) form more than half the rock, whereas the characteristic of the granitic rocks of Yemen is just the complete want of melanocrate mineral of any kind.

The dosalic character of both magmas has not the same result, from a mineralogical point of view. For the rocks in Ampasindavaf the diminuation of the proportion sal: fem gives an abundance of ferrosodic metasilicates, while, in the Yemen rocks, a like proportion remains withhout effect, from this point of view.

In the consolidation period there were other factors which influenced in a destructive sense the acmite molecules, virtually existing in most of these rocks.

We consider this character, which will show itself in the neutral rocks and in some of the more basic ones, as a distinct petrographical character of the Yemen.

* * *

The granitic rocks, in the other malgashe region, lithologically related to the rocks in the petrographical province of Ampasindava, differ from the Yemen rocks by the fact that they are the same as those of the granitic series of Ampasindava. Their character is persalic, while that of the Yemen rocks is dosalic.

Institutul Geologic al României

In table No. 3 are given the magmatic parameters of the rocks, calculated according to the method of the American petrographs for the rocks in the I-st series of granitic rocks in Am-

TABLE No. 2

COMPARISON BETWEN THE GRANITIC ROCKS IN THE PROVINCE OF AMPASINDAVA AND THOSE IN YEMEN *)

No.	First granitic series of A. LACROIX		No.	Second granitic series of A. LACROIX		No.	Granitic rocks of Yemen studied the present work	
206	*Microgranite* (Quartz bostonite)	$a_{24\cdot0}\ c_0\ f_{8\cdot0}$	179	*Granite with riebeckite and aegirine*	$a_{13\cdot0}\ c_0\ f_{17\cdot0}$	A 48	*Granite*	$a_{12\cdot4}\ c_0\ f_{17\cdot6}$
297	*Ryolith*	$a_{20\cdot5}\ c_{2\cdot8}\ f_{8\cdot7}$	181		$a_{7\cdot3}\ c_0\ f_{22\cdot7}$	A 25	*Laurwikitic porphyry*	$a_{10\cdot4}\ c_0\ f_{19\cdot6}$
298	*Ryolithoid*	$a_{20\cdot3}\ c_{2\cdot1}\ f_{2\cdot6}$	186	*Riband like dyks of fasibitikite*	$a_{0\cdot5}\ c_0\ f_{29\cdot5}$	A 7	*Quartz bostonite*	$a_{11\cdot5}\ c_{1\cdot2}\ f_{17\cdot3}$
299	*Pitchstone*	$a_{22\cdot6}\ c_{2\cdot7}\ f_{4\cdot7}$	188	*Riband like dyks of fasibitikite* — aplitic zone with zirc.	$a_{10\cdot7}\ c_0\ f_{19\cdot3}$	A 14	*Quartz albitic bostonite*	$a_{7\cdot5}\ c_{1\cdot9}\ f_{20\cdot6}$
453	*Spherulitic pitchstone*	$a_{14\cdot9}\ c_{1\cdot1}\ f_{14\cdot0}$	191	*Riband like dyks of fasibitikite* — with orthoclase	$a_{10\cdot4}\ c_0\ f_{19\cdot8}$	A 64	*Albitic bostonite*	$a_{15\cdot2}\ c_0\ f_{14\cdot8}$
210	*Nordmarkite*	$a_{19\cdot4}\ c_{1\cdot0}\ f_{9\cdot6}$	194	*Riband like dyks of fasibitikite* — with albite	$a_{6\cdot3}\ c_0\ f_{23\cdot7}$	A 11	*Commendite*	$a_{8\cdot4}\ c_{3\cdot2}\ f_{18\cdot4}$
454	*Micronordmarkite*	$a_{18\cdot6}\ c_{2\cdot0}\ f_{10\cdot0}$	196		$a_{6\cdot9}\ c_0\ f_{23\cdot1}$	A 20	*Vitrous commendite*	$a_{8\cdot8}\ c_0\ f_{21\cdot4}$
202	*Granite with hornblende*	$a_{15\cdot7}\ c_{5\cdot1}\ f_{9\cdot2}$	199	*Grorudite with riebeckite*	$a_{13\cdot1}\ c_0\ f_{16\cdot9}$			
			200	*Microgranite with aegirine*	$a_{20\cdot1}\ c_{1\cdot4}\ f_{8\cdot5}$			
			201	*Microgranite with aegirine and riebeckite*	$a_{15\cdot0}\ c_0\ f_{15\cdot0}$			
			176	*Granite with laneite*	$a_{15\cdot2}\ c_0\ f_{14\cdot8}$			
			178	*Lindinosit*	$a_{6\cdot0}\ c_0\ f_{24\cdot0}$			

*) The nombers in the first and second column show the nombers of analysis from A. LACROIX. *Minéralogie de Madagascar 3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.* etc. *Paris (VI), 17 Rue Jacob, 1923.* Because in this work is indicated the complete literature, we dispense us to give for every analysis the author and the special work in wich the analysis is published.

The nombers in the third column show the nomber of the rock from Yemen, wich is to find in the Collection of the Geological Survey of Roumania in Bucarest.

Institutul Geologic al României

TABLE No. 3

COMPARISON BETWEN THE ROCKS OF THE FIRST GRANITIC SERIES IN THE PROVINCE OF AMPASINDAVA, THE GRANITIC ROCKS IN YEMEN AND THE GRANITIC ROCKS IN THE MALGASHE REGIONS WICH ARE LITHOLOGICALY RELATED THO THOSE IN AMPASINDAVA*)

No.	First granitic series of A. LACROIX		No.	Granitic rocks in the malgashe regions lithologicaly related to those in the province of Ampasindava		No.	Granitic rocks of Yemen studied in the present work	
206	*Microgranite* (Quartz bostonite)	I. ′4. 1. (3)4	304	*Ryolithoide*	I. 3. (1)2. 3	A 48	*Granite*	II. 4. 1. 3
297	*Ryolithe*	I. 4. 1(2). 3	459	*Ryolithe with aegirin*	I′. 4. 1. 4	A 25	*Laurwikitic porphyry*	II. 4(3). 1. 4
298	*Ryolithoide*	1. 4. 1′. 3	198	*Grorudite*	I(II). 4′. 1. 4	A 7	*Quartz bostonite*	II. 4. 1. 3
299	*Pitchstone*	I. (3)4. 1. (3)4	300	*Spherulitic ryolithoid*	I. 4. 1. 3(4)	A 14	*Quartz albitic bostonite*	II. 4(5). 2. 4
453	*Spherulitic pitchstone*	I(II). (3)4. 1′. 3	307	*Ryolithe*	I. (3)4. ′2. 3′	A 64	*Albitic bostonite*	II. 5. 1. 4
210	*Nordmarkite*	I′. 4. 1′. 3	309	*Ryolithe*	I. 4. ′2. 3′	A 11	*Commendite*	II. 3. 2. 3
454	*Micronordmarkite*	I(II). 4′. 1. (3)4				A 20	*Vitrophyric commendite*	II. 3(2). 1. 3(2)
202	*Granite with hornbl.*	I′. 4(5). 2. 3						

*) The nombres in the first and second column show the nombers of analysis from A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.*, etc. *Paris (VI), 17. Rue Jacob, 2923.* Because in this work is indicated the complete literature, we dispense us to give for every analysis the author and the special work in wich the analysis is published.

The nombers in the third column show the nomber of the rock from Yemen, wich is to find in the Collection of the Geological Survey of Roumania in Bucarest.

pasindava, for the granitic rocks in the malgashe regions, lithologically related to those of the pro-

Institutul Geologic al României

TABLE No. 4

COMPARISON BETWEN THE ROCKS OF THE FIRST GRANITIC SERIES IN THE PROVINCE OF AMPASINDAVA, THE GRANITIC ROCKS IN YEMEN AND THE GRANITIC ROCKS IN THE MALGASHE REGIONS WICH ARE LITHOLOGICALY RELATED THO THOSE IN AMPASINDAVA

No.	First granitic series of A. LACROIX		No.	Granitic rocks in the malgashe regions lithologicaly related to those in the province of Ampasindava		No.	Granitic rocks in Yemen studied in the present work	
206	*Microgranite* (Quartz bostonite)	$a_{24\cdot0}\ c_0\ f_{6\cdot0}$	304	*Ryolithoide*	$a_{17\cdot1}\ c_{2\cdot7}\ f_{10\cdot2}$	A 48	*Granite*	$a_{12\cdot4}\ c_0\ f_{17\cdot6}$
297	*Ryolithe*	$a_{20\cdot5}\ c_{2\cdot8}\ f_{6\cdot7}$	459	*Ryolithe with aegirin*	$a_{17\cdot7}\ c_{0\cdot7}\ f_{12\cdot3}$	A 25	*Laurwikitic porphyry*	$a_{10\cdot4}\ c_0\ f_{19\cdot6}$
298	*Ryolithoide*	$a_{20\cdot3}\ c_{2\cdot1}\ f_{2\cdot6}$	198	*Grorudite*	$a_{15\cdot7}\ c_0\ f_{14\cdot3}$	A 7	*Quartz bostonite*	$a_{11\cdot4}\ c_{1\cdot2}\ f_{17\cdot3}$
299	*Pitchstone*	$a_{22\cdot6}\ c_{2\cdot7}\ f_{4\cdot7}$	300	*Spherulitic Ryolithoide*	$a_{20\cdot3}\ c_{0\cdot7}\ f_{9\cdot0}$	A 14	*Quartz albitic bostonite*	$a_{7\cdot5}\ c_{1\cdot9}\ f_{20\cdot6}$
453	*Spherulitic pitchstone*	$a_{14\cdot9}\ c_{1\cdot1}\ f_{14\cdot0}$	307	*Ryolithe*	$a_{17\cdot6}\ c_{4\cdot8}\ f_{7\cdot6}$	A 64	*Albitic bostonite*	$a_{15\cdot2}\ c_0\ f_{14\cdot8}$
210	*Nordmarkite*	$a_{19\cdot1}\ c_{1\cdot0}\ f_{9\cdot6}$	309	*Ryolithe*	$a_{18\cdot1}\ c_{4\cdot3}\ f_{7\cdot6}$	A 11	*Commendite*	$a_{8\cdot4}\ c_{2\cdot2}\ f_{18\cdot4}$
454	*Micronordmarkite*	$a_{18\cdot0}\ c_{2\cdot0}\ f_{10\cdot0}$				A 20	*Vitrophyric commendite*	$a_{8\cdot8}\ c_0\ f_{21\cdot4}$
202	*Granite with hornblende*	$a_{15\cdot7}\ c_{5\cdot1}\ f_{9\cdot2}$						

[1]) The nombers in the first and second column show the nombers of analysis from A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.*, etc. *Paris (VI), 17 Rue Jacob, 1923.* Because in this work is indicated the complete literature, we dispense us to give for every analysis the author and the special work in wich the analysis is published.

The nombers in the third column show the nomber of the rock from Yemen, wich is to find in the Collection of the Geological Survey of Roumania in Bucarest.

The calculation of the formula of the rocks, followed by their projection of Ampasindava, and for the granitic rocks in Yemen.

Institutul Geologic al României

tion, according to OSSANN's method, gives the following very intuitive result (Table No. 4, plate I).

TABLE No. 5

COMPARISON BETWEN THE ROCKS OF THE SECOND GRANITIC SERIES IN THE PROVINCE OF AMPASINDAVA, THE GRANITIC ROCKS IN YEMEN AND THE GRANITIC ROCKS IN THE MALGASHE REGIONS WICH ARE LITHOLOGICALY NOT RELATED TO THOSE IN AMPASINDAVA*

No.	Granitic roks of the second series in Ampasindava of A. LACROIX		No.	Granitic rocks in the malgashe regions vich are lithologicaly not related to those in Ampasindava (First series)		No.	Granitic rocks in Yemen studied in the present work	
179	*Granite with aegirin and riebeckite*	II. 3. 1. (3)4	177	*Granite with aegirin*	I(II). 4. 1. '4	A 48	*Granite*	II. 4. 1. 3
181		II. 3. 1. 4	302	*Pantelerite*	'II. 3. 1. 2	A 25	*Laurwikitic porphyri*	II. 4(3). 1. 4
186	*Riband like dyks of fasibitikite*	I. 4'. 1. 3	303	*Pantelerite*	I(II). 3'. 1. 3	A 7	*Quartz bostonite*	II. 4. 1. 3
188	aplitic zone with zirc.	II. 3'. 1. 3	475	*Ryolithe*	I(II).3(4).'2.3(4)	A 14	*Quartz albitic bostonite*	II. 4(5). 2. 4
191	with orthoclase	I'. 3. 1'. '4				A 64	*Albitic bostonite*	II. 5. 1. 4
194	with albite	II'. 3. 1. 4				A 11	*Commendite*	II. 3. 2. 3
196		II(III). (3)4. 1. 4				A 20	*Vitrophyric commendite*	II. 3(2). 1. 3(2)
199	*Grorudite with riebeckite*	I(II). 3(4). 1. 3(4)						
200	*Microgranite with aegirin*	I. 4. 1. '4						
201	*Microgranite with aegirin aud riebeckite*	'II. 4. 1. '4						
176	*Granite wit hlaneite*	I(II). 4. 1. 3'						
178	*Lindinosite*	III. 3. 1. '2						

*) The nombers in the first and second column show the nombers of analysis from A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.*, etc. *Paris (VI), 17. Rue Jacob, 1923.* Because in this work is indicated the complete literature, we dispense us to give for every analysis the author and the special work in wich the analysis is published.

The nombers in the third column show the nomber of the rock from Yemen, wich is to find in the Collection of the Geological Survey of Roumania in Bucarest.

The malgashe granitic rocks, litholigically related to those

Institutul Geologic al României

of Ampasindava are all projected in sextant I of OSANN's triangle (plate I) while the granitic rocks in the Yemen are projected in sextant III.

* * *

TABLE No. 6

COMPARISON BETWEN THE ROCKS OF THE SECOND GRANITIC SERIES IN THE PROVINCE OF AMPASINDAVA, THE GRANITIC ROCKS IN YEMEN AND THE GRANITIC ROCKS IN THE MALGASHE REGIONS WICH ARE LITHOLOGICALY NOT RELATED TO THOSE IN AMPASINDAVA *)

No.	Graoitic rocks of the second series in Ampasindava of A. LACROIX		No.	Granitic rocks in the malgashe regions wich are lithologicaly not related to those in Ampasindava (First series)		No.	Granitic rocks in Yemen studied in the present work	
179	*Granite with riebeckite and aegirin*	$a_{13\cdot0}\ c_0\ f_{17\cdot0}$	176	*Granite with laneite*	$a_{15\cdot2}\ c_0\ f_{14\cdot8}$	A 48	*Granite*	$a_{13\cdot4}\ c_0\ f_{17\cdot6}$
		$a_{7\cdot3}\ c_0\ f_{22\cdot7}$	178	*Lindinosit*	$a_{6\cdot0}\ c_0\ f_{24\cdot0}$	A 25	*Laurwikitic porphyri*	$a_{10\cdot4}\ c_0\ f_{19\cdot6}$
181		$a_{0\cdot5}\ c_0\ f_{29\cdot5}$	177	*Granite with aegirin*	$a_{14\cdot2}\ c_0\ f_{15\cdot8}$	A 7	*Quartz bostonite*	$a_{11\cdot5}\ c_{1\cdot2}\ f_{17\cdot3}$
186	*Ryband like dyks of fasbitikite* — aplitic zone with zirc.	$a_{10\cdot7}\ c_0 f_{19\cdot3}$	302	*Pantellerite*	$a_{14\cdot9}\ c_0\ f_{15\cdot1}$	A 14	*Quartz albitic bostonite*	$a_{7\cdot5}\ c_{1\cdot9}\ f_{20\cdot6}$
188			303	*Pantellerite*	$a_{11\cdot9}\ c_0\ f_{18\cdot1}$			
191	wirt orth.	$a_{10\cdot2}\ c_0\ f_{19\cdot8}$	475	*Ryolithe*	$a_{13\cdot4}\ c_{3\cdot5}\ f_{13\cdot1}$	A 64	*Albitic bostonite*	$a_{15\cdot2}\ c_0\ f_{14\cdot8}$
194	wirt alb.	$a_{6\cdot3}\ c_0\ f_{23\cdot7}$				A 11	*Commendite*	$a_{8\cdot4}\ c_{3\cdot2}\ f_{18\cdot4}$
196		$a_{6\cdot9}\ c_0\ f_{23\cdot1}$				A 20	*Vitrophyric commendite*	$a_{8\cdot8}\ c_0\ f_{21\cdot2}$
199	*Grorudite with riebeckite*	$a_{13\cdot1}\ c_0\ f_{16\cdot9}$						
200	*Microgranite with aegirin*	$a_{20\cdot1}\ c_{1\cdot4}\ f_{8\cdot5}$						
201	*Microgranite with aegirin and riebeckite*	$a_{15\cdot0}\ c_0\ f_{15\cdot0}$						

*) The nombers in the first and second column show the nombers of analysis from A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.*, etc. *Paris (VI), 17. Rue Jacob, 1923.* Because in this work is indicated the complete literature, we dispense us to give for every analysis the author and the special work in wich the analysis is published.

The nombers in the third column show the nomber of the roch from Yemen, wich is tho find in the Colection of the Geological Survey of Rumania in Bucarest.

Institutul Geologic al României

If we consider the rocks having no lithological relation to those of the province of Ampasindava[1]), we can distinguish two categories here too.

a) A category of granitic rocks with a certain resemblance to the 2-nd granitic seriees in Ampasindava, and, therefore, with the Yemen rocks; and b) a second category more numerous with characters like those

TABLE No. 7

COMPARISON BETWEN THE ROCKS OF THE FIRST GRANITIC SERIES IN AMPASINDAVA AND THOSE OF THE SECOND SERIES OF MALGASHE ROCKS WICH ARE LITHOLOGICALY NOT RELATED WITH THEM*)

No.	First granitic series in Ampasindava of A. LACROIX		No.	Granitic rocks of the second series of malgashe rocks wich are lithologicaly not related to those in Ampasindava	
206	*Microgranite* (Quartz bostonite)	I. '4. 1. (3)4	294	*Ryolithe*	I 3'. 1'. 3
			204	*Ryolithe*	I. 4. 1. 3
297	*Ryolithe*	I. 4. 1(2). 3	305	*Perlite*	I. 3. '2. 3
298	*Ryolithoide*	I. 4. 1'. 3	205	*Microgranite*	I. 3. '2. 3
299	*Pitchstone*	I. (3)4. 1. (3)4	474	*Pitchstone*	I. (3)4. (1)2. 3
453	*Spherulitic Pitchstone*	I(II). (3)4. 1'. 3	475	*Ryolithe*	I(II). 3(4).' 2. 3(4)
210 bis	*Nordmarkite*	I'. 4. 1'. 3	295	*Ryolithe*	I. 3. 1(2). '3
454	*Micronordmarkite*	I(II). 4'. 1. (3)4	293	*Ryolithoide*	I. 3. 1. '2
202	*Granite with Hornblende*	I'. 4(5). 2. 3	203	*Microgranite*	I. 3. 1. 3
			306	*Pichstone*	I. 3'. 2. 3
			296	*Ryolithoide*	I. 3'. 1. 2(3)
			495	*Ryolithe*	I. 3(4). 1. 3

*) The nombers in the first and second column show the nombers of analysis from A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.*, etc. *Paris (VI), 17. Rue Jacob, 1923.* Because in this work is indicated the complete literature, we dispense us to give for every analysis the author and the special work in wich the analysis is published.

of the granitic rocks of the I-st series in the province of Ampasindava, consequently different from the Yemen rocks.

In table No. 5 are shown the magmatic parameters, calculated according

[1]) A. LACROIX, loc. cit., p. 205 ssq.

Institutul Geologic al României

to the method of American petrographs, for the granitic rocks in the 2-nd. series of Ampasindava and for the I st. of the two categories, mentioned above, of malgashe rocks not related to the Ampasindava rocks.

Here is a comparison of the rocks parameters, calculated according to OSANN (table 6) and their projection in the triangle (plate I.).

TABLE No. 8

COMPARISON BETWEN THE ROCKS OF THE FIRST GRANITIC SERIES IN AMPASINDAVA AND THOSE OF THE SECOND SERIES OF MALGASHE ROCKS WICH ARE LITHOLOGICALY NOT RELATED WITH THEM*)

No.	First granitic series in Ampisindava of A. LACROIX		No.	Granitic rocks of the second series of malgashe rocks wich are litholologicaly not related to those in Ampasindava	
206	*Microgranite* (Quartz bostonite)	$a_{.24\cdot0}\ c_0\ f_{6\cdot0}$	294	*Ryolithe*	$a_{24\cdot1}\ c_{1\cdot7}\ f_{4\cdot2}$
297	*Ryolithe*	$a_{20\cdot5}\ c_{2\cdot8}\ f_{6\cdot7}$	204	*Ryolithe*	$a_{19\cdot8}\ c_{2\cdot1}\ f_{8\cdot1}$
298	*Ryolithoide*	$a_{20\cdot3}\ c_{2\cdot1}\ f_{2\cdot6}$	305	*Perlite*	$a_{18\cdot7}\ c_{4\cdot7}\ f_{6\cdot6}$
299	*Pitchstone*	$a_{22\cdot6}\ c_{2\cdot7}\ f_{4\cdot7}$	205	*Microgranite*	$a_{20\cdot2}\ c_{2\cdot5}\ f_{7\cdot3}$
453	*Spherulitic pitchstone*	$a_{14\cdot9}\ c_{1\cdot1}\ f_{14\cdot0}$	474	*Pitchstone*	$a_{17\cdot6}\ c_{2\cdot9}\ f_{9\cdot5}$
210 bis	*Nordmarkite*	$a_{19\cdot4}\ c_{1\cdot0}\ f_{9\cdot6}$	295	*Ryolithe*	$a_{22\cdot0}\ c_{3\cdot1}\ f_{4\cdot9}$
454	*Micronordmarkite*	$a_{18\cdot0}\ c_{2\cdot0}\ f_{10\cdot0}$	293	*Ryolithoide*	$a_{16\cdot6}\ c_{0\cdot4}\ f_{13\cdot0}$
202	*Granite with hornblende*	$a_{15\cdot7}\ c_{5\cdot1}\ f_{9\cdot2}$	203	*Microgranite*	$a_{20\cdot0}\ c_{1\cdot7}\ f_{8\cdot3}$
			306	*Pitchstone*	$a_{16\cdot6}\ c_{2\cdot3}\ f_{11\cdot1}$
			296	*Ryolithoide*	$a_{21\cdot7}\ c_{1\cdot2}\ f_{7\cdot1}$

*) The nombers in the first an second column show the nombers of analysis from A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc. d'Edit. Géogr.*, etc. *Paris (VI), 17. Rue Jacob, 1923.* Because in this work is indicated the complete literature, we dispense us to give for every analysis the author and the special work in wich the analysis is published.

By this table as by their projection in the triangle their relation can easly be seen.

The other granitic rocks in the malgashe provinces, not lithologically related to those in Ampasidava, resemble to the rocks of the I st. granitic series of this province, as can be seen by table no. 7.

The same likeness results from the calculations of their formules according to OSANN and from their respective projections (table no. 8).

Institutul Geologic al României

The I st. series of malgashe granitic rocks, which will be treated in this paragraph (table 5) has a dosalic character, therefore resembles the granitic rocks in the Yemen, and the 2 nd. series of the granitic rocks in Ampasidava, while the 2 nd. malgashe series (table 7), has a persalic character, consequently differs from the Yemen rocks, but resembles the rocks in the Ist. granitic series in Ampasindava.

The series of malgashe granitic rocks, resembling the granitic rocks in the Yemen (tables 6—7), are mineraligically different from thes latter. In fact, both the granite from the Ambohitrosy[1]) (Annal No. 177)

*TABLE No. 9 *)*

No.	Granitic rocks in the great Est-African rift zone (excepting Madagascar). Persalic series		No.	Granitic rocks in the great Est-African rift zone (Excepting Madagascar). Dosalic series	
A	*Ryolithoide* (St.-Paul Island)	I. 4. 1. 4	d	*Pantellerite vitrous* (Navaisha Lake, East Africa)	II. (3)4. 1. '3
A	*Pitchstone* (Kerguelen)	I. '4. (1)2. 4	e	*Pantellerite* (Nakuru Lake, East Africa)	II(III). 4'. 1. 3
c	*Pichstone* (Amba Berra, Tigré, Abyssinia)	I. 4. '2. 3(4)	f	*Pantellerite* (Lumboa, East Africa)	II(III). 4. 1. 4
a	*Ryolithe* (Samoite, Erithrea)	I. 4. '2. (3)4	B	*Pantellerite with aegirine* (Abysin.)	II. 3. 1. 3
			c	*Pantellerite obsidiane* (Fantale, Somali)	II(III). 2. 1. '3
			b	*Ryolithoide with aegirin* (Aden)	II. 4. 1. (3)4

*) The nombers in the first and second column show the nombers of analysis from A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc d'Edit. Géogr.*, etc. *Paris (VI), 17. Rue Jacob, 1923.* Because in this work is indicated the complete literature, we dispense us to give for every analysis the author and the special work in wich the analysis is published.

and the pantelerites from the intercalated pebbles in the claystones of the Ankazomihaloka[2]) (Annal. 302—303) and the rhyolite from Antsehoda[3]) (Annal 475), are rocks with expressed sodic amphiboles or pyroxenes, as is not the case with the granitic rocks in the Yemen. The same difference has been observed, concerning the

[1]) A. LACROIX, loc. cit., vol. II, p. 583.
[2]) A. LACROIX, loc. cit., vol. III, p. 7.
[3]) A. LACROIX, loc. cit., vol. IV, p. 213.

Institutul Geologic al României

granitic rocks in the 2 nd. series of Ampasindava, with which the granitic rocks of Yemen have also great chemical relations. The dosalic character has determined in the above rocks (No. 177, 302, 303, 475), the existence of ferro-sodic metasilicates, while in the Yemen not.

TABLE No. 10

No.	INTERMEDIATE SERIES	
A	*Pantellerite with aegirin* (Abyssinia)	I(II). 3. 1. 3′
a	*Pantellerite ryolithoide* (Aden)	I(II). 4. 1. 3′
c	*Ryolithoide* (Aden)	I(II). 4′. 1. 4

Passing on to the granitic rocks in the remainder of the East African zone of fractures, excepting Madagascar, we can distinguish 2 categories here as well.

TABLE No. 11

No.	Granitic rocks in the great East-African rift zone (excepting Madagascar) Persalic series		No.	Granitic rocks in the great East-African rift zone (excepting Madagascar) Dosalic series	
A	*Ryolithoide* (St. Paul Island)	$a_{18\cdot4}\ c_{2\cdot5}\ f_{9\cdot1}$	d	*Vitrous pantellerite* (Navaïsha Lake, East Africa)	$a_{8\cdot7}\ c_{0}\ f_{21\cdot3}$
A	*Pitchstone* (Kerguelen)	$a_{16\cdot3}\ c_{2\cdot5}\ f_{11\cdot2}$	e	*Pantellerite* (Nakuru Lake, East Africa)	$a_{8\cdot9}\ c_{0}\ f_{21\cdot1}$
c	*Pitchstone* (Abyssinia)	$a_{18\cdot8}\ c_{3\cdot8}\ f_{7\cdot4}$	f	*Pantellerite* (Lumboa, East Africa)	$a_{6\cdot6}\ c_{0}\ f_{23\cdot4}$
a	*Ryolithe* (Erithrea)	$a_{19\cdot9}\ c_{3\cdot6}\ f_{6\cdot5}$	B	*Pantellerite with aegirin* (Abyssinia)	$a_{11\cdot1}\ c_{0}\ f_{18\cdot9}$
			c	*Pantellerite obsidiane* (Fantale, Samoa)	$a_{6\cdot3}\ c_{0}\ f_{23\cdot7}$
			b	*Ryolithoid with aegirin* (Aden)	$a_{11\cdot8}\ c_{0}\ f_{18\cdot2}$

1°. A series of granitic rocks with a persalic character, spread out along the whole zone, and 2° a series of granitic rocks with a dosalic character having a similar extent (table 9).

Institutul Geologic al României

We might consider the granitic rocks in table 10 as intermediary types.

The formulas of these rocks, calculated according to OSANN, tables 11 and 12, and their projections in the triangle (plate I) further justify this division.

The chemical likeness between the granitic rocks with a dosalic character in all this zone (excepting Madagascar), and the rocks of Yemen, is easily seen by comparing the dates in tables 9 a. 11 with the corresponding dates of the granitic rocks in Yemen (see also plate I.).

It must be observed here that, although the dosalic series of granitic rocks in the East African great zone of fractures is chemically related to the granitic rocks of the Yemen, yet the first are rocks with very little ferro-sodic pyroxene or amphiboles, whilst the rocks in the Yemen are hololeucocrate.

TABLE No. 12

No.	INTERMEDIATE SERIES	
A	*Pantellerite with aegirin* (Abyssinia)	$a_{13\cdot2}\ c_0\ f_{16\cdot8}$
a	*Pantelleritic ryolithoide* (Aden)	$a_{15\cdot9}\ c_0\ f_{14\cdot2}$
c	*Ryolithoide* (Aden)	$a_{14\cdot1}\ c_0\ f_{15\cdot9}$

Besides the rocks, the analyses of which have been given above, there have been observed other granitic rocks in this great region.

Rocks resembling those of the Yemen are howewer few. Thus, does D'ARSANDAUX [1]) describe the comendites in the subemerged region between the towns of Massaua, Ankober and Berber (Afar-land near Somali), among which there are many wanting in melanocrate minerale.

Then BIER [2]) describes comendites without melanocrate minerals beside comendite with riebekite and aegirine-augite in the peninsula of Djebel-Ishan, South Arabia, near Aden.

---

[1]) D'ARSANDAUX, Contributions à l'étude des roches sodiques de l'Est Africain. CR. de l'Académie des de laris Sc. 1903, CXXX, VII, p. 196.

— Sur l'extension des roches alcalines daus le basin de l'Aouache, ibid., CXL, p. 449. — Contribution à l'étude des roches alcalines de l'Est Africain. CR. Sc. de la Mission Duchesne. — Fornet, Paris 1906.

[2]) BIER, Petrographische Untersuchung von Gesteinen aus Sud-Arabien. Denkschr. der Math.-natur. Klasse d. K. Akad. d. Wiss., Wien. Bd. LXXI, p. 303, 1906.

Institutul Geologic al României

It is worthy to note that these hololeucocrate comendites are met in a region very near in space to Yemen.

The general conclusions to be drawn, from all these comparisons concerning the granitic rocks in the Yemen are that, they are alkaline rocks, rich in soda and in iron, in some places a slight tendency towards an alkali-lime caracter, with soda predominating over potash, wanting in expressed melanocrate minerals, although the acmite molecule exists in most of them.

TABLE No. 13

COMPARISON BETWEN THE ALCALIC SYENITIC ROCKS IN AMPASINDAVA AND THE SYENITIC ROCKS IN YEMEN

No.	Syenitic rocks of the alcalic series in Ampasindava, of A. LACROIX		No.	Syenitic rocks in Yemen studied in the present work	
212	*Syenite with pyroxen*	II. 5. 1. 3′	A 68	*Alcalic hyalotrachyte*	I. 2. 3. 3
213	*Idem*	I. 5. (1)2. 3	A 128	*Felsitic alcali trachyte*	I. 4. 1. 3
216	*Idem*	I. (4)5. 1(2). 3	A 88	*Plagytrachite*	II. 4. 2. 3
455	*Trachyte*	I′. (4)5. 1. 3′			
324	*Idem*	I(II). 5. 1. ′4			
214	*Microsyenit with aegirin*	I′. 5. 1. 3′			
319	*Trachyte with aegirin*	I. 5. 1. (3)4			
219	*Sölvsbergite*	I. 5. 1. (3)4			
220	*Nephelinic sölvsbergite*	II. 5. 1. 4			

They are related to all the dosalic granitic rock in Madagascar and on all Arabo-East African zone of fractures.

They differ, however, from all these rocks by the want of expressed melanocrate minerals.

From this point of wiew, they resemble, however, to some of the rocks in the region neighbouring Aden-Socotra Isle, where the hololeucocrate rocks begin to be found side by side with rocks of ferro-sodic amphiboles and pyroxenes.

* * *

Institutul Geologic al României

If we pass on to the series of monzonite-syenitic rocks, the distinct characters of the Yemen rocks become less evident.

Of the numerous rocks of this nature in the province of Ampasindava, only a few resemble the Yemen rocks.

They are those of the series of alkali syenites [1]), (see table 13).

In spite of these, there are important differences.

The above rocks, from Ampasindava are generally more persalic than those of Yemen; the former are richer in felspar (perfelic) than the latter; the mentioned rocks of Madagascar are richer in alkali (peralcalic), whilst those of Yemen have an alkali-lime tendency.

TABLE No. 14

COMPARISON BETWEN THE ALCALIC SYENITIC ROCKS IN AMPASINDAVA AND THE SYENITIC ROCKS IN YEMEN

No.	Syenitic rocks of the alcalic series in Ampasindava of A. LACROIX		No.	Syenitic rocks in Yemen studied in the present work	
212	*Syenite with pyroxen*	$a_{14\cdot0}\ c_{0\cdot9}\ f_{15\cdot1}$	A 68	*Alcalic hyalotrachyte*	$a_{10\cdot4}\ c_{7\cdot8}\ f_{11\cdot8}$
213	*Idem*	$a_{18\cdot4}\ c_{2\cdot6}\ f_{9\cdot0}$	A 128	*Felsitic alcalitrachyte*	$a_{12\cdot6}\ c_{0}\ f_{17\cdot4}$
216	*Idem*	$a_{16\cdot2}\ c_{2\cdot0}\ f_{11\cdot9}$			
455	*Trachyte*	$a_{19\cdot2}\ c_{0\cdot6}\ f_{10\cdot2}$	A 88	*Plagitrachyte*	$a_{6\cdot7}\ c_{3\cdot1}\ f_{20\cdot2}$
324	*Idem*	$a_{16\cdot8}\ c_{1\cdot2}\ f_{12\cdot0}$			
214	*Microsyenite with aegirin*	$a_{20\cdot0}\ c_{1\cdot1}\ f_{8\cdot9}$			
319	*Trachyte with aegirin*	$a_{21\cdot8}\ c_{0\cdot7}\ f_{7\cdot5}$			
219	*Sölvsbergite*	$a_{19\cdot0}\ c_{2\cdot0}\ f_{9\cdot0}$			
220	*Nephelinic Sölvsbergite*	$a_{14\cdot0}\ c_{0}\ f_{15\cdot8}$			

The difference is better seen by the formulas of the rocks, calculated according to OSANN, table 14, and from the projection in the triangle (see plate III).

The great majority of the rocks in Ampasindava, mentioned above are poorer in iron, but richer in alkali than the corresponding rocks in the Yemen. They are projected in sector II, whilst the syenite rocks of Yemen are in sector III.

1) A. LACROIX, loc. cit., p. 17. The numbers of the analyses are taken from Lacroix.

Institutul Geologic al României

In spite of this, the Yemen rocks are completely wanting in melanocrate minerals, whilst the Ampasindava rocks, mentioned, have ferrosodic minerals.

The same characters distinguish the Yemen rocks from the malgashe monzonite-syenits lithologically related to the Yemen rocks (table 15).

TABLE No. 15

COMPARISON BETWEN THE MALGASHE SYENITIC ROCKS LITHOLOGICALY RELATED TO THE ROCKS IN AMPASINDAVA AND THE SYENITIC ROCKS IN YEMEN

No.	The malgashe syenitic works lithologicaly related to those in Ampasindava		No.	Syenitic rocks in Yemen studied in the present work	
325	*Trachytic pumice*	I(II). 5. (1)2.′ 5	A 68	*Alcalic hyalotrachyte*	I. 2. 3. 3
335	*Tinguaite*	I(II).5(6).(1)(2).4	A 128	*Felsitic alcalitrachyte*	I. 4. 1. 3
458 bis	*Micronordmarkite*	I. (4)5. 1′. 4			
216	*Idem*	I. (4)5. 1. (3)4	A 27	*Plagitrachyte*	II. 4. 2. 3
218	*Microsyenit with aegirin*	I. 5. 1′. 4			
234	*Tinguaite*	I′. 6. 1. ′4			
316	*Trachyte*	I.(4)5. 1(2). (3)4			
462	*Quarzic microsyenit with aegirin*	I′. (4)5. 1. 4			
327	*Trachyte with biotit*	I. (4)5. ′2. 4′			
326	*Trachyte with hornblende*	I(II. 5. 2. 4			
330	*Trachyte*	II. 5. 2. (3)4			

The distinguishing characters are bronght to the surface betterby the formulas of the rocks calculated according to OASNN (table 16) and by the projection in the triangle (plate II).

The malgashe syenite rocks lithologically related to the corresponding rocks in Ampasadinava are more accentuatedly persalic than the Yemen rocks.

In the formulas calculated according to OSANN, the felspatisable alkalies, in the named rocks, varies between $a_{22,7}$—$a_{25,8}$, whilst in the Yemen this quantity varies between $a_{6,7}$—$a_{12,6}$.

Institutul Geologic al României

Although the melanocrate element occurs in larger quantities in the Yemen rocks, to which $f_{11,8}$—$f_{20,2}$, than in the malgashe rocks in question here to which $f_{6,9}$—$f_{13,9}$ (with a rare exception to which $f_{18,8}$). Yet the syenite rocks in the Yemen are wanting in melanocrate minerals, whilst the malgashe rocks are rich in such minerals (be they ferro-sodic or ferro-magnesian).

* * *

In the malgash rocks not lithologically related to the rocks of Ampa-

TABLE No. 16

COMPARISON BETWEN THE MALGASHE SYENITIC ROCKS LITHOLOGICALY RELATED TO THE ROCKS IN AMPASINDAVA AND THE SYENITIC ROCKS IN YEMEN

No.	The malgashe syenitic rocks lithologicaly related to those in Ampasindava		No.	Syenitic rocks in Yemen studied in the present work	
325	*Trachytic pumice*	$a_{15\cdot8}\ c_{3\cdot3}\ f_{10\cdot9}$	A 68	*Alcalic hyalotrachyte*	$a_{10\cdot4}\ c_{7\cdot8}\ f_{11\cdot8}$
335	*Tinguaite*	$a_{16\cdot8}\ c_{2\cdot9}\ f_{10\cdot3}$	A 128	*Alcalic felsitic trachyte*	$a_{12\cdot6}\ c_{0}\ f_{17\cdot4}$
458 bis	*Micronordmarkite*	$a_{19\cdot8}\ c_{2\cdot2}\ f_{8\cdot0}$			
218	*Microsyenit with aegirin*	$a_{25\cdot8}\ c_{0\cdot2}\ f_{4\cdot0}$	A 88	*Plagitrachyte*	$a_{6\cdot7}\ c_{3\cdot1}\ f_{20\cdot2}$
234	*Tinguaite*	$a_{21\cdot4}\ c_{0}\ f_{8\cdot6}$			
316	*Trachyte*	$a_{20\cdot9}\ c_{2\cdot5}\ f_{6\cdot6}$			
462	*Microsyenite with quartz and aegirine*	$a_{18\cdot6}\ c_{0\cdot2}\ f_{11\cdot1}$			
327	*Trachyte with biotite*	$a_{18\cdot9}\ c_{5\cdot1}\ f_{6\cdot0}$			
326	*Trachyte with hornblende*	$a_{13\cdot7}\ c_{3\cdot5}\ f_{18\cdot8}$			
330	*Trachyte*	$a_{12\cdot7}\ c_{3\cdot4}\ f_{13\cdot9}$			

sindava, we meet the same distinguishing characters towards the Yemen rocks (table 18).

These malgashe rocks have the same persalic character as the Yemen rocks. But here, as in the prceding malgashe syenite series, the malgashe rocks have a much richer felspathisable alkali than the Yemen rocks ($a_{15,8}$—$a_{19,1}$), whilst although the melanocrate element is richer in

Institutul Geologic al României

TABLE No. 17

COMPARISON BETWEN THE MALGASHE SYENITIC ROCKS LITHOLOGICALY NOT RELATED TO THOSE IN AMPASINDAVA AND THE SYENITIC ROCK IN YEMEN*)

No.	Malgashe syenitic rocks lithologicaly non related to those in Ampasindava			No.	Syenitic rocks in Yemen studied in the present work		
470	*Micronordmarkite*	I'. 4. (1)2. 3(4)	$a_{19\cdot1}\ c_{1\cdot9}\ f_{9\cdot0}$	A 68	*Alcalic hyalotrachyte*	I. 2. 3. 3	$a_{10\cdot4}\ c_{7\cdot8}\ f_{11\cdot8}$
314	*Quarzic trachyte*	I'. 4'. 1. 3	$a_{15\cdot8}\ c_{0\cdot8}\ f_{13\cdot4}$	A 128	*Felsitic alcalitrachyte*	I. 4. 1. 3	$a_{12\cdot6}\ c_{0}\ f_{17\cdot4}$
				A 27	*Plagitrachyte*	II. 4. 2. 3	$a_{6\cdot7}\ c_{3\cdot1}\ f_{20\cdot2}$

TABLE No. 18

COMPARISON BETWEN THE SYENITIC ROCKS IN ADEN AND THE SYENITIC ROCKS IN YEMEN*)

No.	Syenitic rocks in the region of Aden, after A. LACROIX			No.	Syenitic rocks in Yemen studied in the present work		
d	*Trachyte*	'II. '5. 1. 4	$a_{12\cdot2}\ c_{0\cdot8}\ f_{17\cdot0}$	A 68	*Alcalic hyalotrachyte*	I. 2. 3. 3	$a_{10\cdot4}\ c_{9\cdot8}\ f_{11\cdot8}$
e	*Idem*	'II. '5. 1. 4	$a_{11\cdot1}\ c_{0\cdot5}\ f_{18\cdot4}$	A 128	*Felsitic alcalitrachyte*	I. 4. 1. 3	$a_{12\cdot6}\ c_{0}\ f_{17\cdot4}$
				A 27	*Plagitrachyte*	II. 4. 2. 3	$a_{6\cdot7}\ c_{3\cdot1}\ f_{20\cdot2}$

*) The nombers in the first column show the nombers of analysis from A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar, 3 vol. Ed. Soc. d'Edit Géogr.*, etc. *Paris (VI), 17. Rue Jacob, 1923.* Because in this work is indicated the complete literature, we dispense us to give for every analysis the author and the special work in wich the analysis is published.

The nombers in the fourt column show the nomber of the rock from Yemen, wich is tho find in the Colection of the Geological Survey of Roumania in Bucarest.

the Yemen rocks than in the malgashe rocks, (Yemen $f_{11'2}$—$f_{20:2}$ for the malgashe $f_{9\cdot0}$—$f_{13\cdot4}$). Yet the malgashe rocks have melanocrate minerals and the Yemen have not.

Institutul Geologic al României

Compared with the syenite rocks in the rest of the Arabo-East-African great zone of fractures, the syenite rocks of Yemen there occur some resemblances which seem to allow us to conclude, that as we get nearer to Yemen we find relations with the rocks in that region.

For instance, the trachytes in Aden, analysed by MANASSE [1]) are very close to those of Yemen, (see table 18, analyses *d* and *e* are taken from LACROIX loc. cit., p. 277).

In fact, though their character is no longer persalic, the quantity of felspathisable alkali is about the same in both kinds of rocks, and also the quantity of melanocrate mineral, but the Aden rocks are some what more alkaline.

PELICAN signals alkali syenite porphyries on the South — East slopes of Djebel Kubeher on the Island of Socotra. They are formed of a paste of orthoclase and albite microlites in the shape of rods, some chlorite, epidote, zoizite and iron ore. In the paste there float phenocrysts of orthoclase and plagioclase. Also in the Island of Socota, at the Dimala Pass, PELICAN describes a so-called Umpektite porphyry formed of orthoclase phenocrysts, in a paste of orthoclase, with a trachytoid structure with small particles of iron ore, mica scales and pseudomorphoses of black ore left by an amphibole that has d'sappeared.

Worthy of note is the great analogy between the sodic-alkaline syenite porphyries in Yemen, studied in the present work, and the alkaline syenite porphyries of the Island of Socotra, described by PELICAN.

If in these latter rocks there occur phenocrysts of orthoclase and acid plagioclase, the Yemen syenit porphyries have phenocrists of acid plagioclas surounded by wide zones of microperthitic orthoclase, rich in albite.

In the Socotra rock the paste is formed of rods of orthoclase and albite, and in the corresponding Yemen rocks, the paste is formed of quartz and microperthitic orthoclase, rich in albite.

Surely, only the presence of the quartz prevents the rock having a trachytic structure.

And these rocks as well as the rocks of Aden, mentioned above, are more alkaline than their correspondents in Yemen.

The hololeucocrat character is common to both, those of Socotra and those of Yemen.

* * *

The Essexitic-basaltic rocks in the Arabo-East African region of fractures have a consanguinity more accentuated

[1]) E. MANASSE, Rocce Eritree e di Aden. Proc.-verbal Soc. Tosc. Scienz, nat., tome XXIV, 1908.

Institutul Geologic al României

for the whole region that the more acid rocks have it among themselves.

Great majority belongs to Class III (Salfemic), less to Class II (dosalic) and generally of order 3 (alkalicalcic) and of order 4 (docalcic).

TABLE No. 19

TRACHYANDESITES AND TRACHYDOLERITES IN YEMEN

No.			
A 16	*Hololeucocratic trachyandesite*	III. 5. 2. 5	$a_{4.5}\ c_{1.2}\ f_{24.3}$
A 99	*Idem*	III. 5. 1. 4	$a_{8.1}\ c_{0}\ f_{21.9}$
A 151	*Trachyandesite*	II. 4. 4. 3	$a_{1.7}\ c_{7.7}\ f_{20.6}$
A 34	*Hololeucocratic trachydolerite*	I. 3. 1. 4(3)	$a_{14.2}\ c_{0}\ f_{15.8}$
A 97	*Trachydolerite*	III. 5. 2. 4	$a_{7.6}\ c_{2.6}\ f_{19.8}$
A 10	*Trachydolerite*	II. 5. 3. 4	$a_{4.3}\ c_{4.5}\ f_{21.2}$
A 125	*Trachydolerite*	IV. 5. 4. 4	$a_{1.2}\ c_{3.1}\ f_{25.7}$

Projected in the triangle of OSANN they localise themselves in a confined space, defined by the limites $a_{1.0}$—$a_{5.0}$, $c_{2.0}$—$c_{5.0}$, $f_{21.0}$—$f_{26.0}$ with small oscillation in alt directions (see plate III).

TABLE No. 20

HOLOLEUCOCRATIC TRACHYANDESITES AND TRACHYDOLERITES IN YEMEN

No.			
A 34	*Hololeucocratic trachydolerite*	I. 3. 1. 4(3)	$a_{14.3}\ c_{0}\ f_{15.8}$
A 99	*Hololencocratic trachyandesite*	II. 5. 1. 4	$a_{8.1}\ c_{0}\ f_{21.9}$
A 16	*Idem*	III. 5. 2. 5	$a_{4.5}\ c_{1.2}\ f_{24.3}$

The similar rocks in Yemen have a more varied differentiation. They form a series from Class I (persalic) to Class IVmic), fr (dofeom ord. I (peralkalic) to ord. IV (docalcic).

Institutul Geologic al României

Calculated according to OSANN's method, the felspathisable calcium varies from c=0 to c=7.7, passing through nearly all the intermediary values.

TABLE No. 21

COMPARISON BETWEN THE ESSEXITIC-BASALTIC ROCKS IN THE GREAT

No.	Rocks in Yemen studied in the present work		
A 16	*Hololeucacratic trachyandesite*	III. 5. 2. 5	$a_{4.5}\ c_{1.2}\ f_{21.3}$
A 97	*Trachydolerite*	III. 5. 2. 4	$a_{7.6}\ c_{2.6}\ f_{19.8}$
A 151	*Trachyandesite*	II. 4. 4. 3	$a_{1.7}\ c_{7.7}\ f_{20.6}$
A 125	*Trachydolerit*	IV. 5. 4. 4	$a_{1.2}\ c_{3.1}\ f_{25.7}$
A 10	*Trachydolerite*	II. 5. 3. 4	$a_{4.3}\ c_{1.5}\ f_{21.2}$

Institutul Geologic al României

Soda predominates over potash, these rocks being generally dosodic till persodic (table 19).

There occurs between these rocks a series of hololeucocrates (perpotassic-dopotassic) the terms of which, however, go through all

EAST AFRICAN RIFT ZONE AND THE CORELATED ROCKS IN YEMEN

No.	Essexitic-basaltic rocks in the great East-African rift zone		
B	*Augitite* (Kilimandjara)	III′. (6)7. 2. 4	$a_{3\cdot6}\ c_{1\cdot7}\ f_{21\cdot7}$
248	*Theralite* (Bekinkiny Ankaramy)	II. 7. 2. 4	$a_{4\cdot8}\ c_{1\cdot7}\ f_{23\cdot5}$
249	*Sodic Essexit with analcime*	II. 6. 2′. 5	$a_{7\cdot3}\ c_{3\cdot8}\ f_{18\cdot0}$
348	*Augitic andesite*	II. 5. 2(3). 4	$a_{6\cdot2}\ c_{3\cdot2}\ f_{20\cdot6}$
279	*Gabbro with hornbl.*	'III. 5′. 4. 4	$a_{2\cdot1}\ c_{7\cdot0}\ f_{20\cdot9}$
278	*Idem*	II(III). 5. 4. 4	$a_{2\cdot7}\ c_{6\cdot7}\ f_{20\cdot6}$
d	*Doleritic labradorite*	II. 5. 4. 4	$a_{2\cdot2}\ c_{7\cdot4}\ f_{20\cdot4}$
411	*Nephel. ankaratrite*	'IV. 7. 3. 4	$a_{1\cdot8}\ c_{2\cdot1}\ f_{14\cdot1}$
406	*Idem*	'IV. 7. 3. 4	$a_{2\cdot0}\ c_{2\cdot1}\ f_{15\cdot9}$
356	*Sakalavite*	III. 4′. 3. (4)5	$a_{2\cdot0}\ c_{2\cdot6}\ f_{15\cdot4}$
407	*Ankaratrite*	III(IV). 6. 3(4). 3	$a_{1\cdot9}\ c_{3\cdot0}\ f_{15\cdot1}$
465	*Basalte*	III(IV). 5′. 3(4). 4	$c_{1\cdot7}\ c_{2\cdot0}\ f_{15\cdot3}$
405	*Limburgitic ankaratrite*	IV. 5(6). 4. 4	$a_{1\cdot2}\ c_{4\cdot0}\ f_{24\cdot8}$
b	*Limburgite*	III(IV). 5(6). 3. 4	$a_{1\cdot8}\ c_{2\cdot0}\ f_{16\cdot2}$
c	*Limburgite*	III(IV). '6. 3(4). 4	$a_{1\cdot7}\ c_{2\cdot5}\ f_{16\cdot8}$
c	*Basanitoide*	III(IV). 6. 3(4). 4	$a_{1\cdot7}\ c_{2\cdot7}\ f_{15\cdot6}$
347	*Augitic andesite*	II(III). 5. 3. 4	$a_{1\cdot2}\ c_{3\cdot9}\ f_{21\cdot9}$
254	*Berondrite with olivine*	III. 6′. 3. 4	$a_{3\cdot7}\ c_{3\cdot1}\ f_{23\cdot2}$
473	*Sakalavite*	II(III). 4′. 3. 4	$a_{4\cdot4}\ c_{4\cdot2}\ f_{21\cdot4}$
252	*Berondrite*	III. '6. 3. 4′	$a_{3\cdot7}\ c_{4\cdot6}\ f_{31\cdot7}$
481	*Sakalavite*	II(III). 4. (3)4. 4	$a_{3\cdot8}\ c_{4\cdot5}\ f_{21\cdot7}$
255	*Berondrit*	III. 6(7). 3′.4	$a_{3\cdot2}\ c_{4\cdot6}\ f_{22\cdot2}$
346	*Augitic andesite*	II(III). 5. 3′. 4	$a_{3\cdot8}\ c_{5\cdot4}\ f_{20\cdot8}$
362	*Sakalavit. basalt*	'III. (4)5. 3(4). 4(5)	$a_{3\cdot2}\ c_{5\cdot2}\ f_{21\cdot6}$
477	*Idem*	II(III). (4)5. 3′. (4)(5)	$a_{3\cdot6}\ c_{5\cdot1}\ f_{21\cdot3}$
457	*Doleritic basalt*	II(III). 5. (3)4. 4	$a_{3\cdot2}\ c_{5\cdot5}\ f_{21\cdot3}$
D	*Augitic sakalavit*	II(III). 4(5). 3. 4	$a_{4\cdot0}\ c_{3\cdot8}\ f_{22\cdot2}$
G	*Augitic andesite*	II(III). 5′. 3. 4	$a_{4\cdot5}\ c_{3\cdot8}\ f_{21\cdot7}$
l		II′. 5. 3. 4	$a_{5\cdot2}\ c_{4\cdot3}\ f_{20\cdot5}$
A	*Basalt*	II(III). 5. 3. 4	$a_{4\cdot7}\ c_{4\cdot4}\ f_{20\cdot9}$
q	*Gabbro*	II(III). 5′. 3′. 4	$a_{3\cdot4}\ c_{4\cdot5}\ f_{22\cdot1}$
C	*Basalt with plagioclase*	II(III). 5. 3′. 4	$a_{3\cdot5}\ c_{4\cdot5}\ f_{22\cdot0}$

Institutul Geologic al României

the values from Class I, (persalic) to Class III (salfemic) table No. 20.

These types, although rich in melanocrate elements (f. 15.8—f. 24.5), are yet hololeucocrate. Iron is represented by very abundant magnetite.

Remarkable is the fact that, in spite of the dosodic character of most of these rocks, the acmite molecule present in most of them (A. 99; A. 34) could nevertheless not produce ferro-sodic minerals in exchange in the places where the acmite molecule does not exist, there occur ferromagnesian metasilicates (augite and olivine).

* * *

Among the basalt-essexitic rocks on the great zone of fractures, there occur many rocks having prononced likenesses to the trackyandesites and the trachydolerites of the Yemen.

The preced ng table (Table 21) distinctly shows these similarities, which can also be seen in plate III.

The rocks, similar to the hololeucocrate trachyandesite, formed of microlites of plagioclase, some chlorite and glass, (Anal. No. A. 16, Yemen), are somewhat poorer in quartz (ord. 6—7 lenfelic) whilst the correspondent rocks in the Yemen is perfelic (ord. 5).

The rocks, similar to the trachydolerites (Anal. No. A. 97, Yemen), with phenocrysts of plagioclase and pyroxene in a paste of plagioclase, pyroxenex magnetite, are nearer perfelic (ord. 6—5), being nevertheles poorer in quartz. The same can be said about the rocks similar to the trachyandesite formed of phenocrysts of plagioclase in a paste of plagioclase microlites, angite, amphibols and magnetite (Anal, No. A 5, Yemen), and to the Tranchydolerite (Anal No. A 125, Yemen), formed of phenocrysts of pyroxen in a paste of plagioclase, pyroxen, magnetite.

The greatest resemblance is between the tachydolerite, formed of phenocrysts of placioclase and sanidine and a paste of plagioclase, diopside augite and glass (Anal. No. A 10, Yemen), and the group of similar rocks in the Arabo-East African great zone of fractures.

All these rocks are dosalic with a tendency towards salfemic all are perfelic

All are alkalicalcic, all are dosalic.

It is a peculiar fact that all these rocks are from Madagascar or from the oceanic islands arounds this great island.

* * *

The general conclusion to be drawn from the chemical study of the Yemen rocks and the comparison between the chemical composition of

Institutul Geologic al României

the Yemen rocks and those of the Arabo-East African great zone of fractures confirms the result obtained from the microscopical study of the former, namely;

1. That the alkaline character of the rocks in this region is indisputable.

2. That this character is more prononced in the granitic rocks, it has a slight alkalicalcic shade in the syenite-monzonitic rocks, whilst the essexite basaltic rocks are so variedly differentiated that, among them there occur rocks with an alkaline, and rocks with an alkalicalcic character.

3. As tothe proportion in alkali, the rocks in this region are characterised by the predominace of soda over potash, with the exception of some basic rocks which are perpotasic-dopotasic.

4. In spite of their alkaline character, with all their richnessin iron and their dosodic colouring, the acmite molecule has not been able to individualize itself into melanocrate ferrosodic minerals. The iron has remained under the form of magnetite in most of the rocks, whilst in the more basic ones ferro-magnesian metasilicates have formed.

5. From the comparison between the rocks in Yemen and the rocks, of post liasic age, in the great Arabo-East-african zone of rifts, it follows that:

a) The granitic rocks in Yemen are closely related among herselves and very related, on one side to the rocks of the second granitic series (of LACROIX) in the petrographical province of Ampasindava, and to first series of granitic malgashe rocks wich are lithologically not related to those of Ampasindava, (all are dosalic character). On other side, the same granitic rocks in Yemen are related to all the granitic rocks, of dosalic character, spread ont along the whole great Arabo-East-african rift zone.

It exist, however, an essential difference between

Institutul Geologic al României

the granitic rocks in Yemen and the granitic rocks, of dosalic character, in all the great zone of rifts, and namely that the rocks in Yemen are hololeucocratic, contrary to the others.

However the difference to this point, seems to diminish accordingly we forward from South to Yemen.

b) At the sienitic-monzonitic rocks in Yemen the similarities are less accentuated. They show same similarity only among the sienitic alcalic rocks (of LACROIX) in Ampasindava.

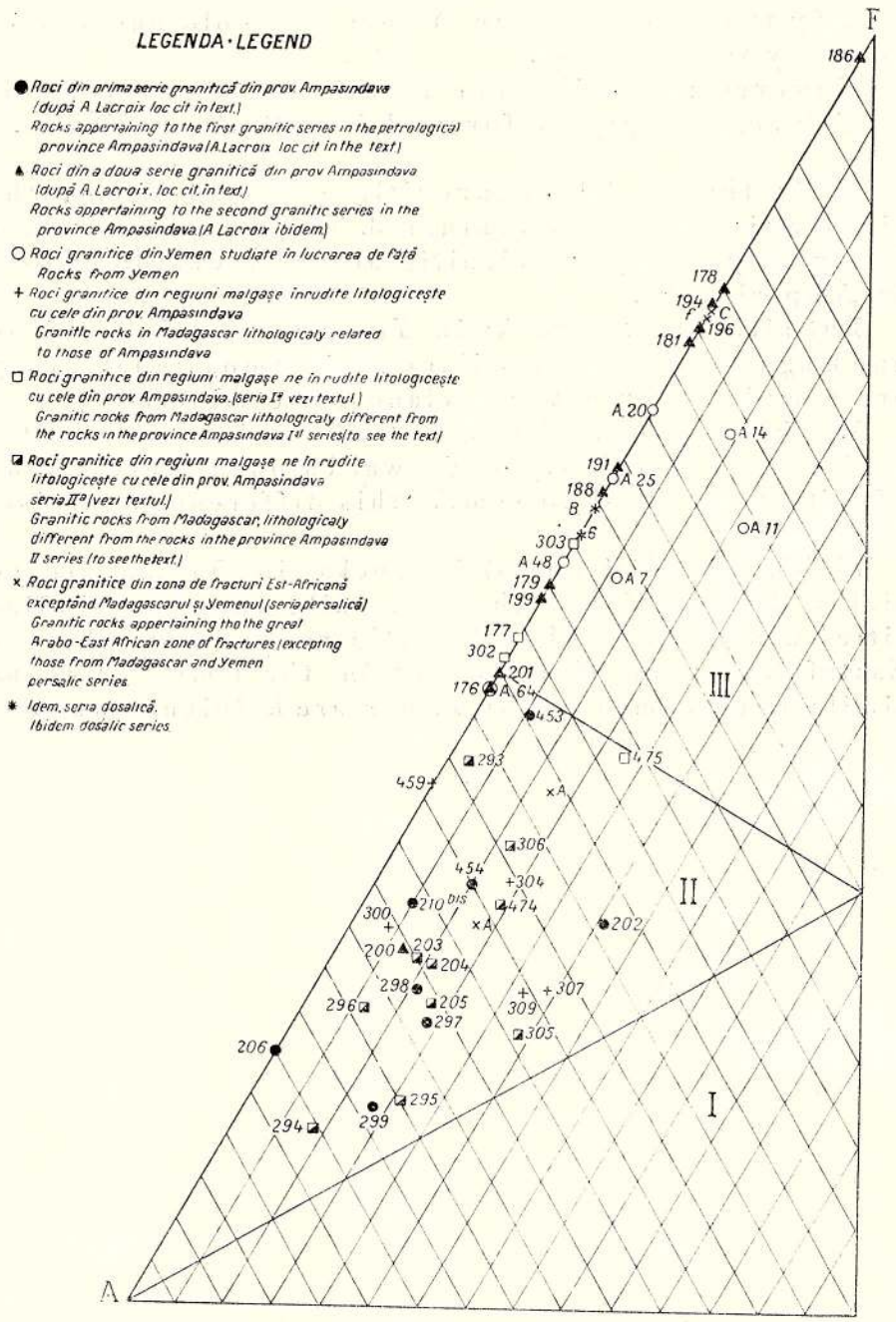
But althongh the rocks in Yemen are richer in iron and magnesia than the similar ones in Ampasindava, they are completelly want in melanocratic minerals.

We kasa affirm also for the sienitic-monzonitic rocks, that accordingly we forward along the great zone of rifts, from South to Yemen, this difference diminish.

c) The essexitic-basaltic rocks in Yemen are so richly differentiated that naturally they are similarities with the essexitic-basaltic rocks in the Arabo-Eastafrican zone of rifts. But in the limits of these similarities, some rocks in Yemen are hololeucocratic.

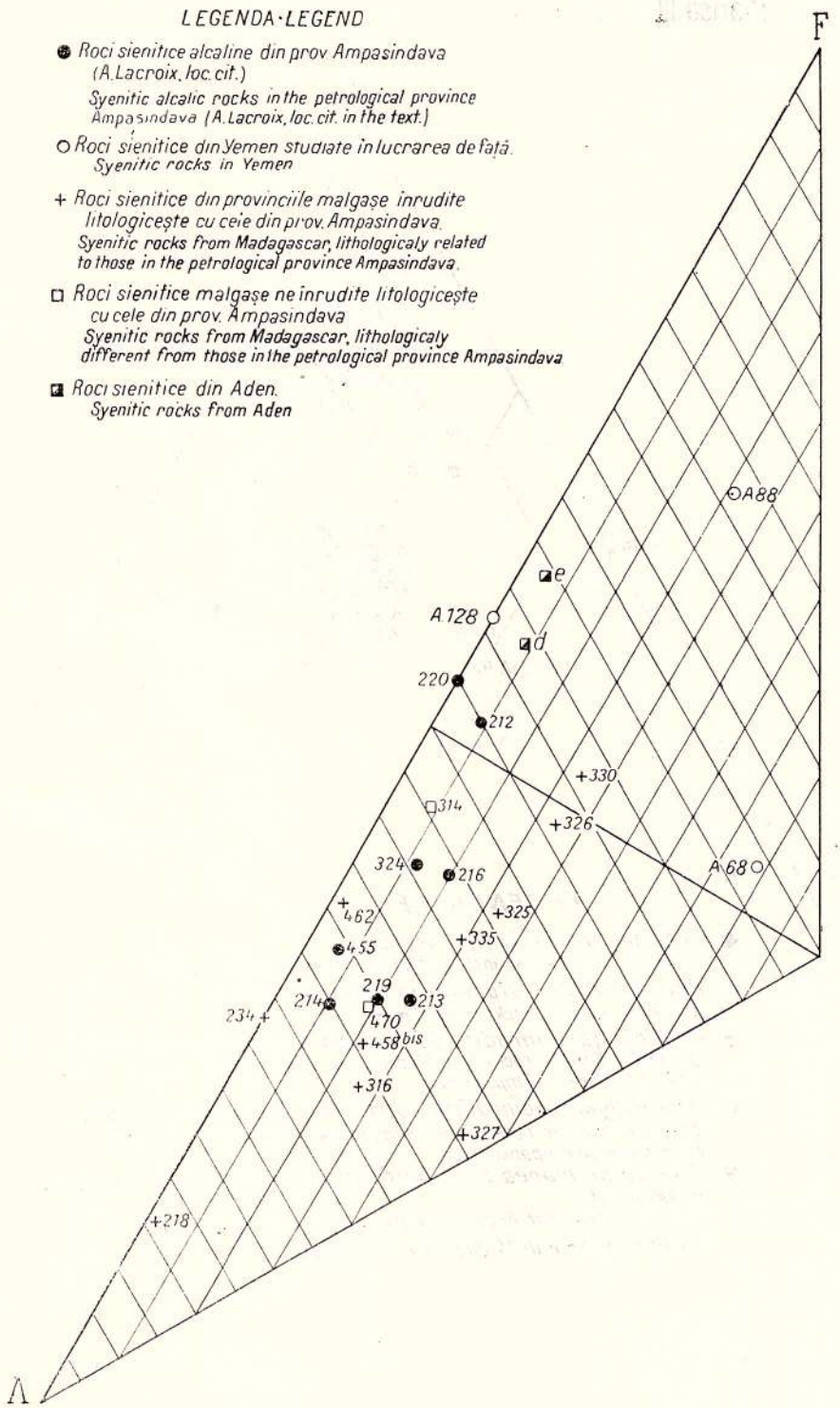
Institutul Geologic al României

Planșa I



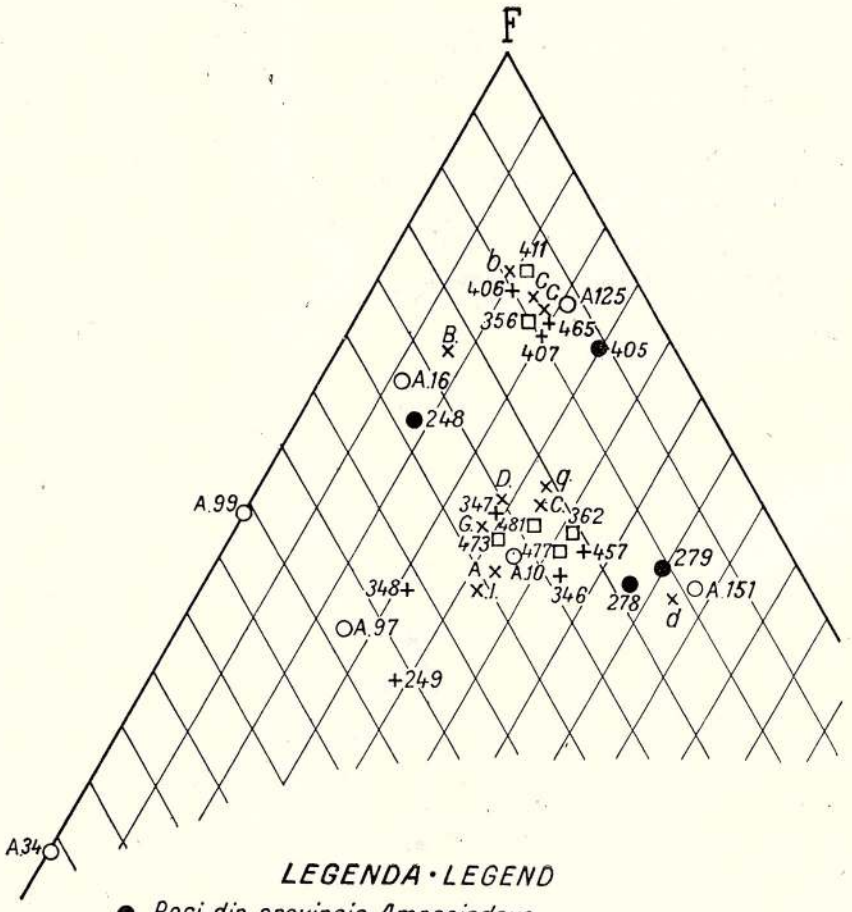
Institutul Geologic al României

Planșa II



Institutul Geologic al României

Planșa III



LEGENDA · LEGEND

- ● *Roci din provincia Ampasindava*
  Essexitic-bazaltic rocks in the petrological province Ampasindava
- ○ *Roci din Yemen studiate în lucrarea de față*
  Essexitic-bazaltic rocks from Yemen
- \+ *Roci malgașe înrudite cu cele din Ampasindava (Lacroix)*
  Essexitic-bazaltic rocks from Madagascar, lithologicaly related to those in Ampasindava
- □ *Roci malgașe neînrudite cu cele din Ampasindava (Lacroix)*
  Essexitic-bazaltic rocks from Madagascar, lithologicaly different from those in Ampansindava
- × *Roci de pe marea zonă de fracturi (exceptând Madagascarul și Yemenul)*
  Rocks in the great Arabo-East African zone of fractures (excepting those in Madagascar and Yemen)

Institutul Geologic al României

STUDII GEO-HIDROLOGICE IN VILAETUL YEMEN

SCHIȚA GEOLOGICĂ A REGIUNEI EXECUTATĂ DUPĂ RIDICĂRILE FĂCUTE IN 1911

de **G. BOTEZ**

SCHIȚA GEOGRAFICĂ A REGIUNEI EXECUTATĂ DUPĂ HĂRȚILE PREEXISTENTE
IN SPECIAL HARTA LUI GLASER (1885) 1:500.000.
DUPĂ DESENURILE ȘI CROCHEURILE LUI G. BOTEZ
ȘI DIN PROPRIILE SALE RIDICĂRI, OBSERVAȚIUNI DESENURI ȘI INSTRUCȚIUNI

de **H. G. LANGE**

Scara 1:300.000

GEO-HYDROLOGICAL STUDIES IN THE VILAYET OF YEMEN

Geological Sketch of the Region Draw up Acording the Studies executed in 1911

BY G. BOTEZ

Geographical Sketch of the Region Draw up According the Preexistent Maps
Especially the Map of Glaser (1885) 1:500,000
According the Sketchs of G. Botez, And According its own Drawings Observations
And Intelligences

BY H. G. LANGE

Escale 1:300.000

STUDIILE PETROGRAFICE DE PROF. D. ROMAN

15°30'
15°15'
15°
14°45'
14°30'
14°15'
42°45'
43°
43°15'
43°30'
43°45'
44°
44°15'

MARE ROSIE
TEHAMA
Djebel Alhaur
Djebel Nebi Cheib
Djebel Haraz
Djebel Boura
Djebel Assab
Djebel Reima
Djebel Sabir
Djebel Aniz
Djebel Nougoum
Djebel Sahar
Djebel Sofan
Djebel Nogra
Djebel Ahmar
Djebel Ahmar Sud
Djebel Ahmar Nord
Djebel Ahmar Est
Djebel Ahmar Ouest
Djebel Ahmar Centre
Djebel Ahmar Sud-Est
Djebel Ahmar Nord-Est
Djebel Ahmar Sud-Ouest
Djebel Ahmar Nord-Ouest
Djebel Ahmar Centre-Est
Djebel Ahmar Centre-Ouest
Djebel Ahmar Centre-Sud
Djebel Ahmar Centre-Nord
Djebel Ahmar Centre-Sud-Est
Djebel Ahmar Centre-Nord-Est
Djebel Ahmar Centre-Sud-Ouest
Djebel Ahmar Centre-Nord-Ouest
Djebel Ahmar Centre-Est-Ouest
Djebel Ahmar Centre-Sud-Nord
Djebel Ahmar Centre-Est-Sud
Djebel Ahmar Centre-Est-Nord
Djebel Ahmar Centre-Ouest-Sud
Djebel Ahmar Centre-Ouest-Nord
Djebel Ahmar Centre-Est-Ouest-Sud
Djebel Ahmar Centre-Est-Ouest-Nord
Djebel Ahmar Centre-Est-Sud-Nord
Djebel Ahmar Centre-Ouest-Sud-Nord
Djebel Ahmar Centre-Est-Ouest-Sud-Nord

Ouadi Sourdoud
Ouadi Cheds
Ouadi Guiosrania
Ouadi Saham
Ouadi Sahar
Ouadi Sofan
Ouadi Nogra
Ouadi Ahmar
Ouadi Ahmar Sud
Ouadi Ahmar Nord
Ouadi Ahmar Est
Ouadi Ahmar Ouest
Ouadi Ahmar Centre
Ouadi Ahmar Sud-Est
Ouadi Ahmar Nord-Est
Ouadi Ahmar Sud-Ouest
Ouadi Ahmar Nord-Ouest
Ouadi Ahmar Centre-Est
Ouadi Ahmar Centre-Ouest
Ouadi Ahmar Centre-Sud
Ouadi Ahmar Centre-Nord
Ouadi Ahmar Centre-Sud-Est
Ouadi Ahmar Centre-Nord-Est
Ouadi Ahmar Centre-Sud-Ouest
Ouadi Ahmar Centre-Nord-Ouest
Ouadi Ahmar Centre-Est-Ouest
Ouadi Ahmar Centre-Sud-Nord
Ouadi Ahmar Centre-Est-Sud
Ouadi Ahmar Centre-Est-Nord
Ouadi Ahmar Centre-Ouest-Sud
Ouadi Ahmar Centre-Ouest-Nord
Ouadi Ahmar Centre-Est-Ouest-Sud
Ouadi Ahmar Centre-Est-Ouest-Nord
Ouadi Ahmar Centre-Est-Sud-Nord
Ouadi Ahmar Centre-Ouest-Sud-Nord
Ouadi Ahmar Centre-Est-Ouest-Sud-Nord

Dj. Beni Ismail
Dj. Beni Joussouf
Dj. Dihne
Dj. Yzan
Dj. Medjarda
Dj. Daoua
Dj. Beni Lof
Dj. Magariba
Dj. Hatab
Dj. Beni Sad
Dj. Terqr
Dj. Safan
Dj. Cambor
Dj. Kourd
Dj. Choubougai
Dj. Guioan
Dj. Damir
Dj. Cherif
Dj. Obaki
Dj. Beni Alteri
Dj. Lassia
Dj. Massar
Dj. Chibam
Dj. Lahab
Dj. Aniz
Dj. Nebi Cheib
Dj. Nougoum
Dj. Reima
Dj. Assab
Dj. Boura

Hodeida
Mandar
Hali
Djebana
Zaouia
Ali Djaber
Tanem
Mousare
Bobal
Der Ahmed
Der Es Seif
Homara
Badjil
Gaza
Kahoua Mousse
El Mellous
Bahe
Chagui
Demena
Der Salim
Kahoua Manhal
Taam
Cambor
Der Daoud
Akaba
Ouagar
Marsoua
Mahed
Souza
Seoule
Der Ali Ismail
Der Es Sin
Dirha (Asab)
El Baria
Houmboulia
Hadjela
Guel
Birar
Ouasil
Atara
Hadjara
Menaka
Chibam
Lakama
Ber Ion El Mahdi
Yzjz
Ouroua
Mefhak
Souk Es Sami
El Haoud hef
Soue El Hamis
Selame
Beouan
Touhar
Mahdal
Ranemani
Minih (Sahmar)
Mind
Messadjid
Kseme
Ne-ame
Hadde
Otan
Asr
Sanaa
Rode
Bet Adran
Nougoum
Ouadi Sofan
Ouadi Nogra
Ouadi Ahmar
Ouadi Ahmar Sud
Ouadi Ahmar Nord
Ouadi Ahmar Est
Ouadi Ahmar Ouest
Ouadi Ahmar Centre
Ouadi Ahmar Sud-Est
Ouadi Ahmar Nord-Est
Ouadi Ahmar Sud-Ouest
Ouadi Ahmar Nord-Ouest
Ouadi Ahmar Centre-Est
Ouadi Ahmar Centre-Ouest
Ouadi Ahmar Centre-Sud
Ouadi Ahmar Centre-Nord
Ouadi Ahmar Centre-Sud-Est
Ouadi Ahmar Centre-Nord-Est
Ouadi Ahmar Centre-Sud-Ouest
Ouadi Ahmar Centre-Nord-Ouest
Ouadi Ahmar Centre-Est-Ouest
Ouadi Ahmar Centre-Sud-Nord
Ouadi Ahmar Centre-Est-Sud
Ouadi Ahmar Centre-Est-Nord
Ouadi Ahmar Centre-Ouest-Sud
Ouadi Ahmar Centre-Ouest-Nord
Ouadi Ahmar Centre-Est-Ouest-Sud
Ouadi Ahmar Centre-Est-Ouest-Nord
Ouadi Ahmar Centre-Est-Sud-Nord
Ouadi Ahmar Centre-Ouest-Sud-Nord

LEGENDA
LEGEND.

Roci sedimentare
Sedimentary rocks

Depozite moderne
Modern sediments

Aluviuni și roci detrice din zona litorală
Alluvions and detritical rocks in the coast zone

Pleistocen

Lut („Taurab") în Tehama
Slime („Taurab") in Tehama

Lut acoperind pietrișuri fluviale
Slime recovering fluviatil gravel

Cenoman

Calcare *Limestone* — **de Badjil**
Cuarțite *Quarzites* — *of Badjil*

Roci eruptive
Igneous Rocks

Granit

Porfire granitice și sienitice
Granitic and syenitic porphyries

Aplite granifice și sienitice
Granific and syenitic alpites

Bostonite
Bostonites

Porfire laurwikitice
Laurwikitic porhyrics

Camptonit
Camptonites

Comendite
Comendites

Trahite
Trachytes

Trahiandesite
Trachyandesites

Trahidolerite
Trahydolerites

Tufuri
Tuffs

Conglomerate tufogene
Tuffogeneous conglomerats

Falie

Serat (=Beld El Djebeli)

Zona Subseratiană
Subseratian zone

Tehama

Niveiul Mărei

PROFIL GEOLOGIC INTRE HODEIDA ȘI SANAA
GEOLOGICAL PROPHYL BETWEEN HODEIDA AND SANAA

Scara

Pentru Tehama — **Lungimea** *Lenght* 1:600.000; **Înălțimea** *Height* 1:60.000
For Tehama

Pentru zona Subseratiană și Serat — **Lungimea** *Lenght* 1:300.000; **Înălțimea** *Height* 1:60.000
For subseratian zone and Serat

LITO. CARAIANU & Co. BUC.

Institutul Geologic al României

OBSERVAȚIUNI GEOLOGICE ȘI MORFOLOGICE ASUPRA DEPRESIUNII HUEDINULUI DIN NORD-VESTUL TRANSILVANIEI

DE

Dr. ȘTEFAN I. MATEESCU

INTRODUCERE

Cercetările geologice, al căror rezultat preliminar este cuprins în lucrarea de față, au fost întreprinse în vara anului 1922, după ce făcusem cunoștință cu o parte a regiunii cu ocazia excursiei anuale cu studenții sub conducerea d-lui Prof. I. Popescu-Voitești.

Deși partea nordvestică a Transilvaniei a fost studiată de mai mulți geologi, între cari Hauer și Stache, Hofmann, Koch, Matyasovsky, Szadeczky, etc. precum și de geografi, între cari Sawicki, de Martonne, totuș problemele, ce le prezintă, sunt așà de variate, de complexe și în fond așà de atrăgătoare, încât nu e de mirare, că se mai fac incursiuni noui în regiuni bine cunoscute.

Poate tocmai bogăția variată și complexitatea problemelor, la prima vedere simple, permit fiecărui cercetător să privească regiunea dintr'un punct de vedere, de multeori prea subiectiv. Deacì și interpretările uneori felurite date de diferiți geologi acelorași probleme.

Greutatea în cea mai mare parte, cred, că vine deacolo, că în regiunea aceasta avem contactul între două unități tectonice: *Munții Apuseni* și *Basenul Transilvaniei*. Și dacă s nteza clasică a lui Koch aruncă o lumină clară și puternică asupra Basenului Transilvaniei, ea nu se acordă în totul cu rezultatele, la care de cui ând a ajuns d-l Prof. J. v. Szádeczky în sinteza sa asupra Munților Apuseni.

Va fi deci nevoie, de a se coordonà rezultatele obținute în cele două regiuni, pentru a se ajunge la un acord perfect.

In dorința de a contribuì cu ceva la limpezirea unor probleme comune acestor două unități tectonice, am început studiul regiunii dela contactul lor, grație îndemnului și ajutorului material, din partea d-lui Prof. I. Popescu-Voitești, în calitate de director al Institutului de Geologie, căruia îi exprim mulțumirea și recunoștința mea.

Institutul Geologic al României

CONSIDERAȚIUNI MORFOLOGICE

In colțul nordvestic al Basenului Transilvaniei, regiunea cristalină se prezintă scufundată și ocupată de un golf, plin cu depozite terțiare, ce pătrunde în interiorul Munților Apuseni constituind *o depresiune longitudinală* la marginea internă a *Culmei Zalăului* [1]).

Astfel, din două părți, ea este limitată de rama cristalină dispusă în unghiu ascuțit: spre SE e marginea Munților Bihorului dela Panic-Mărgău cu direcția ENE-VSV, iar spre V între Mărgău—Valea Poicului—Moigrad este marginea eruptivului din Vlădeasa continuată cu marginea Munților Zalăului, cu direcția generală SSV-NNE.

Spre partea Estică depresiunea este închisă de o culme de dealuri, ce desparte apele Someșului mijlociu din Est, de apele Crișului Repede și ale Almașului din Vest, și care se urmărește dela Panic spre NNE până la cotul cel mare al Someșului din dreptul Ileandei mari.

Pe harta topografică a României, întocmită de d-nii General Teodorescu și Prof. Meruțiu (1919), în lungul acestei culmi stă scris numele de «Munții Crasnei» (?).

Regiunea cuprinsă între aceste culmi, având o lungime de 60 km. și o lărgime între 17—25 km., este scufundată cu aproape 300 m. față de rama cristalină și cu cel puțin 100 m. față de Munții Crasnei, iar suprafața sa este înclinată din spre Călățele spre cotul Someșului cu vreo 3 m. la 1 km.

După numele celei mai importante localități, ce se află în interiorul ei, propun pentru această regiune numele de *Depresiunea Huedinului.*

Pentru o înțelegere mai completă a fenomenelor geologice și morfologice, ce se observă în depresiunea Huedinului, găsesc necesar să reamintesc pe scurt condițiunile tectonice generale din Basenul Transilvaniei.

După cum a arătat Prof. Voitești (1. pag. 5—9) Basenul Transilvaniei, cuprins în interiorul marelor masse de cristalin ale Carpaților Dacici, constitue o depresiune cu suprafața înaltă, de forma unui patrulater alungit SE-NV, ce separă treapta externă mai înaltă a Munților Getici și ai Bistriței, de treapta internă mai scufundată a Munților Apuseni cu prelungirile lor Munții Banatului, Munții Zalăului și ai Lăpușului.

Separarea acestui basen se face după linii de fractură periferice, ce stau în strânsă dependență cauzală cu marea fractură Picineaga—Harghita-Bodrog.

[1]) Denumirea de Culmea Zalăului o propun pentru creasta de șisturi cristaline, cuprinsă între V. Crișului Repede (Poieni) și satul Moigrad. Pe hărți și în literatura de până acum ea e cunoscută sub numele de Culmea Meszeșului, denumire ce mi se pare improprie (meszes=calcaros), deoarece în constituția ei dominâ șisturile cristaline nu calcarele, ce sunt reduse la foarte puține petece.

Numele cel nou îl propun după orășelul Zalău, așezat imediat la Vestul ei.

Institutul Geologic al României

In lungul ei Munții Bistriței au fost separați de Munții Getici și de Munții Lăpușului și Zalăului prin scufundarea regiunilor intermediare încă din Cretacicul *superior*.

In direcțiunea axului de alungire al basenului și în legătură cu fractura Picineaga—Harghita—Bodrog, d-sa a arătat că se desvoltă două depresiuni externe treptelor cristaline: depresiunea dela Bodrog, în cotul Nordic al Tisei și depresiunea Câmpiei Române, cu maximul de scufundare în regiunea Galați.

Influența acestei mari fracturi s'a făcut resimțită mai târziu prin desvoltarea și în interiorul Basenului Transilvaniei a două zone de depresiuni: *Depresiunea Huedinului* în partea Nordvestică și *Depresiunile Făgărașului*, a *Bârsei* și *a Ciucului* în partea Sudestică a Basenului Transilvaniei.

Deoarece massa cristalină scufundată a fost dublată spre exterior de lanțul compact al Flișului Carpatic, singură depresiunea Făgărașului a rămas cu o poziție internă față de cristalinul Munților Getici și prin aceasta analoagă cu poziția ce o are depresiunea Huedinului față de cristalinul Munților Zalău—Bihor. Depresiunea Bârsei și depresiunea Ciucului au poziție externă massei cristaline și nu pot fi socotite ca depresiuni interne decât față de lanțul Flișului.

Dacă geneza și evoluția depresiunilor interioare se confundă cu geneza și evoluția însăș a Basenului Transilvaniei în începuturile sale, individualizarea lor ca unități separate este de dată mai recentă, de când și-au început o evoluție proprie în cadrele evoluției marelui Basen al Transilvaniei.

CONSTITUȚIA GEOLOGICĂ

Din punct de vedere geologic regiunea aceasta s'a bucurat de o atențiune deosebită din partea geologilor, pentrucă ea prezintă o constituție petrografică și stratigrafică dintre cele mai variate și mai interesante, iar prin bogăția în fosile a celor mai multe din sedimentele sale a ajuns una din regiunile clasice.

La locul de onoare se cuvine să citâm lucrările lui Koch [2], Hofmann [3] și ale d-lui Szádeczky [4. 5. 6], cari pe lângă numeroase publicațiuni cu schițe și profile geologice, cei dintâi ne-au mai dat și o hartă geologică 1:75.000 cu foile Huedin, Cluj, Zalău și Jibău.

Pe baza rezultatelor cunoscute până acum și cu observațiunile, ce le-am putut face în vara anului 1922, în lucrarea de față voiu căutâ să scot în evidență unele caractere geologice, tectonice și morfologice, cari au fost remarcate incomplet sau de loc.

In tratarea acestui capitol vom urmări separat cele două unități mari tectonice din regiune și anume:

A. Constituția geologică a ramei muntoase.

Institutul Geologic al României

B. Constituția geologică a depresiunii Huedinului.

A. *Constituția geologică a Ramei Muntoase din jurul depresiunii Huedinului.*

Rocile și formațiunile ce iau parte la alcătuirea ramei muntoase ce înconjoară depresiunea în imediata sa vecinătate se repartizează la: Șisturi cristaline, roce paleozoico-mesozoice păstrate sub formă de petece pe massa cristalină, depozite paleogene și massa eruptivă dacitică.

1. *Șisturile cristaline*, cari formează rama muntoasă a depresiunii Huedinului, țin de două masse compacte și neegale: de massa centrală a Munților Apuseni, care e cea mai mare și constitue marginea Sudică a depresiunii și de ramurile Nordice ale acestor munți mult mai reduse — Munții Plopișului și Munții Zalăului — ce constituesc marginea Vestică a depresiunii..

Intre ambele masse cristaline se interpune massa eruptivă din Munții Vlădeasa.

Constituția geologică și petrografică a acestor două masse cristaline nu diferă, decât prin desvoltarea unui important ma siv de granit în partea centrală a Munților Apuseni (Muntele Mare). Celelalte roce, ce se găsesc într'o parte și alta, aparțin acelorași grupe, cu faciesurile asemenea, după cum au arătat Hofmann, Koch și Szádeczky cu colaboratorii sau elevii lor[1]).

Rocile întâlnite pe marginea dinspre depresiune a ramei muntoase sunt: granite, pegmatite, aplite filoneane, gneis, micașiste cu sau fără grenați, amfibolite, apoi șisturi cloritoase, sericitoase și grafitoase ce trec în filite, și cuarțite cu origină net detritică,

Ele se prezintă puternic cutate și faliate.

In afară de aceste două masse de cristalin, se mai adaugă la Morlaca o mică insulă de cristalin cu gneis, micașist, amfibolite și intercalațiuni subțiri de șisturi cloritoase, sericitoase și filite grafitoase.

In special amfibolitele atrag atenția prin bogația lor în biotit, așà că devin uneori satinate. La microscop ele mai arată îngrămădiri de epidot și cloritisarea amfibolilor.

Ea se întinde la contactul cu dacitele pe ambele versante ale văii Călata, cu o desvoltare mai mare sub Vf. Măgura (malul drept) și reprezintă o insulă detașată din massa altădată continuă de șisturi cristaline, din care, prin scufundări, resorbțiuni magmatice și tot felul de fenomene în legătură cu punerea în loc a Dacogranitelor, a rămas singură ca o frumoasă mărturie despre succesiunea fenomenelor de natură internă în rama cristalină.

In două puncte — pe V. Mare și pe V. Băcioaia — în rocele acestei insule am putut observà pungi de caolin, în apropiere de massa eruptivă.

[1]) Numeroase lucrări asupra Munților Apuseni se găsesc în Földtani Közlöni, Muzeumi Füzetek, etc.

Institutul Geologic al României

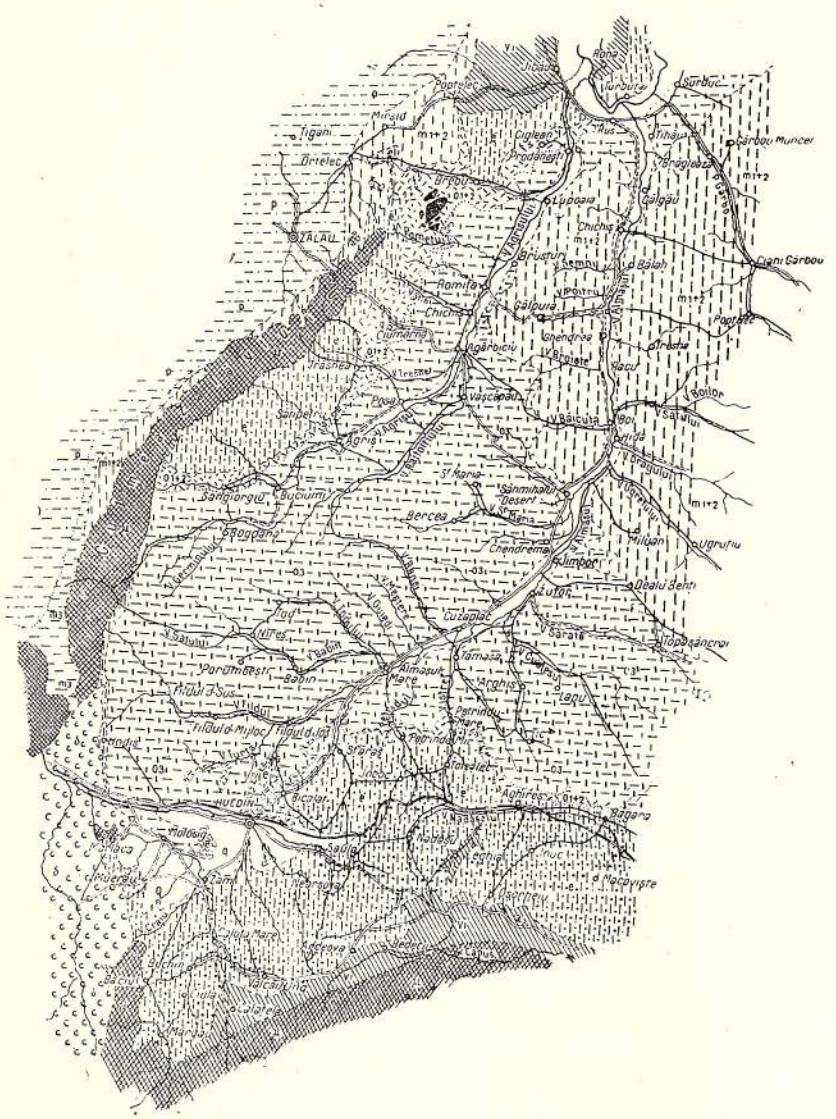
SCHIȚĂ GEOLOGICĂ
A
DEPRESIUNII HUEDINULUI

întocmită de

DR. ȘTEFAN I. MATEESCU

după cercetările lui A. Koch, K. Hofmann și ale sale proprii

Scara



LEGENDA

- Cuaternar (Terase, aluviuni)
- Pliocen
- Sarmațian
- Mediteran II + Burdigalian
- Oligocen superior + Aquitanian
- Oligocen inferior + mediu
- Eocen
- Straie vărgate inferioare (Danian-paleocene)
- Andesite
- Dacite
- Șisturi cristaline

Institutul Geologic al României

2. *Permianul.* In legătură cu insula cristalină dela Morlaca s'a păstrat și un mic petec de conglomerate dure, alcătuite din bucăți de șisturi cristaline de tot felul și de diferite mărimi, legate printr'un cement silicios feruginos, din care cauză au coloarea roșcată violacee.

Lipsesc dintre fragmente calcarele și dolomitele care, mai spre vest în V. Drăganului și V. Iadului formează bancuri groase și unele cel puțin, aparțin la Jurasic și Cretacic inferior.

Deasemenea lipsesc și rocele eruptive de tipul Dacogranitelor și al rocelor, ce însoțesc acest massiv eruptiv.

Conglomeratele acestea apar pe P. Băcioaia, la contactul între insula cristalină și eruptivul din Vf. Măgura. Ele se prezintă mai mult sub formă de blocuri rupte și numai în fundul pârâului apare și un banc mai gros, strivit între șisturile cristaline și Dacitele cu rhyolite verzui-cenușii.

In Valea Drăganului, unde pe alocuri formează stânci de un pitoresc admirabil, conglomerate de acelaș facies sunt interpretate de Hauer și Stache ca reprezentând conglomeratele de Verrucano din Permian [7. pag. 172—178].

Astfel suntem conduși să admitem că, conglomeratele dure silicioase de pe Valea Băcioaia aparțin Permianului, întocmai ca și conglomeratele de acelaș fel de pe V. Drăganului.

In Culmea Zalăului — în partea necercetată de mine — deasupra șisturilor cristaline se desvoltă gresii și conglomerate roșcate atribuite de Hofmann [3. pag. 235] tot la Verrucano, dar trecute pe harta Zalău ca triasice.

3. *Mesozoicul* este sigur reprezentat prin stratele de Gosau cu calcare cu Hippuriți, dispuse în petece restrânse pe Cristalin, aproape de Zalău [3. pag. 236].

4. *Terțiarul ramei muntoase.* Cele mai importante dintre sedimentele ramei muntoase sunt fără îndoeală depozitele terțiare, placate peste șisturile cristaline ale massei sudice pe o adâncime de câțiva chilometri între Panic și Mărgău.

Ele sunt alcătuite la bază din argilă roșie inferioară și la partea superioară din orizontul cu Nummulites perforatus.

a) Orizontul argilei roșii inferioare începe prin blocuri de șisturi cristaline, cărora urmează o argilă roșie, bogată în conținut feros, care ajunge să dea deseori concrețiuni feruginoase, ori se depune în jurul blocurilor sub formă de crustă feruginoasă. Uneori cuprinde intercalațiuni subțiri de o argilă nisipoasă verzue, de unde și numele de «Untere bunte Tonschichten» dat de Koch acestei argile și stratelor vărgate din depresiune, ce îi corespund.

Grosimea acestui orizont variază între 20—60 m. măsurată de d-l Szádeczky [6. pag. 275 și 278].

Nicăeri nu a fost observată argila roșie direct peste massivul eruptiv al Vlădesii fie mai înăuntru, fie pe marginea lui dinspre depresiune.

Institutul Geologic al României

b) Orizontul cu Nummulites perforatus urmează imediat deasupra argilei roșii uneori începând cu un calcar cu Ostree, alteori direct prin stratele calcaroase cu N. perforatus.

Atât stratele cu argila roșie, cât și stratele cu Perforatus, sunt slab înclinate (7^0—10^0) spre N sau NNV (la Vălcău lângă Călățele) adică au același fel de înclinare, cu care suprafața roasă a șisturilor cristaline se înclină spre depresiunea Huedinului.

Cât privește vârsta acestor strate, cercetările fecunde ale lui Koch coroborate cu observațiunile critice ale lui Haug [8. pag. 1418 și 1450] au stabilit, că orizontul cu N. perforatus constitue baza Lutețianului și deci începutul Eocenului inferior, iar orizontul inferior cu argila roșie reprezintă în acest caz Paleocenul (Eonumuliticul, Haug).

5. *Massa eruptivă dacitică.* De o importanță deosebită pentru constituția însăș a ramei muntoase sunt rocele eruptive, care dela Sud de Muerău până în D. Cornii formează marginea depresiunii, pe o lungime de 15 km.

Partea aceasta studiată din punct de vedere al faciesului petrografic și al raporturilor cu rocile dela contact, mi-a permis să fac unele observațiuni, dintre cari voiu remarcà următoarele:

Rocele eruptive, ce apar în tot lungul acestei margini, aparțin în cea mai mare parte la tipul Dacitului în care predomină uneori cuarțul și feldspatul calcosodic și atunci avem dacitul de coloare cenușie, alteori amfibolul și chiar piroxenul și atunci trece către faciesul dacitului andesitic, de coloare negricioasă.

Structura microscopică a acestor roce este una porfirică, la care cristale mari bine individualizate și adesea corodate sunt implântate într'o massă microlitică, sau una bogată în massă sticloasă cu structură fluidală spre periferie (pe V. Răoasa, V. Târșorilor și D. Cornii). Alteori se poate observà o adevărată brecie eruptivă, în care bucăți consolidate de dacit au fost înglobate într'o lavă fluidală și cu massă amorfă (D. Cornii, Hodiș la izvorul de leac, V. Târșorilor).

Deseori în massa dacitelor se găsesc inclusiuni negricioase de o rocă compactă, care sub microscop arată caracterul unui dacit rhyolitic.

In Vf. Măgura, la contactul massei eruptive cu insula de șisturi cristaline dela Morlaca, apar adevărate dykuri de un *rhyolit* verde-cenușiu, pe margini brecifiat și dur, în care ici colo se poate distinge cu ochiul liber cuarț și biotită. La microscop arată structura rhyolitică cu massă sticloasă abundentă.

Ca fenomene de desagregare voiu amintì pungile de caolin, ce le-am observat pe scursura ce vine din D. Caprafoiul în partea superioară a V. Răoasa (Morlaca) și care stau în legătură cu un izvor mineralizat. Dacitul din jurul lui are aspectul unei pulberi de cristale caolinizate, ca o adevărată cenușă vulcanică.

Institutul Geologic al României

Filoane și apofise. In afară de massa centrală, dacitele mai apar și sub formă de filoane și apofise, ce străbat rocele ramei muntoase sau sedimentele din depresiune.

Un exemplu tipic în acest sens ni-l prezintă contactul dacitelor cu insula cristalină și sedimentarul dela Morlaca, în V. Mare (versantul stâng al Văii Călata).

Intre V. Mare și V. Târșorilor două apofise de dacite, mai exact două dykuri, ies din marginea dacitelor și unul pătrunde prin cristalin, iar altul la vreo 15—20 m. spre P. Târșorilor, pătrunde la contactul între cristalin și conglomeratele de bază terțiare, din seria vărgată inferioară. Aceasta se poate urmări spre NE peste Călata, unde constitue fundamentul pe care e așezată biserica din Morlaca, însă imediat în sus de biserică el părăsește contactul între cristalin și conglomerate și pătrunde deadreptul prin conglomerate, în care se înfundă. Astfel conglomeratele terțiare rămân aici prinse și strivite între cristalinul de sub V. Măgura, în partea internă și dykul de dacit în spre exterior. (Fig. 1—2)

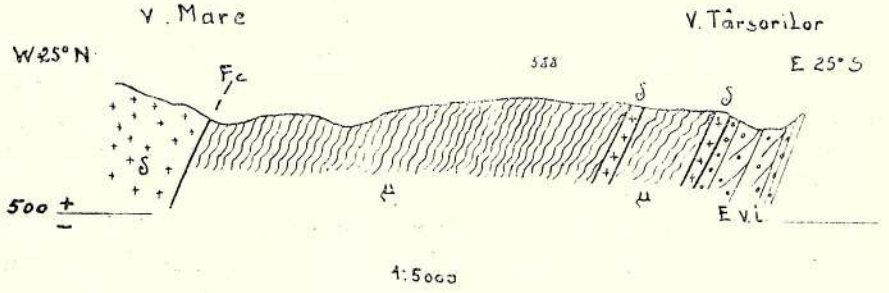


Fig. 1. Profil prin insula cristalină dela Morlaca, între V. Mare și P. Târșorilor.
μ = șisturi cristaline.
Evi = stratele vărgate inferioare. Paleocene.
δ = dacite.
Fc = falia de contact a massei dacitice.

In afară de acestea hărțile geologice amintite fac cunoscut nenumărate filoane, ce străbat rocele ramei cristaline de Sud, la Panic—Agărbiciu și la Mărgău, sau prin rocele culmii Zalăului.

De remarcat este că aceste filoane nu străbat numai șisturile cristaline ci și sedimentarul alcătuit din Eocen, Oligocen și uneori chiar prin stratele de bază ale Mediteranului (3. pag. 277—281) din depresiune.

O altă observațiune demnă de remarcat este că, filoanele de dacite și de andesite din regiunea aceasta apar în general în legătură cu falia marginală a ramei muntoase (exemple sunt filoanele dela Panic — Agărbici și cel dela Mărgău); sau sunt legate de falia transversală a Munților Zalăului dela Ortelec—Moigrad (dacitul dela Ortelec și andesitele dela Moigrad).

Institutul Geologic al României

B. *Constituția geologică a Depresiunii Huedinului.*

Sedimentele, ce alcătuesc depresiunea Huedinului, aparțin în cea mai mare parte Paleogenului, la care se adaugă și Mediteranul inferior în partea centrală și Nordică, unde depresiunea este mai accentuată. Deasupra tuturor Cuaternarul se așterne ca ultim depozit subțire și petecit.

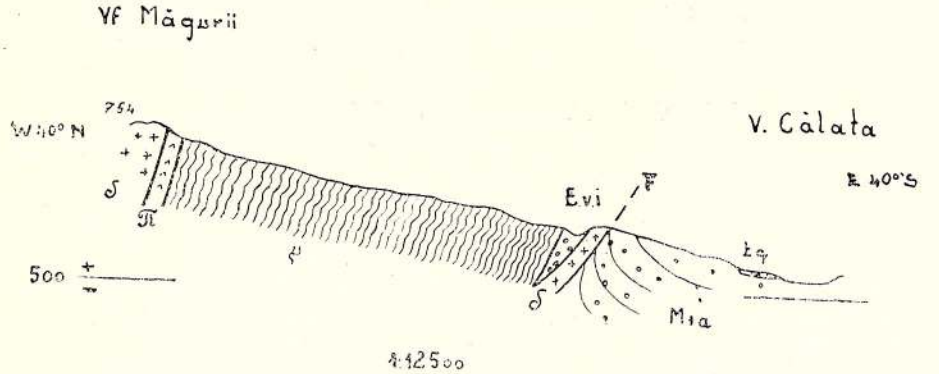


Fig. 2. Profil prin insula cristalină dela Morlaca între Vf. Măgurei și V. Călata.
μ = șisturi cristaline.
δ = dacite.
π = rhyolite.
Evi = stratele vărgate inferioare.
M^1.a. = conglomerate oligocen superior — a quitaniane.
tq = terasa inferioară a Călatei.
F = falie.

Depozitele paleogene sunt alcătuite din:

1. Stratele vărgate inferioare. Paleocen.
2. Depozitele eocene.
3. Depozitele oligocene.
4. Depozitele miocene.
5. Quaternarul.

1. *Stratele vărgate inferioare* constitue sedimentele cele mai de bază, ce se cunosc în depresiune și sunt formate dintr'un complex de conglomerate cu structura torențială, de coloare roșcată sau verzue în alternanță cu argile nisipoase și cu nisipuri, gresoase uneori, roșii ori verzi. Din cauza coloratiunii roșii și verzi și-au meritat numele dat de Koch și modificat de Szádeczky de «Untere bunte Schichten».

In conglomerate abundă șisturile cristaline în blocuri rulate de diferite mărimi, apoi granite, roce bazice și rar de tot un rhyolit de coloare deschisă, pe care îl întâlnim mai des în conglomeratele Oligocene și aquitaniane.

Grosimea lor este socotită de Koch la 300—600 m.

Din cauză că sunt stratele cele mai inferioare din depresiune, apariția lor la zi stă în strânsă legătură cu marginea acesteia dinspre rama mun-

Institutul Geologic al României

toasă. Deaceea le vom găsi mai în tot lungul acestei rame sub forma unei bande uneori groase, cum se observă la contactul cu massa cristalină sudică; alteori reduse la o şuviţă îngustă des întreruptă, cum se întâmplă pe marginea Vestică. Lipsa lor din loc în loc se datoreşte numai faptului că stratele superioare le-au acoperit complet, pe când mişcările tectonice le-au scos la zi totdeauna.

In depresiune nu se cunoaşte argila roşie cu faciesul său de pe rama cristalină, ci remaniată, ca argila roşie nisipoasă sau amestecată printre rocele seriei vărgate.

Origina argilei roşii şi a stratelor vărgate inferioare.

Una din chestiunile, care a dat loc la discuţiuni este cea referitoare la modul de formare al argilei roşii.

Koch, care a studiat amănunţit aceste depozite, spune în lucrarea fundamentală asupra Bazenului Transilvaniei [2. pag. 24—25], că stratele argiloase vărgate inferioare (Untere bunte Tonschichten) reprezintă un depozit de apă salmastră, dacă nu chiar de apă dulce, îngrămădit la coastă de torenţii, cari aduceau de pe continent materialul produs prin desagregarea rocelor sub influenţa ploilor puternice şi anume: materialul roşu produs pe socoteala amfibolitelor, cel verde pe socoteala granitului şi gneisului.

Cum vedem el nu făceà deosebire între argila roşie de pe rama cristalină şi stratele vărgate, cu argilă roşie remaniată din bazen.

Profesorul Szádeczky, ocupându-se mai mult timp cu studiul cristalinului din Munţii Gilăului, a reluat chestiunea şi se exprimă, că aceste depozite reprezintă o formaţiune de pustie [6. pag. 276]. D-sa bazează această concluziune pe faptul, că a găsit blocuri de cuarţ cu faţete, cu suprafaţa luciată, precum şi unele blocuri acoperite cu o crustă de oxid de fer lucios, pe care o consideră *lac de pustiu.*

In esenţă, ambii geologi sunt de acord în a atribuì o origină continentală argilei roşii şi stratelor vărgate corespunzătoare; diferenţa constă numai în aceea că Prof. Szádeczky crede că stratele acestui orizont s'au format în pustiu, pe când Koch credeà că s'au produs pe continent, sub un regim ploios, materialul acesta fiind transportat de torenţi în depresiunea lacustră ori salmastră, ce luase naştere la marginea continentului cristalin.

In această privinţă cred, că explicaţia lui Koch este mai conformă cu unele fenomene şi aspecte, ce le-am observat şi eu, ea însă trebuie desvoltată şi completată.

Mai întâiu vom deosebì în acest orizont două faciesuri heteropice, uşor de separat:

a) Faciesul argilei roşii, uneori vărgată şi ea, groasă de 20—60 m., desvoltată pe massa continentală a şisturilor cristaline dela Călăţele şi

Institutul Geologic al României

b) Faciesul stratelor vărgate, ce cuprinde prundișuri torențiale, nisipuri și argile nisipoase roșii ori verzi alternativ, cu grosime între 300—600 m. și desvoltate în depresiunea Huedinului și pe marginile bazenului Transilvaniei dinspre Munții Gilăului.

Ele aparțin unuia și aceluiaș orizont, pentrucă atât pe te argila roșie de pe rama cristalină cât și peste stratele vărgate din depresiune, transgresează stratele de bază cu N. perforatus ale Luteținului (Eocen inferior). In consecință ele sunt de aceeaș vârstă și echivalente cu Anteluteținul — deci Paleocenul — (sau poate chiar cu Danian-Paleocen ?).

Constituția lor petrografică, ca și grosimea și structura lor fiind deosebite, necesar trebuie să fi avut o origină deosebită.

Să încercăm o schițare a acestei origini.

a) Origina argilei roșii de pe continent.

După cum atestă pedologul rus Glinka, rocele argiloase roșii se formează astăzi pe continent numai în regiunile ecvatoriale cu regim pluvial optim și cu insolație puternică, unde iau naștere lateritele, în grosimi de 20—100 m. [9. pag. 46—66].

Umiditatea și insolația în aceste regiuni sunt așà de active, încât rocele de pe continent se transformă pe grosimi mari într'un sol roșu, în a cărui compoziție nu mai rămâne — la solurile tipice și complet formate — decât oxid de aluminiu hidratat, oxid de fer (Götit) și foarte puțin cuarț sau silice SiO_2; pe când la solurile intermediare SiO_2 se păstrează chiar sub formă de argilă [9. pag. 58 și 62].

Concrețiunile feruginoase și manganifere nu sunt rare în aceste soluri bogate în Fe_2O_3, întocmai după cum se găsesc și în argila roșie paleocenă, de pe rama cristalină.

In pustiuri, se cunoaște, că azi iau naștere rocele nisipoase — sub formă de dune de pustiu, și rocele bolovănoase, sub formă de hamade sau pustiuri petroase și numai accidental pot să se producă ici colo și roce argiloase, sub formă de mici petece de argilă galbenă deschisă ori brună, nu roșie.

Bazați pe observațiunile fenomenelor actuale, putem admite ca mai probabil, că argila roșie inferioară paleocenă, așezată pe suprafața roasă a massivului Cristalin dela Călățele, s'a format pe continent în condițiuni analoage lateritelor de astăzi. E posibil deci să reprezinte un laterit fosil.

Dealtfel întinderea și raporturile sale stratigrafice coincid cu desvoltarea unei arii continentale în zona Munților Apuseni, supusă erosiunii continentale în tot timpul Danianului și Paleocenului până în Luteținian. In acel timp a luat naștere *Peneplena Fărcașa* (De Martonne) ca rezultat al puternicei erosiuni continentale, — și tot atunci s'a format și argila roșie lateritică pe suprafața nivelată, în condițiuni de umiditate optimă.

Institutul Geologic al României

b) *Origina stratelor vărgate din depresiunea Bazenului Transilvaniei*

Concomitent cu formarea argilei roșii lateritice pe continentul cu șisturi cristaline al Munților Apuseni, torenți nenumărați și activi luau materialul mai fin ori mai grosier și-l transportau în Basenul Transilvaniei, căci pe acele timpuri aveà caracterul de depresiune ocupată de ape salmestre sau chiar îndulcite.

Materialul depus la piciorul pantei pe grosimi de 300—600 m. și cu stratificația torențială, constituià stratele vărgate inferioare din depresiune.

Impotmolirea pe o scară foarte mare a depresiunii a oprit desvoltarea viețuitoarelor, de unde și lipsa de fosile a acestor depozite.

Un fenomen analog și în proporții tot așà de mari — îl avem la sfârșitul Terțiarului, când în regiunea subcarpatică iau naștere depozitele torențial-lacustre ale formațiunii de Cândești (Levantin superior), cu stratificația torențială și lipsite de fosile, în timp ce suprafața zonei marginale a Flișului Carpatic erà supusă unei erosiuni active și nivelată prin suprafața Mușa—Monteoru—Frumoasele.

Astfel cred, că am ajuns să demonstrez, că *argila roșie* cantonată numai pe marginea Nordestică a suprafeței nivelată a Munților Bihorului și *stratele vărgate* din depresiunea Huedinului, către care ea trece lateral, *reprezintă două faciesuri heteropice ale aceluiaș orizont dela baza Eocenului* și anume: Argila roșie constitue un facies continental lateritic (regim pluvial optim, insolație intensă), pe când stratele vărgate reprezintă un facies torențial-lacustru, ori torențial-lagunar, cum îl credeà și Koch, strâns legat de regimul pluvial de pe continent.

2. *Depozitele Eocene*

Una din seriile cele mai complet desvoltate în depresiunea Huedinului este aceea a depozitelor eocene. Prin variația orizonturilor și bogăția lor în fosile, studiul acestei serii a permis lui Koch să pună regiunea din Nordvestul Transilvaniei printre regiunile clasice ale Eocenului.

Pentru aceste motive aici nu voiu remarcà decât unele aspecte ale depozitelor eocene, ce mi se par mai interesante din punct de vedere al raporturilor și desvoltării lor; cât pentru studiul lor mă voiu referì la lucrarea fundamentală a lui Koch (2) și la cercetările lui Szádeczky (4).

Depozitele eocene se repartizează în mod neegal în jurul celor două masse cristaline și anume: în jurul massei cristaline Sudice (Munții Bihorului) ele formează o bandă largă până la 13 km. ajungând până la o linie nordică, ce trece prin Morlaca—Sfâraș—Petrindul mare, cu direcțiunea aproape paralelă cu marginea cristalinului; pe când în jurul masei cristaline Vestice (Munții Zalăului) Eocenul se efilează ca o dungă îngustă, uneori abià de 100—200 m., alteori sub formă de intrânde pătrunde în massa

Institutul Geologic al României

muntoasă cu 1—2 km. (Hodișu, D. Cornii), și deabià din V. Agrișului, din dreptul satului Bucium, depozitele sale reapar ca o bandă lată de 4 km., învăluind cristalinul Munților Zalăului până la Moigrad, unde le întrerupe falia transversală Moigrad—Ortelec.

O constatare, pe care am putut-o face în cercetările mele, este că depozitele eocène apar neîntrerupt — oricât de subțiate ar fi — și pe marginea vestică, cuprinsă între Morlaca și V. Poicului, astfel încât contactul depresiunii cu rama muntoasă se face tot prin depozitele eocene.

Intinderea depozitelor aquitaniane de pe foaia Huedinului până la rama muntoasă vestică este de sigur exagerată; numai în puține locuri dacă ajunge Aquitanianul în contact direct cu Dacitele (între Hodiș și Valea Crișului, și între V. Crișului și Morlaca).

O altă constatare este că orizonturile Eocenului se succed normal și complet în banda eocenică Sudică, pe când pe partea Vestică — dela Muerău la V. Poicului — nu toate orizonturile apar la zi, fie că nu s'au sedimentat ex. gispurile, fie că sunt laminate pe cale tectonică, ex. stratele cu N. perforatus, fie că sunt acoperite de stratele superioare ale Eocenului, ori chiar de stratele Oligocene și Aquitaniane.

In general depozitele eocene reprezintă un facies marin neritic (calcarul cu N. perforatus, calcarul grosier inferior și superior, calcarul cu Miliolide), cu treceri foarte repezi la facies lagunar (gipsuri, gresiile calcaroase cu Potamides, Congeria, etc. și cu intercalațiuni cărbunoase), ori chiar la faciesul continental de apă dulce (intercalațiunile cărbunoase, stratele vărgate superioare, cu conglomerate torențiale, argile nisipoase și nisipuri roșcate și verzi).

3. *Oligocenul*

Numai în jurul bordurei Sudice de Eocen sunt descrise și trecute de Koch pe harta geologică a Huedinului stratele inferioare ale Oligocenului pe când spre Filduri și Almașul mare, ele sunt acoperite de stratele oligocenului superior In afară de acestea, cred că un petec restrâns apare și pe marginea Vestică, în râpa de sub D. Cornii.

Depozitele oligocene cunoscute aici sunt alcătuite din marne calcaroase, uneori conglomeratice, fosilifere din marne friabile, argile roșii, gresii și conglomerate, care reprezintă stratele de Hoia precum și din stratele de Ticu.

Printre elementele conglomeratelor se citează de Hofmann [3] și Koch (2) și am găsit și eu în jos de Tetiș, blocuri rulate de un porfir rhyolitic gălbui, analog rhyolitului din conglomeratele stratelor vărgate paleocene.

Cea mai mare parte a depresiunii spre Nord și Nordest de banda eocenă Sudică este ocupată de o serie de conglomerate, alternând cu gresii și argile roșcate și cu intercalațiuni cărbunoase, atribuite la oligocen superior și *Aquitanian*.

Institutul Geologic al României

4. *Miocenul*

Dela Jimbor spre Nordeșt deasupra acestora se așternu și nisipurile și gresiile conglomeratice, cu marne nisipoase fosilifere ale *Burdigalianului*.

Acestea nu trec spre Vest de o linie, ce ar merge dela Moigrad — unde Hofmann a trecut pe harta geologică Zalău, un mic petic de Burdigalian — spre Jimbor, Coruș (Korod) și Cluj cu direcțiunea NV—SE.

5. *Quaternarul*

Ultimele depozite, ce le găsim în regiune sunt depozitele quaternare reprezentate printr'un lehm roșcat, compact, gros de 5—20 m., alcătuit din argilă roșie remaniată, amestecată cu nisip și având intercalațiuni dese de șuvițe de petrișuri și de nisipuri grosiere de coloare albicioasă. El se găsește pe vârfurile mai tuturor dealurilor din jurul Huedinului spre V. Almașului ca și spre V. Călata, formând curonamentul depozitelor terțiare.

In lungul Văii Călata, dar mai ales în lungul V. Fildu și V. Almașu se găsesc depozite de terasă, așezate după două nivele: terasa inferioară la 4—8 m., și cea superioară la 20—30 m.

Hofmann trece pe harta Zalăului la marginea Estică a șist. cristaline câteva petece din o terasă superioară, așezată la aproape 280 m. deasupra V. Agrișului. Asupra ei nu mă pot pronunță, necunoscând-o.

RAPORTURI STRATIGRAFICE

Pentru a urmări mai deaproape desvoltarea ce o iau diferitele formațiuni cu orizonturile lor în alcătuirea geologică a depresiunii Huedinului și pentru a ne da seama despre raporturile stratigrafice și tectonice, ce există între ele și apoi raporturile și cu rama muntoasă, voiu utilizà câteva profile dela contactul depresiunii cu Cristalinul și dacitele și altele trecând prin depresiune și marginea ei Estică.

1. *Contactul depresiunii cu Cristalinul.*

Rama cristalină de Sud se prezintă cu stratele cutate și faliate, iar suprafața e nivelată de erosiunea continentală daniană-paleocenă și înclinată în general dela S spre N cu 5^0—7^0.

Ea suprapoartă argila roșie lateritică și stratele cu Nummulites perforatus, înclinate în acelaș sens.

La un moment dat șisturile cristaline dispar în profunzime, scufundate după *o falie marginală de direcțiune E 22^0 N-W 22^0 S și care trece pe la Panic—Călățele.*

Institutul Geologic al României

La Nord de falia marginală Panic—Călățele se află depresiunea Huedinului, în care argila roșie lateritică nu se află, ci se continuă prin stratele vărgate, cu structura torențială și cu grosimi mari. Deasupra acestora, tot așà ca și deasupra argilei roșii lateritice, urmează stratele cu N. perforatus cu aceeaș înclinare slabă ca și pe șisturile cristaline. Lor le urmează apoi seria eocenă completă până la stratele cu Briozoare inclusiv. (Fig. 3).

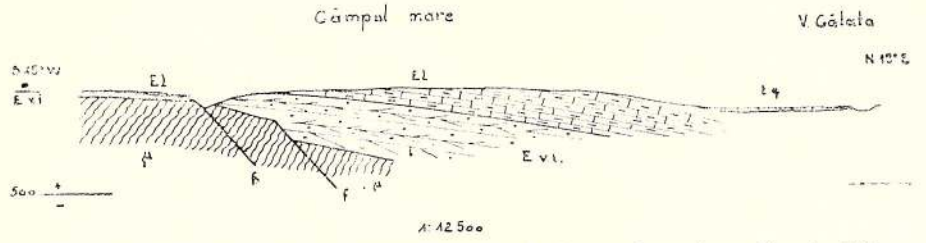


Fig. 3. Profil dus la contactul massei cristaline Sudice cu depresiunea Huedinului. Vest de Călățele.

tq = terasa inf. a V. Călata.
El = strate cu Num. perforatus etc., Lutețian.
Evi = strate vărgate inferioare Paleocen.
a/Evi = argila roșie lateritică. Paleocen.
μ = șisturi cristaline,
F.F. = falie.

Din cele de mai sus reiese, pe lângă confirmarea concluziunii, că argila roșie lateritică și stratele vărgate din depresiune sunt două faciesuri heteropice, și concluzia că marginea șisturilor cristaline a fost faliată încă înainte de formarea argilei bazale și a stratelor vărgate corespunzătoare. Numai astfel putem înțelege, cum pe continentul șisturilor cristaline se formă argila lateritică, în timp ce în depresiunea dela Nord, torenții cărau materialul grosier, din care s'au născut stratele vărgate inferioare.

Pe marginea Vestică a depresiunii, raporturile între Cristalin și stratele eocene se fac, cele mai deseori, tranșant printr'o falie, fără a se mai observà suprafața de nivelare cu argila roșie lateritică.

Așà la Mărgău și V. Poicu marginea faliată a massei cristaline se pune în contact cu diferite orizonturi ale Eocenului, cele inferioare fiind ridicate până aproape de ve ticală, și chiar laminate, pe când cele superioare au o înclinare foarte slabă.

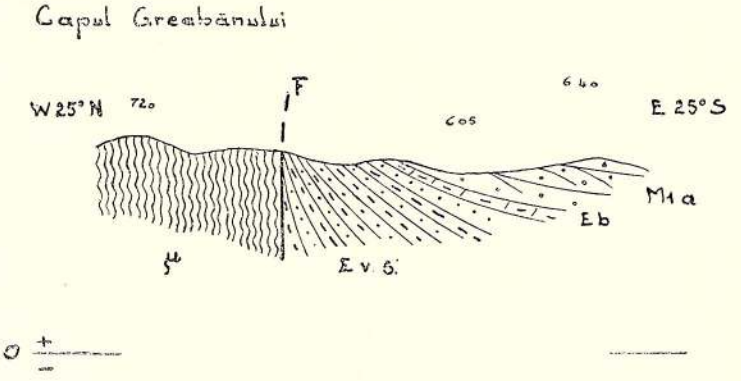
Profilul dela fundul părâului Poicu este instructiv: (Fig. 4).

Șisturile cristaline cu gneis, micașisturi, sericitoșisturi și cuarțite cu puțină mică, vizibil detritice, străbătute de filoane de aplit, cu poziția aproape verticală (ușor înclinate spre E).

Rezemat de peretele vertical de cristalin — la cotul ce-l face șoseaua Ciucea spre Zalău (foaia Huedin) apare *Eocenul* reprezentat la bază prin stratele vărgate superioare, alcătuite mai mult din argile nisipoase alternativ roșii și verzui, cu intercalațiuni de gresii la fel coleator.

Institutul Geologic al României

Ele sunt înclinate cu 60°—70° spre ESE. Deasupra lor pe drumul Poicu—Nireș se desvoltă calcarele cu Miliolide dela baza orizontului stratelor de Cluj (Bartonian), înaintând peste capetele laminate ale stratelor vărgate, cu o înclinare numai de 10°—15° spre ESE.



1: 25000

Fig. 4. Profil dus pe malul drept al P. Poicu între Cristalinul din Culmea Zălăului și terțiarul depresiunii.

μ = șisturi cristaline.
Evs = strate vărgate superioare. } Eocen.
El = calcarul grosier superior. }
M^1a = conglomeratele oligocen superior — aquitaniane.
F = falia marginală.

Peste acestea apoi se așternu, cu o poziție aproape de orizontală, conglomeratele socotite de Hofmann ca Aquitaniene, cari cuprind blocuri de șisturi cristaline, rhyolit și au intercalațiuni de gresii și argile nisipoase ori argile cu blocuri, de coloare roșie.

Acest raport ne pune în evidență pe lângă discordanța unghiulară între Cristalin și Eocen — falia marginală anterioară Eocenului — și mișcările tectonice posterioare Eocenului și chiar Aquitanianului.

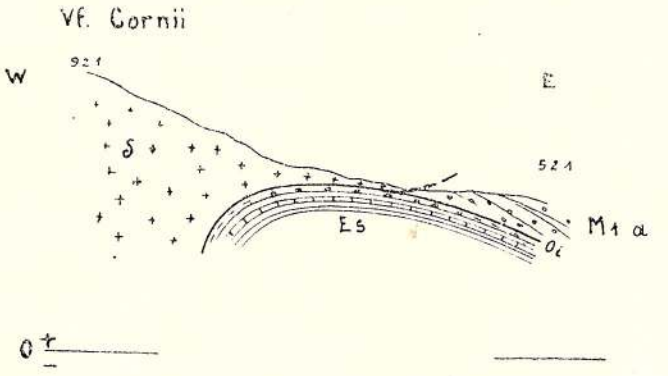
2. *Contactul depresiunii cu Dacitele*

In zona de contact a depresiunii cu marginea Dacitelor profilele ne prezintă raporturi încă nerelevate suficient până acum. Pe această margine depozitele din depresiune deseori le întâlnim înclinate sub massa eruptivă a dacitelor; din această cauză depozitele depresiunii pătrund adânc pe văi în interiorul massei eruptive (Morlaca, Hodiș, D. Cornii), pe când dacitele se lasă departe pe creasta dealurilor sub formă de eșinde sau revărsări. De sigur sunt destule cazuri, când contactul se face după fracturi verticale.

Institutul Geologic al României

Pentrucă regiunea aceasta de contact am urmărit-o mai deaproape, voiu dà mai multe profile, ce ne vor pune în evidență structura geologică a acestei margini cu problemele și soluțiile, ce se pot întrevedeà.

a) *Profilul dela Dealul Cornii.* (Fig. 5.)



1:25000

Fig. 5. Profil prin Vf. Cornii și râpa dela Coasta rea. (Revărsarea dacitelor peste Paleogen).

M^1a = conglom. olig. sup. — aquitaniane.
Oi = oligocen inferior.
Es = Eocen superior (Str. cu N. intermedius).
δ = dacite.

Extremitatea cea mai Nordică a massei dacitice se îngustează la Nord de valea Crișului repede și dispare prin efilare în D. Cornii, prinsă între șisturile cristaline la Vest și depozitele terțiare dela Est.

Un profil interesant ne prezintă râpa dela «Coasta rea», sub dealul Cornii:

La bază se află stratele vărgate superioare ale Eocenului cu marne roșii, groase 4—5 m.; peste ele un banc de calcar compact cu puține fosile, 1 m.; deasupra marne nisipoase trecând în conglomerate marnoase cu Numuliți de tipul lui N. intermedius și N. Fichteli, 2—3 m.; urmează conglomerate cu elemente mari și mici, dispuse în formă de lentilă, peste care se așternmarne nisipoase vărgate, aproape 10 m. grosime în total.

Se pare, că aici avem aface cu stratele Eocenului superior extrem de redus și poate și cu baza stratelor de Hoja Oligocene.

Stratele sunt cutate sub forma unui anticlinal asimetric, la care aripa Estică are stratele înclinate cu 22° spre E, pe când pe aripa Vestică stratele se înclină cu 30° sub massa dacitelor din D. Cornii.

Peste acest anticlinal dacitele se revarsă apoi până la o depărtare de 200 m. pe flancul Estic, ca o pătură groasă de cel puțin 10 m.

Institutul Geologic al României

E singurul exemplu, ce l-am observat în tot lungul marginei dacitelor spre depresiune, unde revărsarea dacitelor peste stratele paleogene să se păstreaze așà de evident.

Deoarece vârsta stratelor acoperite de dacite poate fi atribuită Eocenului superior — Oligocenului inferior, *vârsta dacitelor, nu mai încape îndoeală, este mai nouă decât Eocen superior — Oligocen inferior.*

b) *Profilul din V. Târșorilor* (Morlaca). Fig. 6.

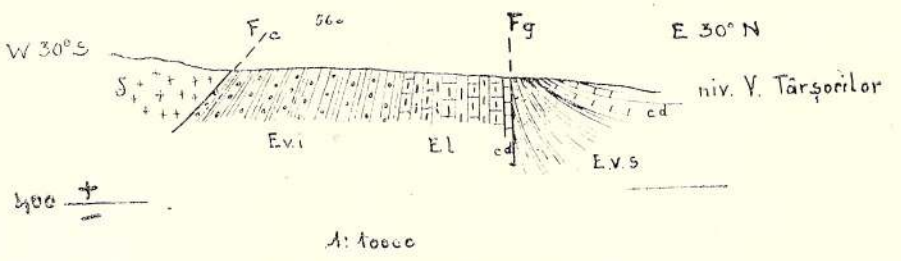


Fig. 6. Profil în lungul Văii Târșorilor

δ = dacite.
Evi = stratele vărgate inferioare.
El = stratele luteține. (N. Perforatus, etc.).
cd = calcar de apă dulce.
Evs = strate vărgate superioare.
Fc = falia de contact.
Fg = falie de alunecare.

Din D. Caprafoiu se lasă spre V. Călata, cam prin mijlocul satului Morlaca, pârâul Locioreasa alcătuit din două brațe, unul Estic — P. Malului și altul Vestic P. Târșorilor. Pe P. Târșorilor profilul este următorul:

Dacitele ma sive prezintă la contactul cu sedimentarul un aspect fluidal și o bogată massă amorfă. Marginea lor se termină printr'o suprafață înclinată spre Vest, astfel încât stratele terțiare sunt înclinate sub dacite.

Sedimentarul e alcătuit precum urmează:

La contact cu dacitele sunt *stratele vărgate inferioare*, alcătuite din conglomerate cu stratificația torențială, alternând cu gresii, nisipuri și argile nisipoase roșii, ori verzi. Elementele conglomeratelor provin din șisturile cristaline, dar am găsit și un *rhyolit* galben-cenușiu, în care se disting bine cuarțul, feldspatul cu textura micropertitică și pasta amorfă.

Ele au grosimea de peste 100 m. și au direcțiunea N 20° E, înclinându-se cu 55° spre NV, deci sub dacite.

Dealtfel contactul între dacite și conglomerate ne arată clar, că *dacitele au ridicat stratele terțiare, le-au răstumat și le-au pătruns.*

Deasupra și în afara dacitelor urmează *orizontul cu Nummulites Perforatus*, care începe prin bancuri calcaroase cu forme mari de Gryphaea Esterhazi la cari urmează calcarul grosier cu N. perforatus și alți numuliți. E un orizont redus ca grosime iar stratele sale sunt verticale.

Institutul Geologic al României

Peste acestea se păstrează *orizontul calcarului grosier inferior* fosilifer, cu stratele deasemenea verticale și reduse de sigur prin laminare.

Apoi un *banc de calcar compact de apă dulce* gros 1 ½—3 m. vertical, urmat de gresii cu fosile salmastre, ce se continuă spre Sud în V. Răoasa la stratul de cărbuni.

După acestea *stratele vărgate superioare* abià se pot distinge prin capetele lor, din cauza laminajului și dispoziției în culise, pe când *calcarul de apă dulce* (mijlociu după Koch) constitue D. Pietrele, între V. Răoasa și V. Locioreasa în bancuri, ce se repetă până la o grosime totală de 20 m.

Inclinarea calcarului de apă dulce în D. Pietrele și V. Locioreasa este de 35⁰ spre E, pe când în V. Răoasa și spre V. Călata scade la 18⁰—20⁰ E.

Din acest profil reținem, că numai orizonturile extreme — conglomeratele stratelor vărgate inf. și calcarul de apă dulce (mijlociu, Koch) sunt bine desvoltate, pe când orizonturile intermediare sunt laminate, strivite și așezate în culisă.

c) *Profilul de pe Valea Răoasa*. Fig. 7.

In fundul V. Răoasa, anume la confluența cu P. dela Caprafoiu, massa dacitică se prezintă puternic desagregată, astfel că avem uneori aspectul unei cinerite. La microscop roca prezintă o bogată massă sticloasă și structura fluidală.

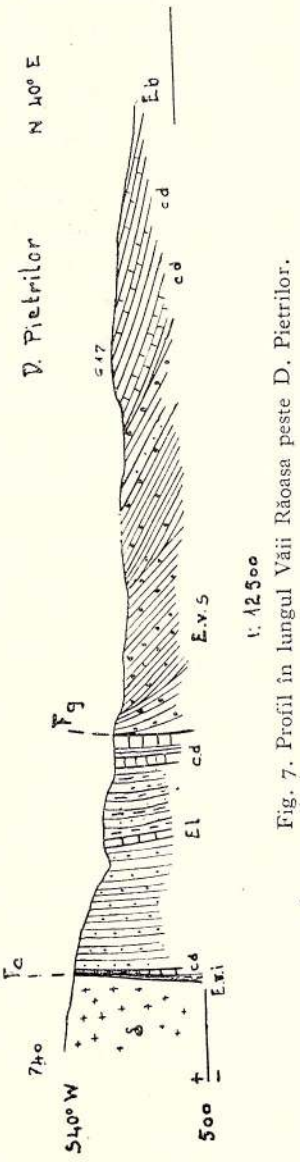


Fig. 7. Profil în lungul Văii Răoasa peste D. Pietrilor.
δ = dacite
Evi = strate vărgate inferioare
El = strate luteţiane. (N. Perforatus etc.).
Evs = strate vărgate superioare.
cd = calcar de apă dulce.
Eb = calcarul grasier superior.
Fc = falia de contact.
Fg = falie de alunecare.

Marginea dacitelor este dată de un perete vertical care constitue totodată și fractura marginală a ramei muntoase.

In afara dacitelor urmează dinăuntru spre exterior:

Institutul Geologic al României

1. Un banc *de calcar de apă dulce*, constituind probabil partea superioară a stratelor vărgate inferioare, cari aici sunt laminate în profunzime, dar cari puțin mai spre Nord apar pe deal, desvoltându-se tot mai mult spre P. Târșorilor, continuu înclinate sub dacite.

2. O serie de strate marine neritice formate din gresii calcaroase ori marnoase, groase de 150—200 m. de coloare cenușie-gălbue ori cenușie-verzue cu spărtura curbi-corticală (strzalka struktur) caracteristică gresiilor din Flișul carpatic și având la partea lor superioară fosilele caracteristice *orizontului cu N. perforatus*.

3. Lor urmează calcarele gresoase cu Rostellaria, Ostree, Campanille giganteum, etc., etc., care constitue calcarul grosier inferior.

Intregul complex de strate de până acum are direcțiunea N 15° W verticale sau ușor deviate spre Est.

4. Acestora urmează altă serie de *strate de apă dulce* cu calcare, gresii calcaroase, cărbuni de pământ și marne gresoase. Grosimea ei este de 30 m. Calcarul dela baza acestei serii conține după d-l Szádeczky resturi de Planorbi, iar în celelalte strate am putut află o faună salmastră reprezentată prin Congerii și alte lamelibranchiate, apoi Potamides, Neritine, Natica, etc.

Stratul cărbunos este lenticular, gros de 2—3 dm. și după fosilele salmastre, ce conține, pare a fi un strat de cărbuni allochtoni.

Și aici direcțiunea este N 15° W, iar înclinarea 85° Estică. Aceste strate se urmăresc pe la Lazuri, iar de acolo spre Nord pe V. Malului până în profilul din P. Târșorilor.

5. Deasupra acestora urmează *stratele vărgate superioare* alcătuite din argile roșii și verzi, nisipuri vărgate, conglomerate mai mărunte sau mai grosiere, cu bucăți rotunjite de cuarț, acoperite de o pojghiță de oxizi de fir.

In nisipurile verzui am putut află trei oase dintr'un vertebrat indeterminabil, pe care nu am putut să le detașez din nisipul moale, fiind desagregate. Unul dintre ele păreà a fi un os lung de felul humerusului, cu diametrul transversal de 7 cm., iar celelalte două lungi de 20 cm. se prezentau mai late la un capăt, pe când la capătul opus erau alungite.

Intreg materialul acestor strate este remaniat, până și argila roșie este alcătuită din fragmente fine și colțuroase uneori, de argilă roșie remaniată printre care se intercalează și fragmente de argilă verde.

Deasemenea conglomeratele și aici prezintă stratificația torențială, ca la stratele vărgate inferioare.

Grosimea totală a acestor strate poate fi socotită la 80—100 m. Direcțiunea și înclinarea lor sunt cuprinse între: N 18° W cu înclinarea 65° spre E 18° N și N 45° W cu înclinarea 20° spre NE.

Aceasta ne arată, că între gresiile și marnele cărbunoase de mai jos și stratele vărgate de deasupra există o discordanță tectonică apreciabilă,

Institutul Geologic al României

care poate să reprezinte chiar o falie, după care stratele vărgate superioare sunt alunecate în culisă spre E.

6. La partea superioară a stratelor vărgate se intercalează mai întâiu câte un banc de *calcar de apă dulce*, mai apoi devin mai dese până ce ajung să formeze o succesiune de aproape 20 m. de calcar de apă dulce, ce se întinde și în D. Pietrile. Koch consideră că acesta ar fi reprezentat al doilea orizont de calcar de apă dulce, de fapt în V. Răoasa, am văzut că reprezintă a treia apariție importantă din acest fel de strate.

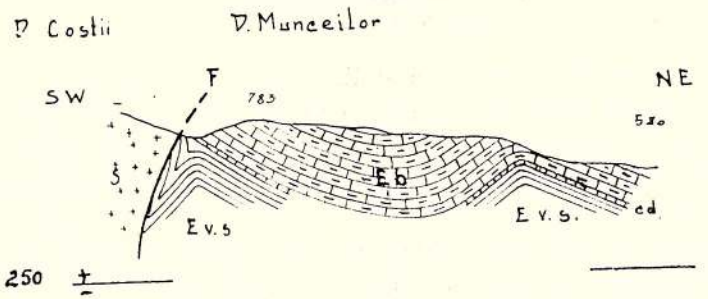
Prin faptul că el se intercalează stratelor vărgate superioare, trebuie admis ca făcând o unitate stratigrafică cu acestea.

Direcțiunea N 40°—45 W, înclinarea 18°—20° NE. Capetele estice ale acestor strate sunt retezate de terasa Văei Călata.

Din profilul de pe V. Răoasa reținem:

Că orizonturile paleogene sunt mai complet reprezentate și se observă alternațiuni foarte frecvente între faciesul continental lacustru și faciesul marin neritic; fenomenele de laminare ajung aici până la producerea de falie după care stratele alunecă schimbându-și brusc înclinarea. E probabil că această falie să se continue și în V. Locioreasa, acolo unde argila roșie superioară deabiă apare printr'o șuviță îngustă.

d) *Profilul din Podul Munceilor*. Fig. 8 și 9.



1:25000

Fig. 8. Profil prin Podul Munceilor spre Morlaca

Intre V. Răoasa și satul Mueräu se ridică suprafața înaltă a Podului Munceilor (cota 783) cu aproape 200 m. deasupra Văii Călata și cu o lărgime de cel puțin 1½ km.

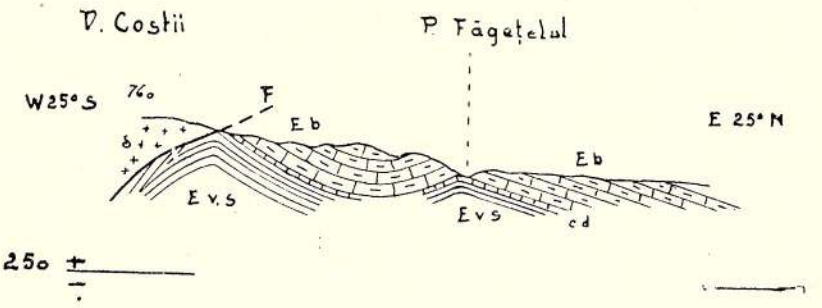
Spre Vest el este limitat de D. Coastei, care constitue un eșind al massei dacitice, ce înaintează cu cel puțin 500 m. spre Est peste stratele eocene.

Suprafața Podului Munceilor, cum numele său arată, se prezintă cam la același nivel; iar accidentele ce se observă sunt datorite numeroaselor doline mici, ce-i scobesc suprafața, și care trec în jos spre mici peșteri.

Profilul este următorul:

Institutul Geologic al României

La contactul cu dacitele din D. Coastei și prinse sub ele apar *stratele vărgate superioare*, ce se urmăresc din V. Răoasa, pe când orizonturile inferioare rămân laminate în profunzime. Spre partea superioară a stratelor vărgate se intercalează și bancuri de calcar de apă dulce, pe care îl cunoaștem din D. Pietrilor.



1: 25000

Fig. 9. Profil prin Podul Munceilor peste părâul Făgețelul.
δ = dacite.
Evs = stratele vărgate superioare.
cd = calcar de apă dulce.
Eb = calcar grasier superior.
F = falia de contact.

E interesant de remarcat, că argila roșie care sub D. Coastei se înclină sub dacite, la Vf. Munceilor (783 m.) se înclină spre est și poartă deasupra lor:

Calcarul grosier superior (Stratele de Cluj) cu o mare bogăție de fosile: Miliolide, Polipieri, Echinoderme, Lamelibranchiate, Gasteropode și dinți de vertebrate.

Grosimea acestor calcare atinge 60—80 m. și *formează un mare sinclinal* din Podul Munceilor peste P. Făgețelu și până în P. Zanda, spre Muerău. Stratele din flancul său Estic se înclină cu 45° WSW.

El este urmat imediat de un anticlanal, vizibil în P. Făgețelu și P. Zanda, în bolta căruia apar sus calcare de apă dulce, iar sub ele argile verzi și roși ale orizontului stratelor vărgate superioare.

Spre șesul Călatei flancul Estic al acestui anticlinal este alcătuit tot din calcarele grosiere ale stratelor de Cluj, cu direcțiunea N 30° W și înclinarea 20° ENE.

Dacă la profilele acestea am mai adăugà și profilele pe care le dă Koch [2. fig. 2, pag. 21, fig. 3, pag. 41] dela Hodiș și Muerău, precum și profilele dela Morlaca, ce trec prin insula cristalină (fig. 1 și 2) străbătută de filoane de dacite, ne dăm seama destul de bine, cred, de raporturile ce există între depresiune și marginea massei eruptive dacitice, a cărei legătură cu Vlădeasa este bine cunoscută. [Szádeczky, 10, 11].

Institutul Geologic al României

Concluziunea, ce ni se impune în primul rând, este că contactul între depozitele depresiunii și massa eruptivă se face printr'o zonă de fracturi marginale, în jurul căreia stratele paleogene sunt rupte, răsturnate și cutate, pe o lărgime maximă de 1½ km., iar uneori străbătute și chiar acoperite de dacite.

Deranjarea acestor strate se poate observà și la contactul cu massa șisturilor cristaline — ex. la V. Poicu — însă numai în vecinătatea marginei eruptivului. In general contactul cu cristalinul se face după tipul observat la cristalinul din Sud.

De altă parte, deranjarea stratelor având loc pe o lărgime foarte redusă în jurul massei eruptive, se impune a doua concluzie anume: fenomenele tectonice complexe, ce se observă la contactul massei eruptive cu depresiunea sunt consecința erupțiunii dacitelor și în legătură numai cu aceasta. Dacă ele ar fi atribuite mișcărilor tectonice generale din regiune, atunci astfel de deranjeri s'ar repetà pe toată marginea cristalinului, ceeace nu se observă, decât în limitele amintite.

Coroborând aceste rezultate cu constatările dejà făcute, că dacitele dela contact prezintă o structură fluidală, cu bogată pastă amorfă și brecii eruptive; iar filoane din dacite străpung atât șisturile cristaline cât și conglomeratele stratelor vărgate inferioare, sau ca pânză de lavă se revarsă peste stratele Eocenului superior — Oligocenului inferior, atunci cred că, este locul să ne întrebăm:

Dacitele dela marginea depresiunii Huedinului nu ar puteà fi interpretate ca reprezentând manifestațiuni eruptive efusive ale massei centrale daco-granitice, ce se consolidà sub formă de laccolith (Szádeczky)?

Și atunci, erupțiunea lor nu ar fi avut loc posterior Eocenului superior — Oligocenului inferior, poate chiar în Miocen, cum credea Koch?

Indicațiuni serioase în această direcțiune ni le mai prezintă faptul că, la contactul eruptivului cu sedimentarul lipsesc în general fenomenele de contact, ceeace se acordă cu modul de prezentare al contactului rocelor efusive.

De altă parte blocuri rulate de dacite nu se cunosc nici în conglomeratele Paleocen-Eocene și nici în cele Oligocen-Aquitaniane, cu toate că erosiunea continentală a fost foarte activă în aceste părți.

Ele se cunosc bine desvoltate abià în conglomeratele sarmațiane (Hofmann), ce se întind la Est de Culmea Zalăului până la Jegerișteși Poieni, în V. Crișului Repede.

In schimb, dacă ținem seamă de prezența rhyolitelor rulate atât în conglomeratele paleocene dela Morlaca, cât și în cele Oligocene (Hofmann le citează în stratele de Mera ale Oligocenului din V. Agrișului [3. pag. 264]) dela Tetiș, Fildu; ori ca inclusiuni de dimensiuni felurite în massa dacitelor, atunci putem întrevedeà complexitatea fenomenelor,

Institutul Geologic al României

legate de consolidarea massei eruptive din Vlădeasa, precum și problemele, ce ni le pune această complexitate și succesiune a fenomenelor eruptive.

Se înțelege că soluțiunea satisfăcătoare nu o putem aveà, decât dela cercetarea întreg'i probleme a eruptivului din Munții Vlădeasa; problemele ce mi-am permis să le pun sub formă de întrebări, ne arată însă că, raporturile massei eruptive cu rocele înconjurătoare poate totdeauna, să ofere indicii prețioase pentru găsirea tocmai a acestei soluții, ce o căutăm.

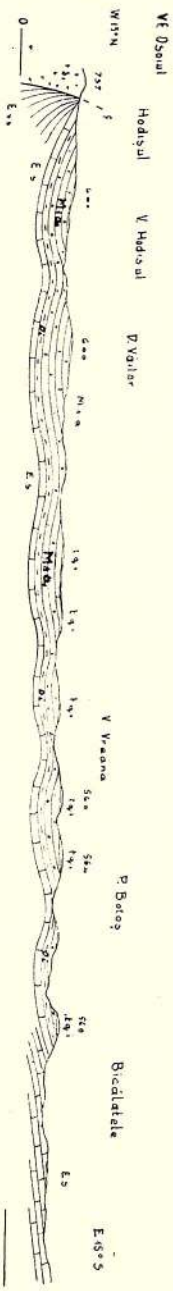


Fig. 10. Profil schematic prin depresiunea Huedinului.
tqi = terasa superioară. Quaternarul inferior.
M1a = Conglomerate olig. sup. — aquitaniane.
Oi = oligocenul inf. (Strate de Hoia).
Es = Eocen superior (marne, calcare).
δ = dacite.
F = falia de contact.

3. *Interiorul depresiunii Huedin și marginea sa Estică.* Fig. 10.

Eocenul și Oligocenul.

Marginea Estică a depresiunii Huedinului este alcătuită de banda eocenă, ce mulează Cristalinul massei Sudice, constituind un eșind spre NE, ce ajunge până la satul Petrindul Mare.

In spre interior petece din acest Eocen mai apar la Molosâg, Huedin (sub cimitir) și la Tetiș, alcătuite din stratele superioare ale Eocenului — marnele cu Bryozoare. Ele sunt acoperite concordant de Oligocenul inferior, cu marne calcaroase fosilifere, gresii calcaroase ori conglomeratice și marne nisipoase.

La Huedin ele au direcțiunea N 22° W și înclinarea 9° NNE; tot spre NNE se înclină și la Tetiș, ceeace înseamnă că avem aface cu o mică boltă anticlinală de Eocen — Oligocen inferior, ce se întinde dela Tetiș pe la Huedin spre Molosâg.

La Bicălate apar și calcarele grosiere ale Bartonianului și sunt înclinate cu 7°—10° spre NV. Astfel Eocenul dela Bicălate se ridică încet spre Est formând eșindul dela Petrindul Mare, sub forma unui anticlinal cu bolta largă, al cărui ax trece pe la Stana cu direcția spre NNE. In adevăr la Stana, Koch a măsurat la calcarul grosier înclinarea de 7°—8° spre Nord. [2. pag. 93].

Institutul Geologic al României

Oligocenul superior și Depozitele Aquitaniane.

Acestea sunt alcătuite din o succesiune groasă de conglomerate în alternanță cu gresii și marne argilo-nisipoase de coloare roșie și verzue. In conglomerate domină elementele șisturilor cristaline, dar și un rhyolit analog celui din conglomeratele stratelor vărgate inferioare. Deasemenea și la aceste conglomerate se observă stratificația torențială destul de des, iar printre stratele acestei serii sunt și intercalațiuni de cărbuni de pământ exploatabili.

Hofmann și Koch, pe baza fosilelor ce au găsit în aceste strate, au admis că reprezintă un facies salmastru al oligocenului superior și al Aquitanianului (Mediteranianul I).

Depozitele acestea se întind ca o manta acoperitoare a depozitelor eocene începând dela Morlaca—Molosâg spre Nord până la cotul cel mare al Someșului. Probabil însă că ele ajungeau până la Mueräu, sub forma unui intrând ascuțit, astăzi ros de Valea Călata.

Intre Valea Poicului la V și Jimbor și Dolu la E ele alcătuesc singurele depozite, ce se cunosc la zi în această regiune largă de peste 30 km.

Mai spre Nord însă zona ocupată cu aceste deposite se îngustează foarte mult, din cauză mai ales că deasupra lor se așterne stratele burdigaliane.

In general, stratele oligocen aquitaniane se înclină dinspre SSV—NNE cu 7^0—12^0, adică în sensul înclinării depresiunii până aproape de Romița pe V. Agrișului. Deaici ele se înclină în sens invers formând astfel un sinclinal cu direcția VNV—ESE transversal direcțiunii depresiunii.

In afară de aceasta stratele oligocen aquitaniane sunt cutate în cute secundare foarte slabe, dirijate în lungul depresiunii și vizibile pe V. Peșterii, V. Fildului și V. Crișului Repede (Henzul).

Burdigalianul.

După cercetările lui Koch și Hofmann, Burdigalianul este reprezentat prin gresii conglomeratice, gresii calcaroase ori nisipoase și marne nisipoase, în general bogate în fosile.

Ca întindere stratele burdigaliane nu se găsesc spre Sudvest de o linie, ce începe dela Coruș (Korod) lângă Cluj, trece pe la Sân-Craiu, Jimbor pe V. Almas, pe la Est de Ungurașu pe V. Agrișului și se termină la petecul redus dela Sudest de Moigrad.

In schimb ele constitue toată partea Nordestică a depresiunii, acoperind complet depozitele aquitaniane și luând parte la toate cutele acestora.

Răspândirea lor stă în legătură cu mișcările de ridicare în massă, la care a fost supusă partea Sudvestică a depresiunii, după o linie axială, ce se dirijează dela Moigrad spre Cluj, și care în regiunea Moigrad—Ortelec ea coincide cu o fractură transversală lanțului de cristalin din culmea Zalăului, marcată prin erupțiunile de dacite și andesite din jurul acestor localități și prin dispariția în profunzime a cristalinului.

Pe valea Almașului între Gâlgău la Nord și Hida (Hidálmás) la Sud,

Institutul Geologic al României

stratele burdigaliane iau parte la formarea sinclinalului transversal, alcătuit la bază din Aquitanian, și cu axul trecând între Chendrea și Răchișu.

CONSIDERAȚIUNI TECTONICE

Depresiunea Huedinului, făcând parte din marea depresiune a Basenului Transilvaniei, în ea vom puteà distinge caracterele mari tectonice generale întregului basen, precum și acele caractere speciale, care o individualizează ca o unitate aparte.

Printre caracterele tectonice principale vom distinge:

1. Fracturile marginale.
2. Sinclinalul longitudinal al depresiunii.
3. Anticlinalul marginal Stana-Topa.
4. Fractura transversală Ortelec-Moigrad.
5. Sinclinalul transversal Romița-Răchișu.

1. *Fracturile marginale.*

Produsă prin scufundarea părții Nordestice a massei cristaline a Munților Apuseni, depresiunea Huedinului este separată de zona muntoasă prin fracturi marginale și anume: *fractura Panic-Mârgău*, cu direcția E 22° N—V 22° S; *fractura Mârgău-Valea Poicu*, cu direcția N—S și *fractura Valea Poicu-Moigrad*, cu direcția aproximativ NE—SV.

Deseori ele nu sunt simple, ci formează o serie, ceeace face ca tectonica marginei depresiunii să fie în general mai complicată, decât pare la prima vedere. In special contactul cu massa eruptivă este marcat prin fracturi seriate, după care sedimentarul este prins adesea ori sub masa eruptivă (Morlaca, D. Corni), sau numai alunecat în culise.

In legătură cu acest contact menționez și cutările accentuate ale depozitelor depresiunii, observate și de Koch și de Szádeckzy.

Ținând seamă de răspândirea celor două faciesuri heteropice paleocene — argila roșie continentală și stratele vărgate din depresiune — peste care transgresează deopotrivă stratele marine ale Luteținului inferior (Eocen inferior, Haug) deducem că, producerea depresiunii Huedinului prin scufundarea părții Nordestice a Munților Apuseni, după fracturi marginale, a avut loc încă din Cretacicul superior, odată cu producerea și a Basenului Transilvaniei (Voitești, [1.]. Loczy pune fenomenul de scufundare în Cenomanian [14. pag. 495].

2. *Sinclinalul longitudinal al depresiunii Huedinului.*

Cu toate că depresiunea Huedinului este separată de rama muntoasă prin fracturi marginale, dispoziția stratelor în interiorul său îi dă mai mult caracterul unui sinclinal alungit dela SSV—NNE. Axul său trece între Morlaca—Molosâg spre Fildu de Mijloc și Bretcu, scufundându-se spre linia Moigrad—Romița—Răchișu.

Institutul Geologic al României

Flancul său Vestic fracturat și uneori puternic deranjat se înclină în general cu 15°—20° spre depresiune, iar flancul Estic se înclină numai cu 5°—10° tot spre depresiune (ex. Eocenul dela Bicălăte înclinat cu 7°—10° spre NV; Aquitanianul din fundul Văii Topa Sân-Craiu înclinat cu 7°—8° spre NNV). La rândul său fundul sinclinalului este recutat în cute secundare longitudinale.

Astfel avem aface cu o depresiune sub formă de sinclinal asimetric și recutat longitudinal, ce mulează la partea internă lanțul Munților Zalăului.

3. *Anticlinalul longitudinal Stana—Topa* (Ileanda mare?).

In partea Estică sinclinalul Huedinului este mărginit de o boltă anticlinală largă de 4—10 km., ce se dirijează dela Stana pe la fundul P. Sân-Craiu și est de Dolu.

La Stana bolta sa este formată din stratele eocene, la fundul P. Sân-Craiu stratele aquitaniane le iau locul, iar spre Nord de Topa se adaugă și stratele burdigaliane. Aceasta înseamnă că axul său se înclină spre linia Moigrad—Răchișu, ca și axul sinclinalului depresiunii.

4. *Fractura transversală Ortelec—Moigrad.*

Unul din accidentele tectonice, care turbură regularitatea liniilor depresiunii Huedinului, este *fractura transversală Ortelec—Moigrad*, a cărei direcțiune este dela NV—SE.

Importanța acestei fracturi transversale se poate judecà după următoarele fenomene:

a) Cristalinul Culmii Zalăului se întrerupe brusc la falia Moigradului, fiind scufundat în profunzime pe o lungime de aproape 30 km., până la insula Nordică de cristalin dela Cheud și Benefalău (în lungul Someșului inferior).

Scufundarea aceasta constitue marea «Porta Meszesiana» a lui Hofmann.

b) Prin poarta deschisă între Moigrad—Cheud apele Basenului Transilvaniei comunicau cu apele Basenului Panonic, foarte probabil, încă din Cretacicul superior, sigur însă din timpul Paleocenului-Eocenului; deoarece sedimentele acestora constituesc azi creasta anticlinală, ce separă Basenul Transilvaniei de depresiunea Sălajului, pe locul și în direcțiunea cristalinului scufundat.

c) Un alt fenomen legat de falia Moigrad—Ortelec este apariția andesitelor și dacitelor exact la capătul scufundat al cristalinului, în dreptul acestor localități.

5. *Sinclinalul transversal Romița—Răchișiu.*

Ca un ecou al scufundării cristalinului Culmii Zalăului, după fractura Moigradului, se desvoltă un sinclinal larg și deschis, ce taie transversal depresiunea Huedinului. El este alcătuit din stratele aquitaniane și burdigaliane, și are axul dirijat dela Moigrad pe la Romița, pe V. Agrișului, spre Nord de Răchișu, pe V. Almașului sau aproape paralel cu falia Moigradului.

Institutul Geologic al României

Recapitulând cele de mai sus și punându-le în legătură cu marile aspecte și fenomene tectonice din Basenul Transilvaniei, ajungem la concluzia că, *falia Moigradului* cu direcțiunea NV—SE paralelă fracturii Picineaga—Harghita—Bodrog (Voitești), reprezintă una din fracturile transversale inițiale și principale, după care massa cristalină de NV s'a scufundat și prin aceasta s'a format însăș Basenul Transilvaniei. Vârsta ei, dedusă și din aceste considerațiuni și din răspândirea depozitelor Paleocen-eocene în zona Moigrad—*Cheud* nu poate fi decât cel puțin din Cretacicul superior.

Ea influențează, mult mai târziu, orientarea sinclinalului Romița—Răchișu, care dirijându-se aproape paralel acestei fracturi, urmărește vechile linii directrice ale Basenului Transilvaniei.

La lumina acestor idei, depresiunea Huedinului apare ca un accident secundar. Ea este un golf, ce pătrunde în lungul massei cristaline din Culmea Zalăului, antrenată în mișcarea de scufundare în trepte odată cu scufundarea însăș a Basenului Transilvaniei.

Aspectul de sinclinal, mărginit spre Est de creasta anticlinală Stana—Topa, ce-l observăm azi la depresiunea Huedinului, este de dată mai recentă, deși cauzele par a fi profunde și vechi.

Pentru a ne dà seama mai bine despre aceasta, să încercăm o schițare a evoluției geomorfologice a regiunii.

Evoluția geologică a Depresiunii Huedinului.

Date precise despre existența depresiunii Huedinului avem abià dela stratele vărgate inferioare heteropice cu argila roșie lateritică, a căror vârstă Koch o socoteà echivalentă Londinianului, dar nu este exclus, ca ele să reprezinte singurele sedimente Danian—Paleocene din aceste părți.

Cu începutul Eocenului inferior (Lutețian) depresiunea este invadată de marea de tip mediteranean (cu Velates, Campanille, N. perforatus, etc.).

Cu mai multe oscilațiuni pe verticală — dintre care cea corespunzătoare faciesului lacustru-lagunar al stratelor vărgate superioare e cea mai importantă — depresiunea a continuat să fie sub mare până la sfârșitul Oligocenului inferior.

Din Oligocenul mediu partea Sudică încearcă o mișcare mai importantă de ridicare, în urma căreia se stabilește un facies salmastru și de apă dulce (facies carbunos), iar temporar și pe alocuri, probabil, a fost chiar continent.

Aspectul acesta durează până la sfârșitul Aquitanianului (Miocen inferior), când o nouă ridicare transformă în continent întreaga regiune dela Sudvest de linia Moigrad—Cluj (?)

Se recunoaște că, mișcarea de ridicare a părții Sudvestice a depresiunii se prezintă cu calitățile unei mișcări de basculă în jurul axului Moigrad—

Institutul Geologic al României

Cluj (?), pentrucă în regiunea dela Nord de acest ax — spre Jibău și Ileanda Mare — Oligocenul mediu în întregime este marin.

Mișcărilor dela sfârșitul Aquitanianului se datorește scufundarea regiunii Nordice după linia Moigrad—Romița—Răchisiu și reapariția sinclinalului transversal, de astădată, cu strate aquitaniane, a cărui axă de alungire urmărește fidel vechea direcțiune de alungire a sinclinalului Basenului Transilvaniei.

Ca urmare a acestor mișcări depozitele burdigaliene nu se întind la Sud-vestul liniei Moigrad—Cluj, ci se cantonează în lungul sinclinalului Moigrad—Romița—Răchișiu.

Cu începutul Mediteranului II se accentuiază ridicarea crestei paleogene din lungul porții meszesiane — Moigrad — Cheud.

Fenomenul este pus în evidență prin desvoltarea spre Sălaj a conglomeratelor de coastă la baza mediteranului II, iar în basenul Transilvaniei prin retragerea spre centrul basenului a stratelor de Mezöszeg (marne gipsoase).

Este interesant că anticlinalul Moigrad—Cheud, în continuarea Culmii Zalăului, se dirijează perpendicular pe axul vechiu de alungire al Basenului Transilvaniei, în jurul căruia am observat toate mișcările de basculă ale depresiunii Huedinului.

Deaceea accentuarea lui face ca axul de alungire al Basenului Transilvaniei să înceteze de a mai jucà rolul primordial în evoluția depresiunii Huedinului.

Astfel, mișcările intense ale Basenului Transilvaniei, din timpul Mediteranului II, redeșteaptă vechile cute ale cristalinului scufundat din partea sa Nord-vestică.

Acestor mișcări se datoresc și primele începuturi de încrețire slabă a întregii suprafețe Nordvestice, cuprinsă între cristalinul Munților Zalăului și linia Cluj—Dej (?).

Tot grație acestor mișcări partea Nordvestică a Basenulu transilvan a fost transformată în continent, cu suprafața înclinată de astădată spre SE, adică spre centrul Basenului. Consecința a fost mai întâiu o retragere simțitoare a apelor tortoniane spre Est, și apoi retragerea completă a apelor Sarmato-pliocene spre Sud-Est de axul de oscilație basculară Cluj—Dej (?), a cărui direcțiune este perpendiculară pe axul de alungire al basenului Transilvaniei și paralelă vechilor cute ale cristalinului scufundat.

Deasemenea, în timpul mișcărilor din Mediteranul II, sunt de părere, că a avut loc și erupțiunea Dacitelor, ce mărginesc depresiunea Huedinului în partea ei Vestică (Muerău—D. Corni) și care străbat prin apofisele lor depozitele paleogene, sau le acoperă prin revărsări de lave, fără ca blocuri de dacite să se găsească rulate în depozitele mai vechi decât Mediteranul II.

Institutul Geologic al României

In legătură cu erupțiunea dacitelor s'a produs cutarea intensă a marginei Vestice a depresiunii, la contactul cu massa eruptivă. Ecoul acestor cutări nu a trecut însă mult departe de marginile massei dacitice; astfel încât contactul șisturilor cristaline cu depozitele depresiunii se păstrează numai la fracturi cu alunecări în culise.

Cutările sunt locale și strâns legate de erupțiunea dacitelor.

Iată deci un nou argument important în favoarea părerii că, erupțiunea dacitelor dela marginea depresiunii Huedinului este posterioară Paleogenului și nu anterioară lui.

In sfârșit, tot în timpul mișcărilor din această epocă s'a produs o nouă și puternică activitate în lungul faliei Ortelec—Moigrad, prin apariția massei dacitice dela Ortelec [3], căreia a urmat mai târziu, în Sarmațian — baza Pliocenului, erupțiunea andesitelor dela Moigrad, ca o nouă mărturie despre importanța și vechea ei direcțiune.

După mișcări tectonice așà de intense și cu efecte variate pentru regiunea Nordvestică a Basenului Transilvaniei, este locul să ne întrebăm, dacă depresiunea Huedinului nu a putut luà naștere în acel timp?

Ținând seamă de cele de mai sus, cred, că un astfel de fenomen tectonic nu poate fi pus pe socoteala mișcărilor miocenice.

Aceasta ar reieși din faptul că stratele miocenice de Mezöszeg (Helvețian Tortoniane) se mai păstrează încă în partea Estică a depresiunii Huedinului, în lungul sinclinalului Romița—Răchișiu, ceeace nu s'ar acordà cu scufundarea depresiunii Huedinului încă din acel timp.

Dacă fenomenul s'ar fi produs de atunci depresiunea ar fi fost acoperită de apele tortoniene și Sarmato-pliocene, care ar fi invadat-o fie dinspre Est, fie chiar din Vest, unde ele se întindeau până la cristalin.

Dar mai probabil producerea depresiunii Huedinului este un fenomen postpliocenic, ce a urmat cutării intense a întregului Basen al Transilvaniei în cute aproape paralele cu direcția lui de alungire și posterior ridicării în massă a basenului.

Astfel ea coincide cu formarea depresiunii subcarpatice, din partea externă a lanțului Carpatic, a cărei origină postpliocenică a fost definitiv demonstrată de Prof. Mrazec [15] și tot ca aceasta din urmă depresiunea Huedinului a rezultat printr'un fenomen de așezare — de tassare — al sedimentelor sale spre marginea muntoasă, de unde a reieșit aspectul de sinclinal scufundat, analog în bună parte depresiunii dela Câmpulung și dela Tg.-Jiu.

Evoluția morfologică a Depresiunii Huedinului

In evoluția morfologică a depresiunii Huedinului putem deosebì următoarele faze principale:

Institutul Geologic al României

1. *Formarea Peneplenei Fărcașa—Călățele.*

Este cea mai veche fază continentală, ce se cunoaște sub forma unei suprafețe de erosiune în regiunile Carpatice. Ea se caracterizează prin nivelarea ramei cristaline Sudice a Munților Apuseni printr'o erosiune continentală intensă, care a dus la formarea unei Peneplene.

Numele i-a fost dat de prof. De Martonne, care a observat-o și definit-o cel dintâiu [13].

In ce privește vârsta formării ei, lucrurile par astăzi destul de clare.

Argila roșie lateritică — această mărturie evidentă despre perioada continentală, ce a domnit în regiune cristalină a Munților Apuseni — fiind acoperită de stratele cu N. perforatus trebuie atribuită cel mai târziu la vârsta Paleocenului superior (Londinian) așà cum o credeà și Koch.

In cazul acesta fenomenul de peneplenație al Munților Apuseni a început încă din Danian și a continuat și în Paleocen, când a fost desăvârșit prin formarea argilei roșii lateritice. Aceasta pare destul de verosimil, deoarece regiunea Munților Apuseni a fost transformată în continent în totalitatea sa abià în Danian și Paleocen, pe când în Senonian faciesul marin aveà o întindere mare în aceste părți.

Prof. de Martonne reluând problema vârstei peneplenei Fărcașa, în o lucrare apărută în Maiu a. c.[1]) o consideră cuprinsă între Cretacicul mediu și Eocenul mediu (str. cu N. perforatus, Koch).

In timpul formării peneplenei Fărcașa—Călățele în regiunea continentală, depresiunea Huedinului erà scufundată sub apă.

2. *Formarea suprafeței de erosiune miopliocenă a Feleacului.*

Primele începuturi ale unei erosiuni continentale în interiorul depresiunii Huedinului trebuesc puse la finele Aquitanianului, când partea ei Sudvestică — până la linia Moigrad—Cluj — este exondată. De atunci, deci cu începutul Burdigalianului, în depresiune se fixează o rețeà hidrografică, ce se scurgeà, cu siguranță, spre sinclinalul transversal Romița—Răchișiu, ce deabià luase naștere.

Suprafața continentală crescând prin mișcările scoarței în timpul Mediteranului, la sfârșitul acestei epoce întreg colțul Nordvestic al Basenului Transilvaniei (până la linia Cluj—Dej (?) erà exondat și supus celui de al doilea ciclu de erosiune continentală. Apele curgătoare, ce s'au fixat pe toată această suprafață încă din Tortonian, dar mai ales din Sarmațian, se scurgeàu spre SE, spre centrul Basenului Transilvaniei, și au nivelat suprafața continentală în Sarmațian și Pliocen.

---

[1]) Em. de Martonne: Excursions géographiques de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj en 1921. Résultats scientifiques; în Travaux de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj. Vol. I 1922. Cluj 1924, pag. 107.

Institutul Geologic al României

In regiunea de care ne ocupăm, nu cunoaștem încă o suprafață de erosiune miocenică; în schimb însă noi cunoaștem suprafața de erosiune a Feleacului, observată de Prof. de Martonne [13]. Ea nivelează întreaga suprafață Nordvestică a Bazenului Transilvaniei, cuprinsă între Anticlinalul Stana—Topa (Ileanda Mare?) și linia Cluj—Dej, alcătuită atât din depozite paleogene, cât și din cele miocene cu sarmațianul.

Nivelarea însăș a depozitelor sarmațiane ne arată că avem a face cu o erosiune pliocenă, care se continuă încă din timpul Burdigalianului.

Deaceea suprafața de erosiune a Feleacului, cu întinderea amintită, o socotesc de vârstă mio-pliocenă. Desăvârșirea ei a fost în Pliocenul superior.

In interiorul depresiunii Huedinului, la Vest de anticlinalul Stana—Topa, până acum nu cunosc urmele acestei erosiuni mio-pliocenă.

3. *Erosiunea cuaternară.*

Cea mai nouă dintre erosiunile continentale și care a lăsat urme neîndoioase în interiorul depresiunii Huedinului este erosiunea cuaternară.

Ea începe imediat după individualizarea tectonică a depresiunii și ține până azi.

Deoarece mișcările de basculă ale scoarței din această parte, se continuă și în timpul Quaternarului, erosiunea fluviatilă ne arată diferite stadii de evoluția în depresiune, ce se pot schița astfel:

a) *Nivelarea depresiunii Huedinului* reprezintă primul stadiu al erosiunii cuaternare. Apele curgătoare de pe rama muntoasă se adunau în depresiune și se scurgeau în lungul ei dela SSV—NNE, urmărind direcțiunea V. Călatei și în continuare Valea Almașului spre Jibău—Turbuța. In acel timp apele depresiunii erau complet izolate și de apele din Vest — ale Crișului Repede — și de cele din Est — ale Someșului Mic.

Erosiunea, produsă de această vale longitudinală primitivă a depresiunii Huedinului, a lăsat ca mărturie un lehm roșcat, compact cu intercalațiuni fine și dese de petrișuri mărunte ori nisipuri albicioase. El se găsește constant acoperind mai toate dealurile din partea centrală a depresiunii atât în lungul Călatei, cât și în lungul Almașului la înălțimi ce variază la Călata între 80—100 m. iar la Almașu între 150—200 m. deasupra văii.

Partea mai importantă este că, el se găsește deopotrivă și pe culmea dealurilor din jurul Huedinului, cari despart apele Crișului cu ale Călatei, de apele Almașului. (A se veder Fig. 10).

Astfel l'am putut observà de o parte și alta a șoselei Huedin—Fildu de Jos, la cota 599 m., cota 578 m. și 591; apoi la râpa de lângă cimitirul evreesc, pe șoseaua Huedin—Bicălatele cotele 597 (Est și Vest de șosea), unde începe prin prundișuri torențiale, iar deasupra urmează lehmul.

Suprafața depresiunii înclinându-se din spre SSV—NNE, nu mai încape nici o îndoeală, că prezența acestui lehm este mărturia evidentă a erosiunii fluviatile longitudinale, ce a nivelat depresiunea Huedinului de

Institutul Geologic al României

curând formată, așà după cum cursurile de apă longitudinale nivelau depresiunea subcarpatică, din partea externă a lanțului Carpatic.

Analogia între aceste două depresiuni și fenomenele de erosiune, ce au urmat în interiorul lor, imediat ce s'au individualizat, mi se pare așà de puternică, încât deși probele paleontologice îmi lipsesc, cred că nivelarea depresiunii și depunerea lehmului au avut loc în *Quaternarul inferior*, imediat după formarea depresiunii Huedinului; tot așà cum s'au succedat fenomenele și în depresiunea subcarpatică externă.

b) *Captările.*

Când fenomenul de nivelare fluviatilă a depresiunii a ajuns la un stadiu înaintat, Câmpia Tisei din Vestul Munților Apuseni a suferit o nouă și importantă scufundare, din care cauză văile ce se scurg spre Vest și-au activat erosiunea și au ajuns cu izvoarele lor până departe spre Est de cumpăna despărțitoare a apelor.

Astfel Crișul Repede a ros întreg massivul Bihorului și a ajuns cu izvoarele sale până în depresiunea Huedinului, unde a întâlnit valea longitudinală, căreia i-a captat partea superioară. In adevăr, Valea Călata, care dela Molosâg își schimbă brusc cursul său spre Vest, părăsind stratele moi ale conglomeratelor oligocen aquitaniane din depresiune, pentru a-și croì drumul anevoios prin massa dacitelor dure dela Morlaca, ale massivului muntos, constitue cel mai frumos exemplu de captare, ce a executat Valea Crișului asupra apelor din Basenul Transilvaniei.

Henzul (Crișul repede între Bologa și Huedin) a străbătut și el masivul muntos până în depresiune, dar cu mai puțin noroc, căci apele toate se împărțise între Călata și Almaș, pe când lui nu i-au rămas decât apele de șiroere de pe o porțiune restrânsă.

Cam tot așà de puțin norocos a fost și P. Poicului, care după ce a străbătut Culmea Zalăului dela Nord de Iegeriște, cu înălțimi de aproape 1000 m. își duce bazenul superior din depresiune, în mijlocul unor coline, ce nu ating 650 m.

Prin această captare valea longitudinală primitivă a depresiunii Huedinului a fost împărțită în două părți: partea superioară — Călata — tributară Crișului și deviată deci spre Vest; și partea inferioară — Almașul și Agrișul — având direcția vechii văi longitudinale, tributare Someșului inferior.

c) *Terasele posterioare captărilor.*

In lungul văii Almașului se pot observà două terase, una superioară, pe care am observat-o și eu la Fildul de Jos la vreo 30—40 m. deasupra văii, și alta inferioară la 4—12 m. ce se poate observà ici colo pe valea Fildului.

Pe Valea Călata n'am observat până acum decât terase inferioare la Morlaca cu 8—12 m. deasupra văii. Vârsta acestor terase se înțelege că nu poate fi decât posterioară fenomenelor de captare descrise.

Institutul Geologic al României

d) *Fenomene de captare în preparație.*

Astăzi erosiunea Văii Almașului s'a accentuat din nou și amenință să distrugă culmea joasă, ce o desparte de Călata, prin toți afluenții săi. In felul acesta se pregătește în viitor captarea apelor Călatei de către ale Almașului și conducerea lor pe vechea direcțiune, parcursă în Quaternarul inferior de valea longitudinală, care a nivelat depresiunea Huedinului.

Aceste fenomene denotă, de sigur, noui mișcări pe verticală, foarte probabil o scufundare a nivelului de bază al Văii Almașului, sau numai al zonei sinclinale Romița—Răchișiu; deoarece pe când apele Almașului, prin erosiunea regresivă, înaintează constant spre Sud, Valea Călata și Henzul (porțiunea din Crișul Repede, ce parcurge depresiunea) și-au atins aproape profilul lor de echilibru.

Numai dela marginea muntoasă spre Vest, apele Crișului au o activitate erosivă accentuată, pe când în depresiune ele par îmbătrânite. Astfel se constată că, condițiunile tectonice, care au determinat individualizarea depresiunii Huedinului, ca o unitate geomorfologică aparte, influențează și astăzi regimul său hidrografic, cu toate că scufundările regiunii din Vest (Câmpia Tisei) au știrbit, pentru un timp unitatea rețelii sale hidrografice.

Institutul Geologic al României

OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES ET MORPHOLOGIQUES DANS LA DÉPRESSION DE HUEDIN

(N—W DE LA TRANSYLVANIE)

PAR

Dr. ST. I. MATEESCU

(RÉSUMÉ)

Il existe, dans la partie la plus avancée du bassin transylvain au nord-ouest de Cluj, une zone d'affaissement, allongée suivant une direction NNE-SSO, que j'ai nommée dépression de Huedin.

C'est une région d'effondrement limitée au sud et à l'ouest par les monts du Bihor et la crête de Zalău (ou crête de Meszes) lesquels sont formés de schistes cristallins et de dacites. Vers l'est cette dépression est separée du bassin transylvain par une série de collines qui de Panic, par Stana-Topa, s'alignent vers le NNE.

En somme on a affaire à une dépression périphérique située à l'intérieur des crêtes cristallines et à l'extrémité NO de l'axe d'allongement du bassin transylvain, formant ainsi le pendant de la dépression de Fogaras à l'autre extrémité du bassin.

LA CONSTITUTION GÉOLOGIQUE

Il y a lieu de distinguer:

1. La constitution géologique de la bordure montagneuse;
2. La constitution géologique de la dépression.

I. La bordure montagneuse est formée de deux masses compactes et inégales de schistes cristallins: celle des monts Apuseni et celle des monts de Plopisu et de Zalău, separées par la grande masse éruptive de Vladeasa.

De plus il existe à Morlaca, à l'ouest de Huedin, une petite île cristalline que traverse le Calata.

Les schistes cristallins sont constitués par des gneiss, des amphibolithes, des schistes à chlorite, à séricite et à graphite, ainsi que par des phyllites et des quartzites détritiques auxquels viennent s'ajouter les roches granitiques telles que le granite, la pegmatite et l'aplite filonienne.

Sur les masses cristallines on voit encore des lambeaux de roches sédimentaires échappés à l'érosion; ce sont:

Institutul Geologic al României

Les conglomérats du permien qu'on aperçoit en blocs ou en bancs laminés dans le torrent de Bacioai (à Morlaca) entre les schistes cristallins et les formations éruptives du sommet (Magura). Ils sont très analogues aux conglomérats de verrucano de la vallée du Dragan.

Le crétacé, représenté par les couches de Gosau (calcaires à Hippurites) réduites à l'état de blocs posés sur les schistes cristallins des monts de Zalău.

Le tertiaire, enfin, mieux représenté et constitué:

a) Par l'horizon de l'argile rouge inférieure: à la base, des blocs de schistes cristallins; au-dessus de l'argile rouge à éléments ferrugineux; parfois on observe dans l'argile des taches vertes dues au sable qu'elle contient;

b) Par l'horizon à Nummulites perforatus qui surmonte l'argile rouge; il est formé par des calcaires à Ostrea et autres fossiles, parmi lesquels la Nummulites perforatus nous permet de fixer l'âge de ces formations au Lutétien.

Les dacites: Entre Margau et Dealul Cornii la bordure de la dépression est formée par les roches éruptives de Vladeasa, de type dacitique. Ces roches ont une structure porphyrique, à masse fondamentale constituée par des microlithes ou par du verre parfois fluide. A la périphérie de la masse éruptive on trouve même des brèches volcaniques formées des mêmes matières.

II. Constitution géologique de la dépression: les sédiments qu'on trouve accumulés dans la dépression sont représentés par les couches bariolées inférieures, par des dépôts éocènes et oligocènes, par des formations miocènes, enfin par les terrasses ou alluvions modernes du Quaternaire:

a) Les couches bariolées inférieures sont formées de conglomérats ou de graviers rouges et verts, à structure torrentielle, alternant avec des argiles sableuses ou des sables de même couleur. On y voit en grande abondance des fragments de schistes cristallins, de roches éruptives qui leur sont associées, enfin de porphyre blanc comme on en trouve dans les dépôts oligocènes. L'étude des couches bariolées de la dépression de Huedin et de l'argile rouge étalée sur le massif cristallin de Călățele, etc., nous conduit à la conclusion qu'il existe deux faciès hétéropiques d'un même horizon. L'argile rouge s'est formée sur le continent cristallin dans des conditions d'humidité et d'insolation analogues à celles dans lesquelles se forment aujourd'hui les latérites. Il est même probable qu'elle représente une latérite fossile, car son étendue est étroitement liée à la pénéplaine de Fărcaș-Călățele (De Martonne), où on la trouve dans les parties échappées à l'érosion. Dans ce cas les couches bariolées de la dépression de Huedin représentent l'énorme quantité d'alluvions que les torrents ont charriées du continent au fond de la dépression lagunaire ou lacustre (Koch) pendant la formation de l'argile rouge.

Institutul Geologic al României

Il y a donc deux faciès différents: un faciès latéritique et un faciès torrentiel et lagunaire (ou lacustre) appartenant au même horizon.

Quant à l'âge de ces couches, il est certainement danien-paléocène, car on les trouve par endroits au-dessus des couches marines du crétacé supérieur (et partout concordantes) et à la base des couches du lutétien à Nummulites perforatus;

b) Les dépôts éocènes sont assez bien connus après les études de Koch, de Hofmann et de Szadeczki; nous les avons suivis sur une bande large de 13 km sur la bordure des montagnes. Il est utile de remarquer que sur le bord ouest de la dépression de Huedin, au nord de Morlaca, l'éocène existe toujours, mais réduit à une bande étroite, aussi bien au contact des dacites qu'au contact des schistes cristallins; en même temps ces couches sont laminées et fortement plissées, tandis que, à 1—2 km plus à l'est, elles plongent lentement sous la couverture des couches oligocènes largement plissées;

c) L'oligocène inférieur (couches de Hoja) forme une bande très réduite le long de la bordure sud de la dépression. Sur le versant ouest je l'ai trouvé à D. Cornii; par contre l'oligocène supérieur est bien représenté par les couches bariolées, par les bancs de grès et de conglomérats de Ticu-Cetatuia et de Jimbor (formations d'eau saumâtre ayant par endroits une structure torrentielle) et par des intercalations de charbon;

d) Le miocène s'étend au nord du Jimbor-Moigrad dans la région que je n'ai pas encore étudiée;

e) Enfin le quaternaire est représentée par des dépôts alluviaux qui forment la haute terrasse sur les collines entre l'Almaș et le Calata, ainsi que deux autres terrasses le long des rivières actuelles.

Une série de profils que nous avons menés à la fois de la région cristalline ou de la zone dacitique jusque dans la dépression de Huedin montrent bien les rapports existant entre ces différentes formations:

1. Vers le sud une grande faille marginale, de direction E 22° N—O 22° S, marque le contact entre le cristallin et la dépression de Huedin; d'un côté s'étend la masse cristalline des monts du Bihor nivelée en une pénéplaine plongeant de 5°— 7° N, surmontée par l'argile latéritique et supportant en concordance les couches à Nummulites perforatus. De l'autre côté c'est la dépression de Huédin avec les couches bariolées inférieures que surmontent les couches à Nummulites perforatus plongeant de la même façon (fig. 3). La faille s'est donc produite avant la formation de l'argile latéritique et des couches bariolées correspondantes.

Sur la bordure occidentale le contact est marqué par un dérangement plus accentué des couches, du aux mouvements tectoniques tertiaires, postérieurs à la formation des dépôts éocènes. Le profil dela vallée Poïa (fig. 4) nous montre le contact du cristallin et de l'éocène moyen, redressé jusqu'à

Institutul Geologic al României

60"—70" ESE; les couches inférieures sont laminées en profondeur et les couches supérieures sont très peu dérangées de l'horizontale.

2. Le contact avec les dacites est d'une importance capitale, à peine entrevue jusqu'à présent. Tout d'abord les couches de la dépression sont très souvent inclinées sous les dacites, au point que les dacites sont déversés sur les dépôts avoisinants et forment la crête des collines; de plus les couches de contact sont fortement plissées contrairement à l'allure tectonique générale de la région. Le profil 5 de D. Corni nous montre l'épanchement des dacites sur les dépôts oligocènes inférieures; les profils 6 et 7 de Morlaca, 8 et 9 de Podul Munceilor font ressortir le dérangement profond subi par les couches paléogènes par suite de la mise en place des dacites et l'épanchement de ces dacites sur le bord de la dépression. Enfin les profils 1 et 2 de Morlaca nous montrent les dycks dacitiques pénétrant dans les couches bariolées inférieures du bassin de Huedin.

On doit donc conclure qu'une grande fracture marque la zone de contact avec les dacites, que la mise en place de ces roches éruptives a dérangé les couches paléogènes de la dépression de Huédin et que ces dacites se sont épanchées après l'oligocène inférieur-très probablement au miocène, comme l'avait déjà assuré Koch.

3. La structure de la dépression: Elle a la forme d'un grand synclinal constitué par les couches paléogènes et miocènes, en concordance les unes sur les autres et inclinées généralement vers le NNE (fig. 10), suivant l'inclinaison de la dépression elle-même. Mais dès que nous dépassons la ligne Moïgrad—Romița—Rachișu, vers le nord, nous voyons les couches plonger vers le SO en formant un grand synclinal transversal à l'axe de la dépression de Huedin mais dans le sens de l'allongement du bassin transylvain.

Donc au point de vue tectonique il y a lieu de noter l'existence:

De fractures marginales qui limitent la dépression vers le sud et à l'ouest; c'est le long de ces fractures que s'est effondrée la dépression de Huedin et avec elle le bassin transylvain.

D'un synclinal replissé dans la dépression de Huedin, orienté SSO—NNE, ayant le flanc Ouest fracturé et fortement plissé et le flanc Est passant lentement à une voûte anticlinale.

D'un anticlinal Stâna-Topa-Ileanda Mare dont l'axe s'incline vers le NNE et qui à mesure qu'on s'avance dans cette direction est formé de couches de plus en plus récentes.

D'une fracture Ortelec-Moïgrad, NO—SE, le long de laquelle s'est produit l'effondrement de la crête cristalline de Zalău et par suite l'arrivée à la surface des dacites et des andésites.

D'un synclinal transversal Romița-Rachișu, SO—NE, c. à. d. perpendiculaire à la faille Ortelec-Maïgrad et allongé vers le bassin transylvain; il

Institutul Geologic al României

est constitué par des dépôts aquitaniens que surmontent des couches miocènes.

Les conclusions relatives à l'âge de la dépression de Huedin sont les suivantes:

La dépression de Huedin faisant partie du bassin transylvain date comme celui-ci des temps crétacés. Mais les vicissitudes par les quelles elle a passé au cours des époques géologiques suivantes lui ont donné un aspect particulier et en ont fait une unité géologique bien individualisée. Ce sont les mouvements de tassement post-pliocènes qui lui ont imprimé en dernier lieu et de la façon la plus forte ce caractère de dépression effondrée au pied des montagnes que nous lui voyons aujourd'hui.

A la même époque prenait naissance, dans la partie externe des Carpathes roumaines, la dépression subcarpathique (Mrazec).

L'étude morphologique nous a permis d'aboutir aux conclusions suivantes:

a) Une première période d'érosion continentale a donné naissance à la pénéplaine Farcaș-Calățele (de Martonne) nivelant le massif cristallin des monts Apuseni; elle date du danien-paléocène et est contemporaine de la formation de l'argile latéritique;

b) Une seconde période d'érosion continentale a abouti à la création de la surface d'érosion de Feleac qui a nivelé toute la bordure du bassin transsylvain au nord-ouest de Cluj. Cette période a duré du miocène au pliocène supérieur. L'extension de cette surface d'érosion n'est pas encore connue dans la dépression de Huedin;

c) Le quaternaire marque une troisième période d'érosion continentale au cours de laquelle se sont formées:

Une haute terrasse suivant une ancienne vallée longitudinale qui a nivelé la dépression du sud (Calatele) au nord (région Someș-Turbucza) au quaternaire moyen. Cette haute terrasse couronne les collines au nord de Huedin, entre le Criș repede et l'Almaș.

Le réseau hydrographique actuel avec ses deux terrasses; il est né d'une série de captures aux dépens du Calata et du Henzu opérées par le Criș repede pénétrant dans la dépression de Huedin; ces captures ne remontent pas au-delà du quaternaire moyen.

Aujourd'hui l'Almaș se prépare à capter les eaux du Henzu et du Calata qui reprendront ainsi l'ancienne route longitudinale.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIA

Numerile puse în text între parentese cu cârlige se referă la numărul de ordine al lucrării citate, şi al cărui titlu e cuprins în lista de mai jos:

1. DR. POPESCU-VOITEŞTI: *Privire generală asupra geologiei României*, în Annales des Mines de Roumanie, vol. IV, 1921, Bucureşti.
2. A. KOCH: *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenburgischen Landestheile.* I. u II Theil. 1894-1900. Budapest.
3. DR. K. HOFMANN: *Bericht über die im östlichen Theile des Szilagyer Comitates während der Sommer Campagne 1888 vollführten geologischen Specialaufnahme Föld.* Közlöny IX, 1879. Budapest.
4. DR. JULIUS V. SZÁDECZKY: *Die geologischen Verhältnisse Von Kissebes, Hodosfalva, Sebesvar, Morotlaka und Magyarokereke.* Muzeum Füzetek III. 1. 1915. Cluj.
5. DR. JULIUS V. SZÁDECZY: *Kritische Übersicht der neuren Literatur über die Eruptivgesteine des Vlagyasza-Bihargebirges.* Muz. Füz. III . 1915. Cluj.
6. DR. JULIUS V SZÁDECZKY: *Ueber die Kontinentale Enstahung des auf den Kalotaszeger und Kapuser Theil des Gyaluer Kristalinen Massivs Gelagerten «untern bunten Ton* Muz. Füz., IV_2. 1918, Cluj.
7. FR. R. V. HAVER UND DR. GUIDO STACHE: *Geologie Siebenbürgens.* Wien 1863.
8. E. HAUG: *Traité de Géologie*, Vol. II . Paris 1911.
9. K. GLINKA: *Die Typen der Bodenbildung.* Berlin 1914.
10. I. V. SZÁDECZKY: *Beiträge zur Geologie des Vlagyasa—Bihargebirges.* Földtani Közlöny. XXXIV 1904. Budapest.
11. I. V. SZÁDECZKY: *Über die petrographischen und tektonischen charaktere des mittleren Theiles des Bihargebieges.* Föld. Közlöny. XXXVII 1907. Budapest.
12. I. V. SZÁDECZKY: *Asupra originei şi vârstei şisturilor cristaline din ţinutul Arieşului* (Munţii Gilău). Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geologic al României. 1923 Bucureşti.
13. EMM. DE MARTONNE: *Le massif du Bihor* (Roumanie). Étude morphologique. Annales de Géographie. XXXI. 1921. Paris.
14. DR. L. V. LOCZY: *Uber die Petroleumgebiete Roumäniens in Vergleich mit den neogenen Becken Siebenbürgens.* Föld. Közlöny. 41. 1911. Budapest.
15. PROF. L. MRAZEC: *Contribution à l'étude de la dépression subcarpathique.* Bull. de la Soc. des Sciences de Bucarest. IX. 1900.
16. J. V. MATYASOVSKY: *Bericht über geologische Detailaufnahmen im Comitate Szilagy im Jahre 1878.* Föld. Közlöny. IX. 1879. Budapest.
17. L. SAWICKI: *Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens.* Bull. international de l'Académie des Sciences de Cracovie. 1912. Cracovie.

Hărţile geologice 1:75.000 ale Institutului Geologic Ungar. Foile: Banffy-Hunyad, Zilah Kolosvar, Zsibó.

Institutul Geologic al României

SUMARUL GENERAL

AL

ANUARULUI INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

SUMARUL VOLUMELOR I — XI (1907—1925)

VOL. I. 1907

G. MURGOCI. Terţiarul din Oltenia cu privire la sare, petrol şi ape minerale.
Das Tertiär Olteniens mit Rücksicht auf das Vorkommen von Salz, Petroleum und Mineralwasser.

SAVA ATHANASIU. Contribuţiuni la studiul faunei terţiare de mamifere din România.
Beiträge zur Kenntniss der tertiären Säugetierfauna Rumäniens.

W. TEISSEYRE. Beiträge zur neogenen Molluskenfauna Rumäniens, mit besonderer Berücksichtigung der Erdölgebiete der Subkarpathen.
Contribuţiuni la fauna moluscă neogenă a României cu privire specială asupra regiunilor petrolifere din regiunea subcarpatică.

R. SEVASTOS. Raporturile tectonice între câmpia română şi regiunea colinelor din Moldova.
Les relations tectoniques de la plaine roumaine avec la région des collines de la Moldavie.

I. SIMIONESCU şi D. CĂDERE. Notă preliminară asupra stratelor fosilifere devonice din Dobrogea.
Note préliminaire sur les couches devoniennes de Dobrogea.

L. EDELEANU şi G. GANE. Hidrocarburi extrase din gudroanele acide de petrol.
Hydrocarbures extratais des goudrons acides du pétrole.

VOL. II. 1908

L. EDELEANU. Das rumänische Erdöl.

I. SIMIONESCU. Asupra calcarelor sarmatice din Nordul Moldovei.
Sur les calcaires sarmatiques (Myodobory ou Toltry) de Moldavie.

R. SEVASTOS. Descrierea geologică a regiunii Codăeşti şi Răducăneni din Moldova de Nord.
Description géologique de la région Codăeşti et Răducăneni.

G. BOTEZ. Comunicare preliminară asupra Bartonianului din judeţul Prahova.
Comunication préliminaire sur le Bartonien du district Prahova.

I. POPESCU-VOITEŞTI. Contribuţiuni la studiul geologic şi paleontologic al regiunii Muscelelor dintre râurile Dâmboviţa şi Olt.
Contributions à l'étude géologique de la région des collines comprise entre la Vallée de la Dambovitza et la Vallée de l'Olt.

Institutul Geologic al României

W. TEISSEYRE. Ueber die maeotische, pontische und dacische Stufe in den Subkarpathen der östlichen Muntenia.
Asupra etajelor meotic, pontic şi dacic din regiunea subcarpatică a Munteniei de Răsărit.
MAX REINHARD. Cercetări în Munţii Făgăraşului.
Vorläufiger Bericht aus dem Fogaraser-Gebirge.
SAVA ATHANASIU. Contribuţiuni la studiul faunei terţiare de mamifere din România. III. *Mastodon Arvernensis.*
Beiträge zur Kenntniss der tertiären Säugetierfauna Rumäniens. III. *Mastodon Arvernensis.*
L. EDELEANU şi G. GANE. Comparaţia din punct de vedere chimic între petrolul românesc şi petrolurile străine.
Comparaison entre les pétroles roumains et les pétroles étrangères.

VOL. III. 1909

I. SIMIONESCU. Stratele jurasice dintre Hârşova şi Boasgic (Dobrogea).
Sur le système jurasisque de Hârşova-Boasgic (Dobrogea).
TH. NICOLAU. Asupra minereurilor de mangan dela Şarul Dornei.
Ueber die Manganerze von Şarul Dornei im Distrikte Suceava (Nord-Moldau).
R. SEVASTOS. Contribuţiuni la studiul Gasteropodelor pleistocene din România.
G. MACOVEI. Basenul terţiar dela Bahna.
Le Bassin tertiaire de Bahna.
MAX REINHARD. Şisturile cristaline din Munţii Făgăraşului.
Die kristallinen Schiefer des Fogaraser-Gebirges in den rumänischen Karpathen.
I. SIMIONESCU. Asupra cretacicului superior din împrejurimile satului Başchioi.
Note sur le Neocretacée de environs des Baschioi (Dobrogea).
I. POPESCU-VOITEŞTI. Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépresion gétique. (Roumanie occidentale).
Contribuţiuni la studiul stratigrafic al Numuliticului depresiunii getice (România apusană).
RADU PASCU. Asupra prezenţei Pliocenului în Dobrogea.
Ueber das Vorkommen des Pliocän (dacische Stufe) in der Dobrogea.
L. EDELEANU, D. G. MANY, GR. PFEIFER şi G. GANE. Studiu asupra lampantelor obţinute din principalele ţiţeiuri româneşti.
Étude sur les lampants obtenus des principaux pétroles bruts roumains.
— şi G. GANE. Studiu comparativ între ţiţeiuri de origine diferite.
Étude comparative sur les pétroles bruts d'origines différentes.
— şi SILVIA DULUGEA. Determinarea viscozităţii uleiurilor de uns cu viscosimetrul Engler.
Determination de la Viscocité des huiles de graissage avec le viscosimètre Engler.
L. EDELEANU şi SILVIA DULUGEA. O metodă de separaţiune a hidrocarburilor aromatice şi a produselor reşinoase din petrolurile brute.
Séparation des hydrocarbures aromatiques et des produits résineux du pétrole brut par l'acide sulfurique.
C. TH. PETRONI. Coeficenţii de dilataţie a petrolurilor brute din România şi a derivatelor lor.

Institutul Geologic al României

C. TH. FETRONI. Les coefficientes de dilatation des pétroles bruts de Roumanie et de leur dérivés.

— Studiu comparativ între punctele de inflamabilitate a petrolurilor lampante determinate cu aparatele Abel-Pensky şi Granier.

Étude comparative entre les points d'inflamabilité des pétroles lampants-déterminès à l'aide des appareils Abel-Pensky et Granier.

V. DUMITRIU. Compoziţiunea gazului obţinut prin destilaţiunea uscată a Lignitului din România.

Note préliminaire sur la composition du Gaz qui résulte de la distillation séche du lignite roumain.

VOL. IV. 1910

G. MURGOCI. Zonele naturale de soluri în România.

Die Bodenzonen Rumäniens.

D. ROTMAN. Comunicare preliminară asupra masivului eruptiv dela Greci.

Vorläufige Mitteilung über das Eruptivmassiv von Greci.

ST. CANTUNIARI. Notă preliminară asupra Granitului cu Riebeckit şi Egirin dela Muntele Carol şi Piatra Roşie.

Vorläufige Mitteilung über den Riebeckit und Aegyringranit des Muntele Carol.

RADU PASCU. Cercetări preliminare asupra lacului Techirghiol.

Vorläufiger Bericht über den Techirghiolsee.

R. SEVASTOS. Geologia regiunii Mogoşeşti din Nordul Moldovei.

Description géologique de la région Mogoşeşti (N. de la Moldavie).

MAX REINHARD. Cercetări în partea orientală a Munţilor Făgăraşului.

Geologische Beobachtungen aus dem östlichen Theil des Fogarasergebirges.

— Cercetări în regiunile şisturilor cristaline ale Carpaţilor meridionali şi orientali.

Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete der krystalinen-Schiefer der Süd- und Ostkarpathen.

I. POPESCU-VOITEŞTI. Contribuţiuni la studiul faunei calcarului numulitic dela Albeşti (Muscel).

Contributions à l'étude de la faune du Calcaire nummilutique d'Albeşti (Muscel).

I. SIMIONESCU. Jurasicul dela Cârjelar (Dobrogea).

Note sur le jurassique de Cârjelar (Dobrogea).

D. M. CĂDERE. Notă asupra granitului dela Măcin.

Note sur le Granit de Măcin (Dobrogea).

AUREL PANĂ. Cursul inferior al Calmăţuiului.

Étude morphologique de la vallée inférieure de Calmaţui.

GR. ANTIPA. Das Ueberschwemmungsgebiet der unteren Donau.

G. PAMFIL et G. BAUME. Contributions à l'étude des gaz des roches.

VOL. V. 1911

FR. BARON NOPCSA. Zur Geologie und Petrographie des Vilajets Skutari in Nord-Albanien.

L. EDELEANU. La dissociation des produits de distillation du pétrole.

Disociaţia produselor de distilaţie a petrolului.

Institutul Geologic al României

SILVIA DULUGEA. L'action pyrogénique sur les acides naphténiques.
Acţiunea pirogenică asupra acizilor naftenici.
MAX REINHARD. Die granitisch-körnigen Gesteine der transylvanischen Decke (Süd- und Ostkarpathen).
Rocele granitice-granulare ale pânzei transilvanice din Carpaţii de Sud şi Est.
I. TĂNĂSESCU. Studii preliminare asupra regimului termic în regiunile petrolifère din România.
Études préliminaires sur le régime thermique dans les régions pétrolifères de la Roumanie.
— Statistique de la production minière en Roumanie.
R. SEVASTOS. Descrierea geologică a împrejurimilor oraşului Iaşi.
Description géologique des environs de la ville d'Iassy.
G. MURGOCI. Cercetări geologice în Dobrogea Nordică.
L. MRAZEC et I. POPESCU-VOITEŞTI. Contribution à la connaissance des nappes du flysch carpatique en Roumanie.
Contribuţiuni la cunoaşterea pânzelor flişului carpatic în România.

VOL. VI. 1912

ST. N. CANTUNIARI. Masivul eruptiv Muntele Carol-Piatra Roşie (Judeţul Tulcea).
Das Eruptiv-massiv Muntele Carol-Piatra Roşie (Distrikt Tulcea, Dobrogea).
N. DÂNĂILĂ. Studiul ligniţilor româneşti.
Zur Kenntniss der rumänischen Braunkohlen.
C. PETRONI. Recherches sur les produits obtenus par la pyrogénation du pétrol brut de Buştenari (Roumanie) et des ses derivés.
I. TĂNĂSESCU. Consideraţiuni asupra variaţiunii de temperatură a petrolului brut în conducta Băicoi-Constanţa.
Considerations sur la variation de température du pétrole brut dans la conduite de Baïcoi-Constantza.
A. OSTROGOVICH. Étude chimique d'un pétrole brut de Hârja, district de Bacău (Moldavie).
I. POPESCU-VOITEŞTI. Date noui asupra prezenţei Tortonianului fosilifer în zona flişului Subcarpaţilor meridionali cu consideraţiuni asupra vechimii saliferului în general.
Nouvelles données sur la présence du Tortonien fossilifère dans la zone du flysch des Subcarpathes méridionales avec quelques considérations sur l'âge de la formations salifère en général.
SAVA ATHANASIU. Resturile de mamifere cuartenare dela Măluşteni, în districtul Covurlui.
Mammifères quaternaires de Maluşteni, district de Covurlui, Moldavie.
— Resturile de mamifere pliocene superioare dela Tulucești în districtul Covurlui.
Mammifères pliocènes de Tulucești, district de Covurlui, près de Galatz.
— Fauna de mamifere cuaternare dela satul Drăghici, distr. Muşcel.
Mammifères quaternaires de Drăghici, district de Muscel.
— *Capreolus cfr. Cusanus* CROIZET din lignitele daciane dela Aninoasa, Dâmboviţa.
Capreolus cfr. Cusanus CROIZET du Dacien d'Aninoasa, district de Dambovitza.

Institutul Geologic al României

SAVA ATHANASIU. *Cervus (Elaphus) cfr. Perrieri* CROIZET din terasa veche a Dunării dela Frăţeşti lângă Giurgiu.
Cervus cfr. Périer CROIZET de la terasse ancienne du Danube près de Giurgiu.
G. MURGOCI. Études géologiques dans la Dobrogea de Nord. La tectonique de l'aire cimmériene.
V. DUMITRIU, SILVIA DULUGEA, G. GANE, C. PETRONI. Analize executate în laboratorul de chimie.

VOL. VII. 1913

DR. GR. ANTIPA. Wissenschaftliche und wirtschaftliche Probleme des Donaudeltas.
DR. DAVID ROTMAN. Masivul eruptiv dela Greci (jud. Tulcea, Dobrogea).
Das Eruptivmassiv von Greci (Distrikt Tulcea, Dobrogea).
DR. DAVID M. PREDA. Geologia regiunii subcarpatice din partea de Sud a districtului Bacău.
Géologie de la région subcarpatique de la partie méridionale du district de Bacău.
V. DIMITRIU, G. GANEA, C. PETRONI, SILVIA DULUGEA. Analize executate în laboratorul de chimie.

VOL. VIII. 1914

POPESCU-VOITEŞTI. Pânza conglomeratului de Bucegi în Valea Oltului cu date noui asupra structurii acestei văi în regiunea Carpaţilor Meridionali.
— La nappe du conglomerat des Bucegi dans la Vallée de l'Oltu avec de nouvelles données sur la structure de cette vallée dans la région des Carpathes Méridionales.
HORIA G. GROZESCU. Geologia regiunii subcarpatice din partea de Nord a districtului Bacău.
— Géologie de la région subcarpatique de la partie septentrionale du district de Bacău.
I. P. IONESCU-ARGETOAIA. Pliocenul din Oltenia.
— Le Pliocène de l'Oltenie.
— Contribuţiuni la studiul faunei molusce pliocene din Oltenia.
Beiträge zur Kenntniss der pliocänen Molluskenfauna Olteniens.
OTTO PROTESCU. Câteva date asupra Paleogenului din regiunea Şotrile-Brebu-Breaza (Jud. Prahova).
— Quelque données sur le Palèogène de la région Şotrile-Brebu-Breaza (District de Prahova).
RADU PASCU. Zăcământul de minereuri dela Altân Tepe-Ciamurli de sus, districtul Tulcea.
V. DIMITRIU, C. PETRONI, G. GANE. Analize executate în laboratorul de Chimie.

VOL. IX. 1915—1920

I. TĂNĂSESCU. Condiţiunile fizice de acumulare ale hydrocarburelor şi normele pentru evaluarea zăcămintelor de petrol.
— Les conditions physiques d'accumulation des hydrocarbures et les normes d'évaluation des gisements de pétrole.
M. DAVID. Cercetări geologice în podişul moldovenesc.
— Recherches géologiques dans le plateau Moldave.

Institutul Geologic al României

OTTO PROTESCU. Contribuţiuni la studiul faunei de foraminifere terţiare din România.
Contributions à l'étude de la faune des foraminifères tertiaires de Roumanie.
R. SEVASTOS. Limita Sarmatianului, Meotianului şi Pontianului între Siret şi Prut.
— Depozitele cuaternare din şesul Prutului şi al Jijiei.
N. L COSMOVICI. Proidotea Haugi, izopod din oligocenul mediu din România.
— Proidotea Haugi, isopode de l'Oligocène de Roumanie.
I. SIMIONESCU. Fauna vertebrată dela Măluşteni.
— Les vertebrès fossiles de Malusteni. Moldavie.

VOL. X. 1921—1924

D. M. PREDA. Geologia şi tectonica părţii de Răsărit a judeţului Prahova.
Géologie et tectonique de la partie orientale du district de Prahova.
NICOLAS METTA. Application de l'analyse microchimique des gaz à l'analyse des gaz des roches.
D. M. CĂDERE. Rocile eruptive de la Camena, Dobrogea, jud. Tulcea. Studiu geologic, petrografic şi chimic.
Les roches eruptives de Camena.
F. LAUFER. Contribuţiuni la studiul geologic al împrejurimilor oraşului Haţeg.
Beitrag zur Kenntniss der Geologie der Umgebung von Hatzeg.
D. M. PREDA şi I. ATANASIU. Structura geologică a părţii superioare a văii Trotusului.
La structure géologique de la partie supérieure de la vallée du Trotush.

VOL. XI. 1925—1926

PROF. N. FLOROV. Degradarea cernoziomului în antestepă.
— Ueber die Degradierung des Tschernosioms in den Waldsteppen.
DR. THEODOR SAIDEL. Contributions à la connaissance des solutions aqueuses de sol.
INGINER RADU PASCU. Zăcămintele de minereuri feromanganifere din regiunea Broşteni, jud. Neamţ.
— Mangan-Erzlagerstätten in der Region Broşteni, Bezirk Neamţ.
SAVA ATANASIU. Elephas planifrons dans le pliocène supérieur de Roumanie.
DR. ENCULESCU, DR. SAIDEL şi EM. PROTOPESCU-PAKE. Privire generală asupra solului din Ardeal, Bucovina şi Basarabia.
DAVID ROMAN. Studii petrografice în Yemen (Regiunea Hodeida-Saava).
— Petrographical studies in Yemen (Arabia) (Résumé).
DR. ŞTEFAN I. MATEESCU. Observaţiuni geologice şi morfologice asupra depresiunii Huedinului din Nordvestul Transilvaniei.
— Observations géologiques et morfologiques dans la dépression de Huedin (N-W de la Transylvanie).

Institutul Geologic al României

PUBLICAŢIUNILE INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI 1907—1925

A) Anuarul Institutului geologic. Vol. I, 1907—Vol. XI, 1925—1926.

B) Dările de seamă ale şedinţelor Institutului geologic. Vol. I, 1910—Vol. IX, 1920—1921. Vol. XI, 1923.

C) Comptes-Rendus des séances de l'Institut géologique de Roumanie. Vol. I, 1910—Vol. V, 1914.

D) Rapoarte asupra activităţii Institutului geologic pe anii 1909—1915.

E) Memoriile Institutului geologic al României Vol. I, 1924. P. ENCULESCU: Zonele de vegetaţie lemnoasă din România. Les zones de végétation ligneuse de Roumanie.

F) Studii tehnice şi economice:

Vol. I. G. N. LEON. Politica minieră în diferitele State şi raporturile ei cu politica minieră din România, 1915.

Vol. II. I. TĂNĂSESCU. Sistemul de organizare a proprietăţii miniere şi politica minieră în diferitele state, 1916.

Vol. III. Zăcămintele de cărbuni din România.

Fasc. 1. ERICH JEKELIUS. Cărbunii liasici din împrejurimile Braşovului, 1923.

Fasc. 2. ERICH JEKELIUS. Zăcămintele de Lignit din basenul pliocenic din Valea superioară a Oltului (Transilvania), 1924.

Fasc. 3. I. ATANASIU. Zăcămintele de Lignit din basinul pliocenic dela Borsec (Transilvania), 1924.

Fasc. 4. HORIA GROZESCU. Zăcămintele de Lignit din pliocenul Olteniei, 1925.

G) Hărţi geologice. Din harta geologică a României 1:50.000 a apărut foaia: Seria XVIII. Col. P. Văleni de Munte.

Sub auspiciile Institutului geologic al României s'au publicat:

1. Compte-Rendu du Congrès international du pétrole. 3-e Session. Bucureşti 8—13 Septemvrie, 1097.
   Tom. I. Préparatifs et débats par sections.
   Tom. II. Mémoires.
2. État de l'Étude et de la Cartographie du sol dans divers pays de l'Europe, Amerique, Africa et Asie. Congrès international de pédologie. Roma, 1924.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României