INSTITUTUL GEOLOGIC

STUDII TEHNICE ŞI ECONOMICE

SERIA C *Pedologie* Nr. 18

IN MEMORIAM
N. C. CERNESCU et M. POPOVĂŢ

BUCUREŞTI
1970

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

GEOLOGICAL INSTITUTE
TECHNICAL AND ECONOMICAL BULLETINS

SERIES C | *Pedology* | No. 18

IN MEMORIAM
N. C. CERNESCU et M. POPOVĂŢ

BUCHAREST
1970

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

STUDII TEHNICE ŞI ECONOMICE

SERIA C | *Pedologie* | Nr. 18

IN MEMORIAM
N. C. CERNESCU et M. POPOVĂŢ

BUCUREŞTI
1970

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



NICOLAE C. CERNESCU
(1904—1967)

Docent Doctor in Chemical Sciences, former : Member of the Academy and President of Agricultural and Forest Section of the Academy of the Socialist Republic of Romania, Corresponding Member of the Berlin Academy of Agricultural Sciences of the German Democratic Republic, Professor of Soil Science, Head of Soil Map Section of the Geological Institute, Head of Pedology Group of the Academy of the Socialist Republic of Romania, President of International Soil Science Society, Vice-President of Romanian Soil Science Society, Member of the UNO Advisory Commitee for Applying Science and Technique to Development.

Institutul Geologic al României



MIRCEA POPOVĂŢ
(1901—1968)

Docent Doctor in Chemical Sciences, former: Professor of Soil Cartography, Systematics and Geography, Head of Soil Science Service of the Geological Survey Entreprise, Vice-President of Commission V (Genesis, Classification and Cartography of Soils) of the International Soil Science Society, President of Commission for Genesis, Classification and Cartography of the Romanian Soil Science Society.

Institutul Geologic al României

CONTENT

Pag.

Florea N., Conea Ana. Contributions of N. Cernescu and M. Popovăţ to the Development of Soil Science in Romania I

N. C. Cernescu. Published papers. XIII

M. Popovăţ. Published papers XIX

Austria

Fink J. Österreichs Böden im Spiegel der bodenbildenden Faktoren 7

Canada

Atkinson H. J., Sowden F. J. Effect of Twenty Annual Applications of Organic Materials on Crop Yields and Soil Characteristics 35

Czechoslovakia

Pelišek J. Die vertikale Bodenzonalität der Westkarpaten in der Tschechoslowakei 49

East Germany

Ehwald E. Zur Frage der Horizontdefinitionen unter besonderer Berücksichtigung der mitteleuropäischen Böden 63

West Germany

Mückenhausen E. Die Melioration verdichteter, staunasser Böden 77

Hungary

Di Gleria J. Der Gleichgewichtszustand von Wasserstoffionen (Protonen) und protolytische Reaktionen zwischen Böden und Pufferlösungen 93

Israel

Yaalon D. H. Parallel Stone Cracking, a Weathering Process on Desert Surfaces 107

Netherland

Baren F. A. van. Sur l'analyse minéralogique de la fraction sableuse du sol . . 113

Norway

Låg J. The Transport of Inorganic Nutrients in the Soil Profile by Water and Plant Growth 127

Poland

Dobrzański B., Gliński J., Turski R. Influence of Water Erosion on the Distribution of Trace Elements in Soils and on Soil Organic Compounds 133

Portugal

Carvalho Cardoso J. Zonality of Portuguese Soils Derived from Shales 143

Romania

Asvadurov H., Constantinescu Maria. La distribution des oxydes de fer libres chez certains sols lessivés de Roumanie 155

Bucur N., Merlescu E. Contributions à l'étude du chernozem salifère de la dépression de Jijia-Bahlui 167

Canarache A. New Maps of the Soil Moisture Properties in Southern Romania 181

Chiriţă C., Vasu Alexandra, Rapaport Camelia. Studies on the Amorphous Material of Some Romanian Soils with Spodic, Cambic and Argillic Horizons and its Use for Genetical Purposes 193

Institutul Geologic al României

Cicotti M., Salfeld J. Chr., Flaig W. Zur systematischen Beschreibung von Huminstoffsystemen — eine Untersuchung an rumänischen Tschernosemen 239
Conea Ana. Head Deposits in the Romanian Danube Plain 251
Florea N., Stoica Elena, Codarcea Venera. Black Soils on Serpentine in Romania 269
Florea N., Vlad Lucia. Indices physico-chimiques et profils moyens statistiques des principaux sols de la Dobrogea (Roumanie) 293
Moţoc M. Détermination d'un indice climatique pour l'érosion éolienne et son répartition zonale sur le territoire de la Roumanie 315
Nemeş N., Gallo St., Piciu T., Popp V. Contributions to the Characterization of Humus by Optical Methods 323
Orleanu C., Dulvara Eufrosina. Contributions à l'interprétation des données sur la composition mécanique des sols lessivés 331
Păunescu C., Chiriţă C. Beiträge zu der Kenntnis und Systematik der Pseudogleye und pseudovergleyten Böden Rumäniens 343
Popovăţ Angela. Pedogenesis and Geomorphic Processes in the Hilly Sub-Carpathians Region of the Buzău Basin 357
Şerbănescu I. La végétation du littoral de la Mer Noire (de Năvodari à Eforie) 365
Vintilă Irina. Exchangeable Aluminium Distribution in Acid Soils of Romania 401

Soviet Union

Fridland V. M. On the Three Main Types of Parent Rocks and their Influence upon the Soil-Forming Process in Various Bioclimatic Zones 415
Крупеников И. А. Генетические особенности и общностй черноземов придунайского региона Европы 429
Урсу А. Ф. Этапы и задачи детального почвенного районирования в Молдавской ССР 439
Зонн С. В. О процессах подзоло и псевдоподзолообразования и проявления последнего в почвах СССР 451

Spain

Guerra Antonio. Morphology and Development of Calcareous Soils under Semi-Arid Mediterranean Climatical Conditions 465

United Kingdom

Russel E. W. The Effect of Soil Structure on Soil Fertility 477

United States

Simonson R. W. Soil Resources and Production Possibilities 497
Smith G. D. The Soil Orders of the Classification Used in the U.S.A. 509

Yugoslavia

Ćirić M., Burlica Č. The Possibility of Further Development of Smonitsa Soils 533
Filipovski G. Smonitsas of Yugoslavia 545

FAO

Dudal R. 90 Years of „Podzolic" Soils 573

Institutul Geologic al României

CONTRIBUTIONS OF N. CERNESCU AND M. POPOVĂȚ TO THE DEVELOPMENT OF SOIL SCIENCE IN ROMANIA

BY

N. FLOREA, ANA CONEA

The common activity of the outstanding Romanian soil scientists, N. Cernescu and M. Popovăț unfolding for nearly fourty years in the framework of the Geological Institute of Romania, is recorded among the most important achievements in the history of Romanian Soil Science. Cernescu and Popovăț have contributed to a great extent to the advances realized in this domain, either directly —by personal field and laboratory work — or indirectly — by the training of staff and by a competent management of research in view of obtaining a most complete knowledge on the soils in Romania.

During the period 1925—1927, when the two graduates of the Faculty of Chemistry (Bucharest University) began their work at the Geological Institute in their quality of new comers in the Agrogeological Section, the Soil Science in Romania enjoyed a well-deserved reputation abroad, due to the remarkable activity of G. Murgoci. The two young investigators in chemistry could not benefit by the direct guidance of the founder of the up-to-date Romanian Soil Science, as Murgoci had died in the spring of 1925. However, the environment under which the activity of Cernescu and Popovăț started and developed was strongly dominated by the personality of Murgoci, and his opinions were promoted by his closest collaborators: T. Saidel, researcher in chemistry field, and his successor as Head of the Agrogeological Section, P. Enculescu pedo-geobotanist and Em. Protopopescu-Pache a soil scientist with obvious tendencies towards Quaternary Geology studies.

So far, among the most important achievements of Soil Science in Romania the following may be cited: introduction of the views promoted

Institutul Geologic al României

by the Russian naturalistic school founded by V. V. Dockuchaev, identification and description of general features of the main soils types în Romania, climatic conditions under which they have occurred (including the delimitation of vegetation zones), as well as printing of the first soil maps on small scales (1 : 2,500,000 and 1 : 1,500,000) of soil zones in Romania. During the last years of his life Murgoci's endeavours were mostly centered on establishing the principles and working up a classification destined to be the basis of the legend for the soil map of Europe. Murgoci's conception on this problem synthesized in his work presented at the Meeting of the IVth ISSS Commission held at Helsinki (1924), too advanced for the time of its formulation, is actually a present-day conception : "It is clear — said Murgoci — that in the classification of soils, just as in the classification of other bodies in nature, *morphology* (the agrogeological soil = the soil profile — R.N.) and *origin* must be the principal criteria of general classification. And because in the case of soils the conditions of origin are very complex — the above mentioned phenomena of contact of the 4 coverings of the earth — *the profile remains the most important* — being in fact an integration of all the conditions of origin"[1].

Having been appointed Head of the Agrogeological Section after the death of Murgoci, and after having engaged two new chemists, Saidel aimed at the development of the investigation of soil in laboratory without, however, neglecting the study of soils in their native environmental conditions, since each researcher had to study in field and collect his own soil samples. Such an orientation of research field proved to be necessary as, at that time, there were but few analytical data and no analysis methods asserted as nowadays. Thus, owing both to their university training and to subjects suggested by Saidel, the two young chemists started their activity by perfecting and experimenting the soil analysis methods in laboratory. In the last few years of the third decade of our century, the activity of the Agrogeological Section in the framework of the Geological Institute was thus concentrated on research work and on perfecting the chemical and physical analyses of soils in order to approach the systematical study of the main soil types in our country. It is worth mentioning that the elaboration of the method of potentiometrical determination in water of soil reaction, to which his author,

[1] G. M. Murgoci (1924) Considerations Concerning the Classification and Nomenclature of Soils, p. 263. Commité Intern. de Pédologie, IVth Commission, No. 18, Helsingfors.

Institutul Geologic al României

Saidel[2] also associated Cernescu, dates from this period. The contribution of the latter consisted in modifications brought to the construction of the electrode recipient, so that a more energetic shaking of the soil suspension can be obtained, thus yielding more satisfactory results.

However, Cernescu's research work on the method for determining the base exchange capacity is even more important. It was rendered possible due to his experience acquired under the guidance of Prof. G. Wiegner in the laboratories of the Federal Polytechnic Institute, where he had prepared his doctor's thesis, namely on the cation exchange mechanism for natural and synthetical silicates. He was the first to apply Schollenberger's method in the laboratories of Romania, concomitantly improving it; thus, in the case of calcareous samples, the carbonates were first decomposed with a solution of acetic acid, and only afterwards saturated in NH_4 by leaching with ammonium acetate. In order to determine the exchangeable calcium in the same soils, Cernescu adopted Kelley-Chapmann's method, whereas for determining the exchangeable hydrogen, the method of leaching with potassium acetate (solution N) up to the complete replacement of these ions. This method is also frequently used nowadays in the pedological laboratories of our country.

Concomitantly, Popovăț dealt with the mechanical analysis method for soils. He stated that the methods used in Romania were not satisfactory since they did not point out the true texture of soils, as a result of the fact that they did not provide sufficient dispersion of particles, but rather a mixing of primary and microaggregated particles. With a view to obtain a satisfactory dispersion it proved necessary for the agents causing the agglomeration of particles in microaggregates to be removed. He therefore introduced the destruction of the organic matter by treating the sample with hydrogenum peroxide (according to Robinson), and that of carbonates by treating with hydrochloric acid (according to the English or Hissinsk method)[3] after which follows the shaking in a dispersing solution.

The problem connected with the improvement and introduction of new methods constitutes, moreover, a permanent concern in the activity of these soil scientists. Successively, in the pedological laboratories of the Geological Institute, one proceeded to the analysis of the weathering

[2] The method for determining the concentration in H ions was for the first time applied in Romania and abroad by the researchers of the agrogeological laboratory of the Geological Institute.

[3] Subsequently, the hydrochloric acid was replaced by acetic acid.

Institutul Geologic al României

complex by means of the Bemmeln-Hissinsk method, to the study of the chemical composition of soil and clay by means of the X-ray, thermal differential and spectrographic methods, to the analysis of the composition of soil organic matter, to the microbiological and micromorphological study of soils. Owing to the initiative of Cernescu and Popovăţ and under their guidance were created conditions permitting to carry out in laboratory complex studies on the soils of Romania.

Another branch where research work marked obvious progress, particularly since 1946, is soil mapping. Before World War I this study had been carried out by some researchers frequently in order to accurately determine the soil zones or to collect samples from the main soil profiles for analysis in laboratory with a view to minutely establish their characteristic pedogenetical processes. In this period, however, the first regional soil map on scale 1 : 100,000 plotted by Popovăţ was issued.

Since 1946, as a result of the requirements imposed by the socialist organization of National Economy, particular attention was afforded by the soil scientists of Romania to soil mapping. The task of drawing up soil maps on medium and small scales was incumbent upon the Soil Section of the Geological Institute (later upon the Geological Committee) under the guidance of Cernescu and Popovăţ. The first years were assigned to a common experiment, namely to a broad collaboration with specialists in various disciplines. A synthetical system of mapping was adopted, delimiting on the map the most uniform units as regards their soil, parent material, vegetation, ground water, erosion, etc. Thus, besides soil maps, correlation maps were plotted, permitting to obtain a most complete image of the investigated area. This working system is generally used nowadays in all soil mappings in Romania. Concomitantly, the training of specialists able to carry out systematic mapping proved to be necessary. Cernescu and Popovăţ in their quality of Professors for Pedology and Heads of the Soil Section in the framework of the State Committee for Geology, formed and guided most of the present soil scientists.

Hence, in their activity Cernescu and Popovăţ endeavoured to develop at the same time various branches of the soil science. They contributed together to the solution of problems of a general nature, though each of these soil scientists had his own concern. Undoubtedly both these scientists like other Romanian pedologists were permanently guided by the conception initiated by Murgoci. Many of the themes tackled, as well as the way in which they were solved, have originated from the main ideas expounded or only suggested by Murgoci in his

Institutul Geologic al României

works. The fact that these two scientists and their generation have maintained the positive aspects in the works of the first generation of soil scientists in Romania, and have further developed the study of soil according to the Romanian research tradition — thus continuing to ensure for this discipline the high appreciation it had during the life of M u r g o c i — is really praiseworthy.

In his works, particularly in those issued before World War II, C e r n e s c u endeavoured to specify the climatic conditions under which the soils of Romania were developed, the soil zones in humid regions, the processes leading to the formation and evolution of soils in these zones, and especially the conditions under which the forming process of the argillic B horizon has developed, as well as the part played by the parent material in the genesis of soils. Considering the climate as the main pedogenesis agent and admitting the existence of an evolutive genetical correlationship between the climate on the one hand, and soil and vegetation on the other hand, he promoted the existence of soil zones and the parallelism to be noticed between the latter and bioclimatic zones, provided that local conditions are not taken into account. The soil zone was considered as being characterized by a main soil forming process and not by a soil profile. It may comprise a soil sequence (equivalent with that called by H. P a l l m a n n „soil series") with profiles reflecting various development phases of the genetical process. The zone is named after the final (the most advanced) evolution phase of the soil, i.e. of the "climax" type corresponding to the "climax" vegetation.

Therefore, even in his first work in the branch of soil genesis (1933), C e r n e s c u followed the genetical relations between soils in the Bucegi Mts, and reached the conclusion (one of his most important conclusions), namely the identification of two distinct series of soils with an eluvial A2 horizon : some with spodic B horizon and others with argillic B horizon. The process characteristic of the former is named "primary podzolization", and is considered as occuring under the conditions of a moist and cold climate, where the formation of acid organic matter involves strong debasification of the soil and contributes to the destruction of the clay complex and to the migration of the organic matter and iron oxides. The process which originates soils with an argillic (clay-illuvial) B horizon is named "secondary podzolization" [4] and is characterized by a mechanical movement of the colloidal complex, the chemical composition of the latter remai-

[4] "Secondary" in the sense that in certain cases the destruction process may be but "secondarily" associated.

Institutul Geologic al României

ning unchanged. On the map of soil zones of Romania, plotted by C e r n e s c u in 1934, the two zones of soils with A2 horizons, but characterized by peculiar B horizons are shown in the "humid region".

Still, since the beginning of his activity C e r n e s c u proved that the "Secondary Podzols" (which are equivalent with those named by the French scientists in present-day terminology "*sols Lessivés*") are not the single soils with an argillic B horizon. The same process is characteristic of the soils introduced into Romanian classification by M u r g o c i under the denomination of "Reddish-Brown Forest soil". In this case, according to the author, the development of the process takes place with reduced intensity due to dryness during the summer period. Later, resuming a view expressed by M u r g o c i and confirmed by the results of a detailed and systematical mapping of soils in various regions of our country, C e r n e s c u repeatedly supported that : (1) a high level category (family in the Romanian classification) must be recognized, it will group all soils with argillic B horizon and will be named "Family of Sylvestre Soils", denomination suggested by M u r g o c i in order to minutely designate the soils with more or less developed eluvial A2 horizon and with argillic B horizon ; (2) within this family four genetical series may be distinguished, corresponding to the bioclimatical facies over the Romanian territory, determined by a certain thermal and rainfall regime and named by M u r g o c i Valachian, Central-European, Atlantic and Ukrainian. However, C e r n e s c u was rather inclined to use the following denominations : Reddish-Brown Sylvestre soil, Brown Sylvestre soil, Yellowish-Brown Sylvestre soil and Greyish Sylvestre soil. The first one is considered as characteristic of oak forests in the southern part of Romania, a region with a drier climate, especially in summer ; the following two characterize the more humid forest regions displaying Central-European bioclimatic influences and corresponding to the area of oak and beech forests (or, to that covered by mixed forests of these two species), the Yellowish-Brown Sylvestre soil occuring under the conditions of more pronounced humidity. The fourth represents the continental facies within the family, and is characteristic of oak forests in the eastern part of Romania.

In the framework of these four genetical series, C e r n e s c u proposed the differentiation of three "profile types", corresponding to the three evolution stages, starting with profiles without textural differentiation up to strongly differentiated and desaturated profiles. In his view the final evolution stage may only be reached in the genetical series of Brown and Yellowish-Brown Sylvestre soils.

Institutul Geologic al României

The four categories with argillic B horizon are unanimously accepted in Romania, and they may be related to soils in other classifications [5]. The point which may be contested is the importance afforded to present-day climatic conditions with respect to the formation of most soils in Romania with argillic B horizon. Even if we nowadays consider that the age of these soils largely exceeds in most cases the Holocene, neverthless the conclusions reached by C e r n e s c u do not suffer considerable modifications.

Besides the study referring to the part played by climate and pedogenesis, C e r n e s c u was concerned with the importance of the parent material for the genesis and evolution of soils. His field research pointed out the association, not only possible but also frequently encountered in Transylvania and in the Sub-Carpathians Hills, between the strongly desaturated soils with argillic B horizon and Black soils saturated or almost saturated in bases resembling Chernozems. In this case, under the same environmental conditions, the soils may follow different directions in their evolution, determined by the nature of the rock they have developed on. Thus, within the mentioned regions, the presence of strongly desaturated soils is related to the existence of parent materials showing a medium or coarse texture. A substantial increase of clay content involves the formation of Black soils rich in organic matter, which are introduced into the Romanian soil classification under the denomination of "Pseudorendzinas" [6].

Starting from this assertion and closely following up the evolution of soils, formed on rocks in zones with a humid climate under the influence of the eluvial process, from the incipient debasification stage up to that of migration of the clay fraction, and then to the destruction stage of the clay complex and migration of sesquioxides and organic matter, C e r n e s c u distinguished genetical series of soils whose terms are equivalent through their debasification degree and through some common morphogenetical properties. Thus, a division in 6 groups of parent rocks is reached, as a function of their chemical composition, taking into account as chief criterion the relationship between the basic and acid components, as well as the trophism (respectively, the nature and intensity of the biolo-

[5] Thus, in the 7th Approximation, the Reddish-Brown Sylvestre soil may generally belong to Paleudalf; the Brown Sylvestre soil — to Hapludalf, the Yellowish-Brown Sylvestre soil — to Hapludult, whereas the Greyish Sylvestre soil — to Argiudoll.

[6] These soils sometimes occur on marls or marly clays. This has probably been the first case or the one most frequently encountered by C e r n e s c u, this fact accounting for the closeness, as regards their denomination, to the Black soils formed on limestones — Rendzinas.

Institutul Geologic al României

gical activity) of the initial soil formation stages. He specified for soils certain "limit-values" of the saturation degree in basic cations with a pedogenetical and agrochemical significance and established four stages of debasification: eubasic, V > 75 per cent; mesobasic, V = 55—75 per cent; oligo-mesobasic, V = 30—55 per cent and oligobasic, V < 30 per cent.

From the very beginning of his activity, P o p o v ă ţ was persuaded of the necessity and even duty incumbent upon researchers to reach in Soils Science, like in other branches of science, the possibility to determine quantitative appreciations in order to attenuate or eliminate personal errors, to turn to account any observation of an objective character and to permit the mathematical formulation of laws. Considered from this angle, his endeavourings to elaborate a most proper method for the mechanical soil analysis, as well as the numerous analyses of the same kind, have only constituted the means to gather rich material which may be used to establish some indexes allowing to proceed to an easier comparison and characterization of the texture of sediments. He imagined thus, inferring from an original graphical representation of data related to the mechanical composition of soils and rocks, two texture indexes: particle mean diameter (Dm) representing the size that the particles of a sediment would have if all were of the same size, and the homogeneity degree of the size of these particles (H). The values of both indexes were calculated starting from the cumulative curves which represent the mechanical composition of the sample analysed.

Applying these indexes to soils, P o p o v ă ţ succeded in establishing values characteristic for various soil types as a function of which he could determine the mechanical weathering degree and the "degradation" [7] of Steppe soils. Following up this "degradation", he reached the conclusion (1937) that from Chernozems passing through Leached Chernozems and up to the Reddish-Brown Forest soil, the soil forming process (respectively the "degradation process") remains the same, i.e. formation and leaching of clay without its decomposition. The single difference consists in the intensity of the process and not in its nature. Subsequently, as a result of the above mentioned conclusions, he changed the "definition"

[7] The conception related to "degradation of soil" was borrowed by Romanian soil scientists from the Russian literature (K o r j i n s k i, C o s t i c e v, G l i n k a, etc.). The term of "degradation" indicates in this conception the presumed process of transformation of Chernozems into Podzols under the influence of forest vegetation. P o p o v ă ţ, as well as C e r n e s c u who had also used this term, restricted the content of this notion as will be further shown.

Institutul Geologic al României

making it equivalent to "weathering" and limiting it to "l'émiettement des particules plus ou moins grossières de la roche mère sous l'influence du climat et les modifications qui s'ensuivent dans la texture du profil, dues à l'intensité du phénomène" [8]. This "textural degradation" which may be identified with the presence of argillic horizons in the profile of some Chernozems with B horizon, and that of Reddish Brown Forest soils, was also proved by P o p o v ă ţ based on data related to the chemical composition of the clay fraction separated from soil. Those are moreover the first analyses carried out on the fine fraction of Romanian soils.

Owing to these works on soil and sediment textures, as well as on those of "degradation soils", P o p o v ă ţ supported the conception of C e r n e s c u as regards the clay migration process within certain soils.

Due to numerous mechanical analyses carried out on soils developed from loess and on loess itself, P o p o v ă ţ used the material stored in order to determine more accurately the texture of loess in Romania. Repeating the calculation on a great number of data from various countries and analysing the texture indexes, he reached the conclusion that a rather marked resemblance does exist between the texture of loess in Romania and that from the neighbouring countries. Concomitantly, this soil scientist asserts the presence in some buried soil of Romania of argillic B horizons whose chemical composition does not undergo any changes, and considers therefore such soils (in which the ratio $SiO_2/R_2O_3 = 2.47$) like an integrade term between the present-day soils of the southern part of Oltenia and the Red Mediterranean soils.

As a result of data evidenced by the study of soil and rock textures, P o p o v ă ţ proposed a new delimitation of textural classes in the ternary diagram using the mechanical analysis data obtained by applying the Atterberg's system (including the limit 0.02 mm). In this case, P o p o v ă ţ used besides the Dm (mean diameter) and H (homogeneity degree) a third index resulted from the product of the first two — fineness degree, F.

To his concern as regards the mathematical formulation either of certain features or of the influence exerted by pedogenesis agents, the problem on characterization of soils by climatic indexes [9] may also be added.

---

[8] M. P o p o v ă ţ (1943) Dégradation texturale des profiles des sols. *Inst. geol. St. tehn. econ.*, *C*, 8, Bucureşti.

[9] N. C e r n e s c u has also studied the relation soil-climate in one of his first papers treating this problem, namely "Facteurs de climat et zones de sols en Roumanie" (1934). He has applied to the territory of Romania the D e M a r t o n n e 's aridity index likewise plotting a map of climatic provinces according to the K ö p p e n system.

Institutul Geologic al României

With this object he determined a moisture index H by means of ratio $H = \frac{P}{a} - (t+b)$ (in which P refers to mean annual rainfall in mm, t mean yearly temperature in °C, whereas a and b are parameters whose value depends on zonal and regional features of the climate); a thermal index α by means of the ratio $\alpha = \frac{t\,max - t\,min}{tm}$ (in which t max refers to the mean temperature of the warmest month, and t min to the mean temperature of the coldest month); a pluviometric index β by means of $\beta = 100\,\frac{P\ min}{P\ max}$ (in which P min refers to the mean rainfall during the month with the smallest amount of rainfall, and P max to the mean rainfall during the month with the most abundant rainfall); an index π (which may replace the β index) resulting from division of the mean rainfall into months with mean temperatures more than 15°C by the mean of other months with a temperature less than 15°C. Calculating these means for the meteorological stations of Romania, he plotted an original climatic map in which in contrast with the map showing aridity indexes and plotted by De Martonne, were figured thermal and rainfall distribution indexes.

The works on physical-chemical properties and also, in the last few years, those on mineralogy and micromorphology, undertaken either by Cernescu and Popovăţ or by different collaborators under their guidance, are numerous and comprise the whole territory of Romania. Tave have implicitely raised the problem related to the classification which became so important subsequently to 1948 when the systematical inventory of Romanian soils was started. From this date, among the major concerns of these both soil scientists the following may be cited: systematization of material, drawing up a classification and a unitary legend for maps to be published and which would reflect the soil conception of Romanian scientists and also satisfy the requirements imposed by the progress achieved in soil sciences, concomitantly including — at a certain level — essential data for agriculture practice.

Immediately after the first year of experimental mapping (1946) the soil scientists of the State Committee for Geology covered with maps on medium and small scales each year larger and larger areas. Thus after a period of about 10 years, it became possible to proceed to the plotting of the first draft of soil map at scale 1 : 500,000 for the southern part of Romania. This map was presented by Cernescu at the VIth ISSS Congress held at Paris (1956). Zones were not figured on this map so as

Institutul Geologic al României

on maps issued before World War II, but only more or less homogeneous soil units or soil associations recorded in a detailed legend. It is only in 1963 that the first sheet of the soil map of Romania on scale 1 :200,000 was published. A series of regional works with maps elaborated by staffs of soil scientists preceded the plotting of this map for which, according to the suggestions and under the guidance of C e r n e s c u and P o p o v ă ț, an original representation was used ; the latter pointed out the whole material concerning the varied aspects of the territory obtained by mapping on medium scale. Besides the soil map on scale 1 :200,000 on which concomitantly with soil units the texture of the upper horizon was also indicated, a drawing up of units, of relief forms, of parent material lithology, a drawing up of vegetation with introduction of climatic diagrams and data (both these drawings plotted on scale 1 :500,000), as well as of pedomorphographic profiles in order to illustrate more suggestively the relationships between the soil relief, rock and ground water, were carried out. In 1964 the first draft of soil map of Romania on scale 1 :1,000,000 was published by the Geological Institute and was presented at the VIIIth International Congress (Bucharest, 1964).

Therefore, during their activity lasting for nearly fourty years C e r n e s c u and P o p o v ă ț laid the foundation of the detailed essential research work for soil in Romania using up-to-date methods. They started their activity by completing and perfecting methods of chemical and physical analyses, carried out the first experiments and trained chemists who nowadays are usually effecting such analyses. The analysed soil samples are at present numberless. C e r n e s c u and P o p o v ă ț likewise introduced during the last years, the mineralogical study of soils by means of the most up-to-date methods both in the laboratories of the Geological Institute and those of the Geological Survey Entreprise — so that at present the soil scientists have at their disposal well equipped laboratories. C e r n e s c u and P o p o v ă ț laid also the foundation for a systematical inventory of soil ressources in Romania, carrying out by themselves the first experimental works and managing the entire activity of soil mapping on medium and small scales, developed by numerous soil scientists in the period of the last 20 years.

The great majority of soil scientists who are working in various institutions of Romania have been trained under the guidance of C e r n e s c u and P o p o v ă ț as professors or as heads of soil services. They created thus a Romanian pedological school based on their own experience, however, deeply rooted in the work of the first Romanian soil scientists, particularly M u r g o c i, keeping concomitantly pace with progresses

Institutul Geologic al României

achieved in soil science throughout the world. Their name is closely linked with the proceedings of the VIIIth Congress of the International Soil Science Society held in Bucharest, 1964, and to the success of which they substancially contributed.

Taking into account the outstanding activity of C e r n e s c u and P o p o v ă ț, we devote this volume of international collaboration to their memory as a sign of our appreciative thankfulness.

Institutul Geologic al României

N. C. CERNESCU

PUBLISHED PAPERS

1. Saidel T., Cernescu N. (1927) Beiträge zur Kenntnis der Bödenlösung. *First.Int. Congress of Soil Sci.* Washington 1927 Com. II, p. 314—319, 4 tab., Washington.
2. Saidel T., Cernescu N. (1930) Noui contribuţiuni la cunoaşterea soluţiunilor de sol. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XVI (1927—1928), p. 4—11, Bucureşti.
3. Saidel T., Cernescu N. (1927) Ergebnisse der Bestimmung der Reaktion von Rumänischen Bodenarten. *First Int. Congr. of Soil Sci.* Com. II, p. 320—325, Washington. (1930) Rezultate obţinute la determinarea reacţiei diferitelor tipuri de sol din România. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XVI (1927—28), p. 11—16, Bucureşti.
4. Cernescu N. (1934) Kationenumtausch und Struktur. Vergleichende Untersuchungen an Ton, Permutit und Chabasit. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI (1931) p. 776—859, Bucureşti. Schimb de cationi şi structură. Cercetări comparative la argilă, permutit şi cabazit. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI (1931), p. 860—877, Bucureşti.
5. Cernescu N. (1933) Zonele de soluri din Bucegi. *Bul. Soc. Nat. Rom.* nr. 4, p. 24—38, Bucureşti.
6. Cernescu N. (1934) Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie. *St. tehn. econ.seria C,* 2, 70 p., Bucureşti.
7. Cernescu N. (1937) G. Murgoci şi ştiinţa solului. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, III, p. 21—29 Bucureşti.
8. Cernescu N. (1937) Die Bodenzonen der Region des humiden Klimas Rumäniens. *Bericht über die Tagung der Kommission V. der Internat. Bodenk. Ges.*, p. 21—24, Wien.
9. Cernescu N. (1938) Capacité maximum et intensité d'échange des alumino-silicates hidratés. *St. tehn. econ. seria C,* 4, 20 p., 3 fig., 6 tab., Bucureşti.
10. Cernescu N. (1939) Determinarea capacităţii de schimb şi a cationilor schimbabili la sol (Metode). *Inst. Geol. Rom., St. tehn. econ. seria C,* 5, 43 p., 3 tab., Bucureşti.
11. Cernescu N. (1939) Capacitatea de schimb a solului în raport cu conţinutul de argilă şi humus. *Inst. Geol. Rom., St. tehn. econ. seria C,* 6, 27 p., 8 tab., 3 fig., Bucureşti.
12. Cernescu N. (1940) Die austauschfähigen Kationen in den Profilen der zonalen Bodentypen Rumäniens und ihr Verhalten beim Verwitterungsprozess. *Ann. de Fac. d'Agron. de Bucarest* I (1939—1940), p. 21—51, 4 tab., 5 fig., Bucureşti.
13. Cernescu N., Popea Florica (1941) Humusul şi raportul C :N în profilele tipurilor zonale de sol. *Inst. Geol. Rom., St. tehn. econ. seria C,* 7, 35 p., 8 fig., 7 tab., Bucureşti.
14. Cernescu N. (1942) Der Sättigungszustand des Bodens und die Wasserstoffionenkonzentration der wässerigen Bodensuspension. *Mitt. der Tehn. Hochschule Jahrg.*, XIII. 1—2, p. 242—260, 2 fig,. 4 tab., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

15. Cernescu N. (1942) Erklärung einer beim Kationenumtausch auftretenden Gesetzmässigkeit. *Mitt. der Tehn. Hochschule Jahrg.*, XIII, 3—4, p. 362—375, 3 fig., 4 tab., Bucureşti.
16. Cernescu N. (1943) Textur des Muttergesteins und Bodenentwicklung in der Zone des sekundären Podsols. *Mitt. der Tehn. Hochschule Jahrg.*, XIV, 1—2, p. 125—131, 1 fig. 1 tab., Bucureşti.
17. Cernescu N. (1945) Contribuţii la cunoaşterea chimismului genetic al solurilor zonale cu orizont de acumulare a argilei. I. Solul brun-roşcat de pădure. *Bul. fac. Agron.*, 2, p. 42—63, 5 tab., Bucureşti.
18. Cernescu N. (1945) Contribuţiuni la cunoaşterea chimismului genetic al solurilor zonale cu orizont de acumulare a argilei. II. Podzolul de depresiune. *Bul. fac. Agron.* 3, p. 1—14, 1 fig., 9 tab., Bucureşti.
19. Cernescu N. (1945) Contribuţiuni la cunoaşterea chimismului genetic al solurilor cu orizont de acumulare a argilei. III. Evoluţia complexului de alterare la podzolirea în depresiuni a solului brun-roşcat de pădure. *Bul.fac. Agron.*, 4, p. 20—37, 16 tab., Bucureşti.
20. Cernescu N. (1945) Contribuţii noui privitoare la cunoaşterea argilei : argila produs al alterării izoelectrice. *Bul. fac. Agron*, 3—4, p. 69—79, 1 fig., Bucureşti.
21. Cernescu N. (1948) Solul. Capitol în Manualul Chimistului. II (partea a IV-a) p. 18—64 1901. Ed. AGIR.
22. Cernescu N. (1950) Stadiul actual al cartografiei solului în Republica Populară Română. Lucrările ses. gen. ştiinţifice a Academiei R.P.R. 2—12 iunie 1950, 13 p., Ed. Acad., R.P.R., Bucureşti.
23. Cernescu N. (1950) V.R. Wiliams ,,Pedologie", Ed. Stat Probl. agr. 1—3, p. 88—92 Bucureşti (recenzie).
24. Cernescu N. (1952) Studiul cristalochimic al argilei din loess. *D.S. Com. Geol.*, XXXIV, (1946—1947), p. 27—35, 1 fig., 3 tab., Bucureşti.
25. Cernescu N., Bucur N. (1952) Rezultatele obţinute la cartarea solurilor din judeţul Rîmnicul-Sărat. *D.S. Com. Geol.*, XXXVI, (1948—1949), p. 219—230, Bucureşti.
26. Cernescu N. (1954) Condiţiile naturale de climă şi sol din R.P.R. Lecţia a 2-a M.A.S. Ed. Agro-silvică, Bucureşti.
27. Cernescu N. (1955) Principii privind cartarea solurilor şi raionarea teritoriului în scopuri agroproductive. *Probl. agricole*, 1, p. 30—45, Bucureşti.
28. Cernescu N. (1955) Gh. Munteanu-Murgoci. *Îndrumătorul cultural*, 10, p. 44—46, Bucureşti.
29. Cernescu N. (1955) Bodenkartenaufnahmen in der Rumänischen Volksrepublik. *Kongress für Bodenkunde Budapest 6—8 juni 1955*, Budapest.
30. D. Puşcaru, Elena Puşcaru-Soroceanu, Ana Paucă, I. Şerbănescu, Al. Beldie, Tr. Ştefureac, N. Cernescu, F. Saghin, V. Creţu, I. Lupan, V. Taşcenco (1956) Păşunile alpine din Munţii Bucegi. 502 p., Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.
31. Cernescu N. (1956) Les sols de la région située entre le Danube, les Carpathes et la Mer Noire (R.P.R.). *VI-ème Congr. Int. de la Sci. du Sol*, Paris 1956, E/V, p. 479—484 Paris.
32. Cernescu N., Chiriţă C. D. (1956) Pocivennîe issledovania v Rumânscoi Narodnoi Respubliche. *Pocivovedenie*, 5, p. 107—111.
33. Cernescu N., Gâţă Elena, Gâţă Gh. (1957) Cercetări asupra ,,cernoziomului levigat" de pe terasa Secaşului Mic (Secaşul de Tîrnave). *Bul. şt. secţia biol., şt. agricole (seria agronomie)*, IX, 3, p. 159—181, 8 fig., 9 tab., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

34. Cernescu N., Fridland V. M., Florea N. (1958) Raionarea pedogeografică a R.P.R. În volumul „Realizări în geografia R.P.R., în perioada 1947—1957", p. 88—110, 1 fig., Ed. ştiinţifică, Bucureşti.
35. Cernescu N. (1959) Seriile trofice ale tipurilor genetice de sol din zona forestieră. Volum omagial Traian Săvulescu, cu prilejul împlinirii a 70 de ani. Acad. R.P.R., Bucureşti.
36. Cernescu N. (1960) Activitatea prof. Murgoci ca pedolog. *Anal. Acad. R.P.R.*, I, (1950—51), p. 33—37, Bucureşti.
37. Cernescu N. (1960) Kriterien der Bodenklassifikation in Rumänien. *Sbornik Cekoslovenske Academie Zemedeeskych ved.*, XII, 7, Praha.
38. Cernescu N., Gâţă Elena (1960) Eisenoxydwanderung in den Profilen der genetischen Bodentypen und ihre Untersuchungsmethodik. *Zeszyty Problemowa Postepow Nauk Rolniczych Zeszyt*, 38, p. 29—38, Varşovia.
39. Cernescu N., Nicolau Margareta, Stoica Elena, Gâţă Elena, Petrescu Adriana (1960) Regimul potasiului din complexul de alterare în raport cu condiţiile bioclimatice ale solurilor zonale. *Probleme actuale de biologie şi ştiinţe agricole*, p. 357—364, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.
40. Cernescu N., Nicolau Margareta, Stoica Elena, Gâţă Elena, Petrescu Adriana (1961) Régime du potassium dans les sols zonaux en raport avec les conditions bioclimatiques. *Roczniki Gleboznoweze*, X, 1, Varşovia.
41. Cernescu N. (1960) Regimul potasiului în sol cu privire specială la solurile din R.P.R. (Metode de cercetare şi interpretări). Consfătuirea ASIT Bucureşti, noiembrie 1959. Analiza chimică a solurilor în vederea caracterizării fertilităţii. Multiplicat de IDT, Bucureşti.
42. Cernescu N. (1961) Clasificarea solurilor cu exces de umiditate. *Cercetări de Pedologie*, p. 223—244, Bucureşti.
43. Cernescu N., Cîrstea D., Mavrocordat Georgeta, Orleanu C., Cucută Al. (1961) Condiţiile naturale şi solurile din ţinutul Secaşelor. *Cercetări de Pedologie*, p. 489—502, Bucureşti.
44. Cernescu N., Şerbănescu I., Bălăceanu V., Bălăceanu Ecaterina (1961) Condiţiile naturale ale Depresiunii Făgăraşului şi solurile în sectorul Valea Rîului Mare — V. Arpaşului. *Cercetări de Pedologie*, p. 503—538, Bucureşti.
45. Cernescu N., Popovăţ M., Florea N. (1961) Probleme mai importante dezbătute în legătură cu solurile prezentate pe traseul excursiei Conferinţei de Pedologie (1958). *Cercetări de Pedologie*, p. 635—644, Bucureşti.
46. — Osnovnie problemî obsujdavsiesia v sviazi s osmotrom profilei po trasse ekskurssii Konferenţii pe pocivovedeniiu. *Cercetări de Pedologie*, p. 644—655.
47. — Die Während der bodenkundlichen Exkursion vorgeführten Böden und einige im Zusammenhang damit diskutierte Probleme. *Cercetări de Pedologie*, p. 655—664.
48. Cernescu N., Florea N., Conea Ana (1961) Condiţiile naturale şi solurile Cîmpiei Române de Est. *Cercetări de Pedologie*, p. 578—585, Bucureşti.
49. Cernescu N., Şerbănescu I., Tufescu V., Stoenescu Şt. M. (1961) Condiţiile naturale şi solurile Republicii Populare Române. *Cercetări de Pedologie*, p. 407—422, Bucureşti.
50. Cernescu N., Asvadurov H., Predel F., Chiţu C., Tutunea C., Vasilescu P., Şerbănescu I., Turcu Gh., Roman N. (1961) Condiţiile naturale şi solurile Depresiunii Baia-Mare. *Cercetări de Pedologie*, p. 425—458, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

51. Cernescu N., Florea N. (1962) Lista sistematică a solurilor R.P.R. Consfătuirea de pedologie 16—21 oct. 1961.Timişoara. Acad. R.P.R. *St. cerc. biol. şt. agricole*, IX, 1—2, p. 242—245, Bucureşti.

52. Cernescu N. (1962) Harta de soluri a României sc. 1 :500.000. *D.S. Inst. geol.*, XLIII, p. 303—341, Bucureşti.

53. Cernescu N. (1963) Al VIII-lea Congres internaţional de ştiinţa solului. *Ştiinţa Solului*, I, 1, p. 7—12, Bucureşti.

54. Cernescu N., Gâţă Elena, Stoica Elena, Papacostea P., Popa Elena (1963) Solul podzolic de la Săsar-Baia Mare şi efectul ameliorativ al marnării. *St. tehn. econ., s.ria C*, 11, p. 87—139, Bucureşti.

55. Cernescu N., Cicotti M. (1964) Raportul H :F faţă de valorile V şi pH la solurile zonale. *Şt. Solului*, 3—4, p. 27—34, Bucureşti.

56. Cernescu N. (1964) Der rötlichbraune Sylvesterboden (Snagov-Bukarest). *Soils of South-eastern Europe. Int. Symp. of Soil Sci.*, Sofia 1963, p. 175—179, Sofia.

57. Cernescu N. (1964) Geographisch-genetische Gliederung der zonalen Waldbodentypen Rumäniens (Sylvestertyp der Bodenbildung). *Soils of South-eastern Europe. Int. Symp. of Soil Sci.*, Sofia 1963, p. 71—77, Sofia.

58. Cernescu N., Florea N., Conea Ana, Şerbănescu I., Patrulius D., Bandrabur T. (1964) Plaine Roumaine du Bas-Danube (partie orientale). A) Conditions physico-géographiques. *VIII-e Congr. Int. de la Sci. du Sol, Bucarest-Roumanie, 1964, Guide des excursions*, I (I-e et III-e excursion), p. 45—56.
Rumanian Lower Danube Plain (Eastern Part). A) Physic-geographical Conditions. *VIII-th Int. Congr. of Soil Sci., Bucharest-Rumania, 1964, Guide-Book of Excursions* ,I (Tour I and III), p. 43—54.
Rumänische Tiefebene der Unteren Donau (Östlicher Teil). A) Physikalisch-geographische Verhältnisse. *VIII Int. Bodenk. Kongr. Bukarest-Rumänien, 1964, Exkursionsführer*, I (I und III Exkursior), p, 45—56.

59. Cernescu N., Conea Ana (1964) Plaine Roumaine du Bas-Danube (partie orientale). B) Sols. *VIII-e Congr. Int. de la Sci. du Sol, Bucarest-Roumanie, 1964, Guide des excursions*, I, (I-e et III-e excursion), p. 56—61.
Rumanian Lower Danube Plain (Eastern Part).B) Soils. *VIII-th Int. Congr. of Soil Sci., Bucharest-Rumania, 1964, Guide-Book of Excursions*, I, (Tour I and III), p. 55—59.
Rumänische Tiefebene der Unteren Donau (Östlicher Teil). B) Bodendecke, *VIII Int. Bodenk. Kongr., Bukarest-Rumänien, 1964, Exkursionsführer*, I (I und III Exkursion), p. 56—62.

60. Cernescu N. (1964) Introduction. *VIII-e Congr. Int. de la Sci. du Sol, Bucarest-Roumanie, 1964, Guide des excursions*, I (I-e et III-e excursion), p. 39—44, II (II-e excursion), p. 25—30.
Introduction. *VIII-th Int. Congr. of Soil Sci., Bucharest-Rumania, 1964, Guide-Book of Excursions*, I (Tour I and III), p. 37—42, II (Tour II), p. 27—32.
Einleitung. *VIII Int. Bodenk. Kongr. Bukarest-Rumänien, 1964, Exkursionsführer*, I (I. und III. Exkursion), p. 39—44, II (II. Exkursion), p. 29—34.

61. Cernescu N., Paucă M., Conea Ana, Şerbănescu I., Rapaport Camelia, Oancea C. (1964) Bassin de Transylvanie. A) Conditions physico-géographyques. *VIII-e Congr. Int de la Sci. du Sol, Bucarest-Roumanie, 1964, Guide des excursions*, II (II-e excursion), p. 91—104.
Transilvanian Basin A) Physic-geographical Conditions. *VIII-th Int. Congr. of Soil Sci., Bucharest-Rumania, 1964, Guide-Book of Excursions*, II (Tour II), p. 89—102.

Institutul Geologic al României

Transilvanysches Becken. A) Physikalisch-geographische Verhältnisse. *VIII Int. Bodenk. Kongr. Bukarest-Rumänien, 1964, Exkursionsführer*, II (II Exkursion), p. 95—109.

62. Cernescu N., Conea Ana (1964) Bassin de Transylvanie. B) Sols. *VIII-e Congr. Int. de la Sci. du Sol, Bucarest-Roumanie, 1964, Guide des excursions*, II (II-e excursion), p. 104—108.
Transilvanian Basin. B) Soils. *VIII-th Int. Congr. of Soil Sci. Bucharest-Rumania, 1964, Guide-Book of Excursions*, II (Tour II), p. 102—105.
Transylvanisches Becken. B) Bodendecke. *VIII Int. Bodenk. Kongr. Bukarest-Rumänien, 1964, Exkursionsführer*, II (II. Exkursion p. 109—112).

63. Cernescu N. (1964) Adress of the President of the Intern. Society of Soil Science. Allocution du Président de l'Assoc. Int. de la Science du sol.
Ansprache des Präsidenten der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft. *8-th Int. Congr. of Soil Sci. Transactions*, I, p. 19—34, Bucharest-Romania.

64. Cernescu N. (1964) Soils and Natural Conditions of the Rumanian People's Rep. (Soil Map of the Rumanian People's Rep), *St. tehn. econ. seria C*, 13, p. 5—19, Bucureşti.

65. Cernescu N. (1965) Seminarul FAO pentru corelarea solurilor din sud-estul Europei, 29 aug. — 22 sept. *Şt. Solului*, 3, 4, p. 448—455, Bucureşti.

66. Cernescu N. (1966) Reuniunea Comitetului de raportori al Grupei de lucru pentru clasificarea şi cartarea solurilor (FAO—ECA) Bonn, 29 noiembrie — 3 decembrie 1965. *Şt. Solului*, 4, 1, p. 70—72.

67. Cernescu N. (1966) Harta solurilor Europei. *Şt. Solului*, 4, 2, p. 79—80 (recenzie).

68. Cernescu N., Atanasescu Ruxandra, Cicotti M., Conescu Adriana, Gâţă Elena, Giuşcă R. Solul silvestru podzolic pseudogleic (cercetări chimice şi mineralogice) (in press).

PUBLISHED MAPS

69. Cernescu N., Florea N., Conea Ana, Asvadurov H. (1963) Harta solurilor R.P.R., scara 1 : 200.000, Foaia L—35—XXXIV Călăraşi. Inst. geol., Bucureşti.

70. Cernescu N., Florea N., Conea Ana, Gogoaşe T., Oancea C., Asvadurov H., Predel Fl. (1964) Harta solurilor scara 1 : 200.000, Foaia L—35—XXXIII Bucureşti, Inst. geol., Bucureşti.

71. Cernescu N., Florea N., Conea Ana (1969) Harta solurilor scara 1 : 200.000, Foaia L—35—XXX Focşani, Inst. geol., Bucureşti.

72. Cernescu N., Popovăţ M., Florea N., Conea Ana (sub redacţia generală) (1964) Harta solurilor R.P.R. scara 1 : 1.000.000, Ed. I, Inst. geol., Bucureşti.

73. — Harta solurilor României, scara1 : 1.000.000, Ed. II, Inst. geol., Bucureşti (in press).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

M. POPOVĂȚ

PUBLISHED PAPERS

1. Popovăț M. (1929) Studiul chimic al solului brun deschis de stepă de la Medgidia și analizele mecanice in Étude chimique des principaux types de sols de Roumanie, presented by T. Saidel. *XIV-e Congrès International d'agriculture, IV-e section*, 1929, Bucarest.
2. Popovăț M. (1933) Analyse mécanique de poudres par la méthode Wiegner. *C. R. des Séances Inst. Géol. Roum.*, XIX (1930—1931), p. 36—48, București.
3. Popovăț M. (1933) Recherches préliminaires sur la nitrification dans les sols roumains. *C. R. des Séances Inst. Géol. Roum.*, XIX, (1930—1931), p. 119—135, București.
4. Popovăț M. (1934) Note complémentaire sur la nitrification dans les sols roumains. *C. R. des Séances Inst. Géol. Roum.* XX, (1931—1932), p. 9—13, București.
5. Popovăț M. (1934) Composition chimique des marnes du Crétacé supérieur de Valeapai. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, II, p. 112—113, București.
6. Popovăț M. (1935) Analyse mécanique des sols: Buts et procédés. *Inst. Geol. Rom., St. tehn. econ., seria C*, 3, 31 p., București.
7. Popovăț M. (1936) Indices de texture des sédiments. *Bull. Sect. Scient. Acad. Roum.*, XVIII, 6—7, p. 154—159, București.
8. Popovăț M. (1937) Texture et microstructure des sols. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, III, p. 231—236, București.
9. Popovăț M. (1937) Dégradation des sols de steppe. Application à l'étude agrogéologique des environs de Perișorul (Distr. de Dolj) cu 1 hartă. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, p. 281—391, București.
10. Popovăț M. (1937) La texture du loess. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, III, p. 168—180, București.
11. Popovăț M. (1937) Étude analytique d'un sols fossile. *Bul. Lab. Min. Gen. Univ. București*, II, p. 60—66, București.
12. Popovăț M. (1937) Die Charakterisierung der Bodentypen durch Textur-Indices. *Bericht über die Tagung der V Kommission in Wien*, p. 24—26, Wien.
13. Popovăț M. (1937) Analyse d'une eau de mine. *Bul. Lab. Min. Gen. Univ. București*, II, p. 81, București.
14. Popovăț M. (1938) Sur une coupe dans le loess de la Dobroudja. *C. R. Acad. Sci. Roum.*, II, 2, p. 190—193, București.
15. Popovăț M. (1943) Sur les méthodes pour caractériser la texture des sédiments meubles. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXII, p. 125—148, București.
16. Popovăț M. (1943) Dégradation texturale des profils des sols. *Inst. Geol. Rom., St. tehn. econ., seria C*, 8, 43 p., București.

Institutul Geologic al României

17. Popovăţ M. (1943) Substanţele coloidale din soluri. *Rev. şt. „V. Adamachi"*, XXIX, 3—4, p. 291—296, Iaşi.
18. Popovăţ M. (1945) Sur la manière de calculer les indices d'aridité en climatologie. *C. R. Acad. Sci. Roum.*, VII, (1943—1945), p. 248—252, Bucureşti.
19. Popovăţ M. (1945) Considérations sur un nouvel indice climatologique. *C. R. Acad. Sci. Roum.*, VII, (1943—1945), p. 286—291, Bucureşti.
20. Popovăţ M. (1945) Applications des indices de sécheresse. *C. R. Acad. Sci. Roum.*, VII, (1943—1945), p. 292—299, Bucureşti.
21. Popovăţ M. (1945) Étude agrogéologique de la région Podari—Vîrvorul—Panaghia (Départament de Dolj, Roumanie). *Inst. Geol. Rom., St. tehn. econ., seria C*, 9, 27 p. Harta solurilor la scara 1 : 100.000, Bucureşti.
22. Popovăţ M. (1946) Caracterizarea climei prin indicii de umezeală. *Rev. şt. „V. Adamachi"*, XXXII, p. 156—158, Iaşi.
23. Popovăţ M. (1948) Recherches sur le loess : Une coupe à Slobozia Veche (Ialomiţa) *C. R. des Séances Inst. Géol. Roum.*, XXIX, (1940—1941), p. 64—76, Bucureşti.
24. Popovăţ M. (1948). Note préliminaire sur les sols de la région comprise entre le Jiu et le Desnăţui (Dolj). *C. R. des Séances Inst. Géol. Roum.*, XXX, (1941—1942), p. 141—144, Bucureşti.
25. Popovăţ M. (1952) Cartarea pedologică experimentală în nordul judeţului Dolj. *D. S. Com. Geol.*, XXXVI, (1948—1949), p. 201—208, Bucureşti.
26. Popovăţ M. (1952) Rezultatele cercetărilor asupra eroziunii solurilor în Oltenia apuseană. *Com. Acad. R.P.R.*, II, 1, p. 41—44, Bucureşti.
27. Popovăţ M., Spirescu M. (1952) Cornetele şi solurile roşii din nord-vestul Olteniei (Les „Cornete" et les sols rouges du NW de l'Olténie). *Bul. şt. Acad. R.P.R. secţia şt. biol. agron., geol., geogr.*, IV, 3, p. 499—505, Bucureşti.
28. Popovăţ M. (1953) Sedimentele şi solurile din Oltenia apuseană. *D. S. Com. Geol.*, XXXVII (1949—1950), p. 169—181, Bucureşti.
29. Popovăţ M. (1953) Cercetări pedologice în regiunea Cetatea—Bîcleş—Argetoaia—Terpeziţa (Judeţul Dolj—Mehedinţi). *D. S. Com. Geol.*, XXXVII, (1949—1950), p. 181—188, Bucureşti.
30. Popovăţ M. (1954) Sistematica solurilor. Curs litografiat. Lito M.A.S. 1954, p. 163.
31. Popovăţ M. (1955) Cernoziomurile din R.P.R. *Rev. Natura*, VII, 4, p. 10—16, Bucureşti.
32. Popovăţ M. (1956) O nouă schemă de împărţire taxonomică în sistematica solurilor. *Com. Geol. St. tehn. econ., seria C*, 10, p. 5—16, Bucureşti.
33. Popovăţ M. (1956) Indices climatologiques et zones de sols. *Rapports du VI-e Congrès International de la Science du Sol*, Commission V, p. 619—624, Paris.
34. Popovăţ M., Spirescu M. (1956) Les sols rouges du sud-ouest de la République Populaire Roumaine. *Rapports du VI-e Congrès International de la Science du Sol*, Commission V, p. 631—635, Paris.
35. Popovăţ M., Cîrstea St., Mateescu Sc. (1957) Cercetări pedologice în sectorul dintre Jiu şi Desnăţui, de la Dunăre pînă la Bucovăţ (regiunea Craiova). *D. S. Com. Geol.* XLI, (1953—1954), p. 149—157, Bucureşti.
36. Popovăţ M., Nicolaescu-Plopşor C., Spirescu M. (1957) Criterii arheologice pentru stabilirea unei cronologii în paleopedologie. *Com. Acad. R.P.R.*, VII, 3, p. 369—375, Bucureşti.
37. Popovăţ M., Cîrstea St. (1957) Consideraţii paleopedologice în explicarea formării unor soluri actuale. *Com. Acad. R.P.R.*, VII, 5, p. 559—566, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

38. Popovăţ M. (1961) Caracterizarea climatică a solurilor din R.P.R. cu ajutorul indicilor climatici. *Cercet. pedol.* (lucrările Conferinţei naţionale de pedologie, sept. 1958), Bucureşti.

39. Cernescu N., Popovăţ M., Florea N. (1961) Probleme mai importante dezbătute în legătură cu solurile prezentate pe traseul excursiei Conferinţei de Pedologie (1958). *Cercet. pedol.*, p. 635—644, Bucureşti.

40. Cernescu N., Popovăţ M., Florea N. (1962) Legenda hărţii solurilor R.P.R. la scara 1 : 500.000. *D.S. Com. Geol.*, XLIII (1955—1956), Bucureşti.

41. Popovăţ M., Oancea C., Parichi M. (1962) Solurile formate pe depozite eoliene din sectorul Cetate—Dunăre—Desnăţui (Oltenia de S). *D. S. Com. Geol.*, XLVII (1959—1960), p. 451—456, Bucureşti.

42. Popovăţ M. (1964) Ternary diagram representing Soil texture in international classification; Diagrame ternaire pour représenter la texture du sol dans la classification internationale; Dreickiges Diagramm um die Bodentextur in der internationalen Einteilung darzustellen. *VIII-e Congr. Intern. Sci. Sol.*, VI (Physique du sol), p. 305—312, Bucureşti.

43. Morariu T., Popovăţ M., Conea Ana (1964) Noi contribuţii la cunoaşterea formelor periglaciare din faleza Mării Negre, la sud de Constanţa. *St. cerc. geol. geof. geogr.* (*seria geogr.*), 11, p. 15—23, Bucureşti.
New contributions to the knowledge of periglacial forms of the Black Sea Cliff South of Constantza. *Rev. Géol. Géoph. Géogr.* (*serie Géogr.*), 9/1, p. 19—27, Acad. R.P.R. Bucureşti, 1965.

44. Popovăţ M., Conea Ana, Munteanu I., Vasilescu P. (1964) Loessuri şi soluri fosile în podişul Dobrogei sudice. *Com. Geol., St. tehn. econ., seria C*, 12, p. 11—14, Bucureşti.

45. Popovăţ M. (1965) Lexiconul tehnic român (Pedologie). Public. spec. Bucureşti (1959—1965).

46. Popovăţ M., Florea N. (1965) Les travaux de la V-ème Commission (genèse, classification et cartographie des sols). *Şt. Solului*, 3/1, p. 51—62, Bucureşti.

47. Popovăţ M., Opriş M. (1970) Cercetarea micromorfologică a solurilor. Aspecte micromorfologice ale proceselor argilo-iluviale în solurile silvestre podzolice. *Com. Geol., St. tehn. econ. seria C*, 16, Bucureşti.

48. Popovăţ M., Oancea C., Dorothea Edelstein-Heller (1970) Terra rossa—un sol relict în sud-estul României. *Com. Geol., St. tehn. econ. seria C*, 17, Bucureşti.

PUBLISHED MAPS

49. Popovăţ M., Florea N., Conea Ana (1969) Harta solurilor României scara 1 : 200.000, Foaia Turnu Măgurele, K—35—I.

50. Popovăţ M., Florea N., Oancea C. (1969) Harta solurilor României scara 1 : 200.000, Foaia Bechet—Calafat, K—34—V, K—34—VI.

51. Cernescu N., Popovăţ M., Florea N., Conea Ana (sub redacţia generală) (1964) Harta solurilor R.P.R., scara 1 : 1.000.000, Ed. I, Inst. geol., Bucureşti.

52. — Harta solurilor României, scara 1 : 1.000.000, Ed. II, Inst. geol., Bucureşti (in press).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ÖSTERREICHS BÖDEN IM SPIEGEL DER BODENBILDENDEN FAKTOREN

VON

J. FINK [1]

Es bedeutet mir eine große Ehre, zum Gedächtnissband für Professor Cernescu mit einem kleinen Aufasatz über die Böden meines Landes beisteuern zu können. Die Erinnerung geht zurück in die Zeit, als Prof. Cernescu nicht nur in seiner Eigenschaft als Präsident der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft, sondern vor allem auch als Repräsentant eines Landes, das über eine hervorragende pedologische Tradition verfügt, an einer Tagung in Wien teilnahm, die von Exkursionen im österreichischen Raum umrahmt war. Eine von mir geführte Exkursion besuchte das südöstliche Vorland der Alpen, das vom bodengenetischen und bodentypologischen Gesichtspunkt aus zu den interessantesten Räumen des südöstlichen Mitteleuropa zählt. Inhaltsreiche Diskussionen und wertvolle Anregungen blieben als Erinnerung an diesen großen Forscher und Menschen zurück.

Mit vollem Recht wird der Beginn der eigentlichen Bodenkunde erst in die letzten Dezennien des vergangenen Jahrhunderts gelegt, weil zu dieser Zeit zum ersten Mal die enge Abhängigkeit des Bodens von den einen Standort prägenden ,,bodenbildenden Faktoren" erkannt worden war. Hatte man vorher dem Muttergestein die größte Bedeutung beigemessen, was in den Benennungen ,,Schieferboden", ,,Basaltboden", ,,Lößboden" usw. zum Ausdruck kam, machte die Erforschung von großen Räumen, in denen das gleiche Ausgangsmaterial, aber verschiedene Klima- (und Vegetations) Zonen vorliegen, die Abhängigkeit des Bodens auch von den übrigen naturräumlichen Faktoren — die alle zusammen ,,bodenbildend" genannt werden — offenbar. Fast scheint es, als wäre diese am

[1] Hochschule für Bodenkultur, Wien, Österreich.

Institutul Geologic al României

Beginn unserer Wissenschaft stehende Erkenntnis in den folgenden Dezennien etwas in den Hintergrund getreten, da — analog zu allen anderen Naturwissenschaften — die Fortschritte in der Laboratoriumstechnik, die Erschließung neuer Teildisziplinen und anderes mehr die Stellung des Forschungsobjektes „Boden" etwas verschoben haben. Erst in neuester Zeit, im Zusammenhang mit der Koordinierung der Forschung aller „Geowissenschaften" — durch die die Pedologie eine starke Aufwertung erfährt — wird der Boden wieder richtig als ein (wesentliches) Glied der Landschaft erkannt und in seiner Abhängigkeit von den prägenden Faktoren gesehen.

Es ist sehr reizvoll, das Wechselspiel der bodenbildenden Faktoren, nämlich Muttergestein, Klima (+ Vegetation), Relief, Zeit und menschlichen Einfluß, zu verfolgen und sich die Frage zu stellen, welche Faktorenkombination (beziehungsweise welcher Faktor dominierend) jeweils die Ursache für die Prägung der Böden ist. Dabei hat man nicht einen einzelnen Boden im Auge, sondern die Bodenassoziation eines bestimmten Raumes. Österreich eignet sich für eine derartige Analyse besonders gut, weil es große naturräumliche Unterschiede aufweist — oft eine so starke Differenzierung, daß es schwer fällt, die Einflüsse auf einen bestimmten Standort richtig zu erkennen. Jeder einzelne oben genannte bodenbildende Faktor zeigt innerhalb der österreichischen Landesgrenzen einen so starken Wechsel, daß trotz der Kleinheit unseres Landes — Österreich nimmt mit seinen fast 84.000 qkm nur etwa ein Drittel des rumänischen Territoriums ein — fast alle Bodentypen Europas zu finden sind. Nachfolgend soll kurz die naturräumliche Situation unseres Landes geschildert werden.

Beginnen wir beim Faktor *Klima*. Abbildung 2 zeigt in sehr vereinfachter Form die verschiedenen Klimagebiete Österreichs mit Hinweisen auf Niederschlagmenge und Jahrestemperatur. Daß diese Hinweise für eine klimatische Charakterisierung nicht genügen, ist allgemein bekannt, jedoch hier nicht ausführlicher möglich. So versagt etwa die Angabe der Jahrestemperatur in intramontanen Becken, die durch eine jahreszeitliche (und tageszeitliche) Inversion charakterisiert sind. Besonders deutlich ist die Inversion im Klagenfurter Becken (im S Österreichs), wo infolge tiefer Wintertemperaturen die Jahressumme niedrig bleibt, jedoch die hohen Sommertemperaturen ausgedehnten Maisbau ermöglichen. Bei der Taxation der landwirtschaftlich genutzten Böden Österreichs wurde diesem Umstand Rechnung getragen und zur klimatischen Kennzeichnung die 14Uhr-Temperatur während der Vegetationszeit (April-August) herangezogen. Bei den Niederschlägen wieder ist die Verteilung von großer Bedeu-

Institutul Geologic al României

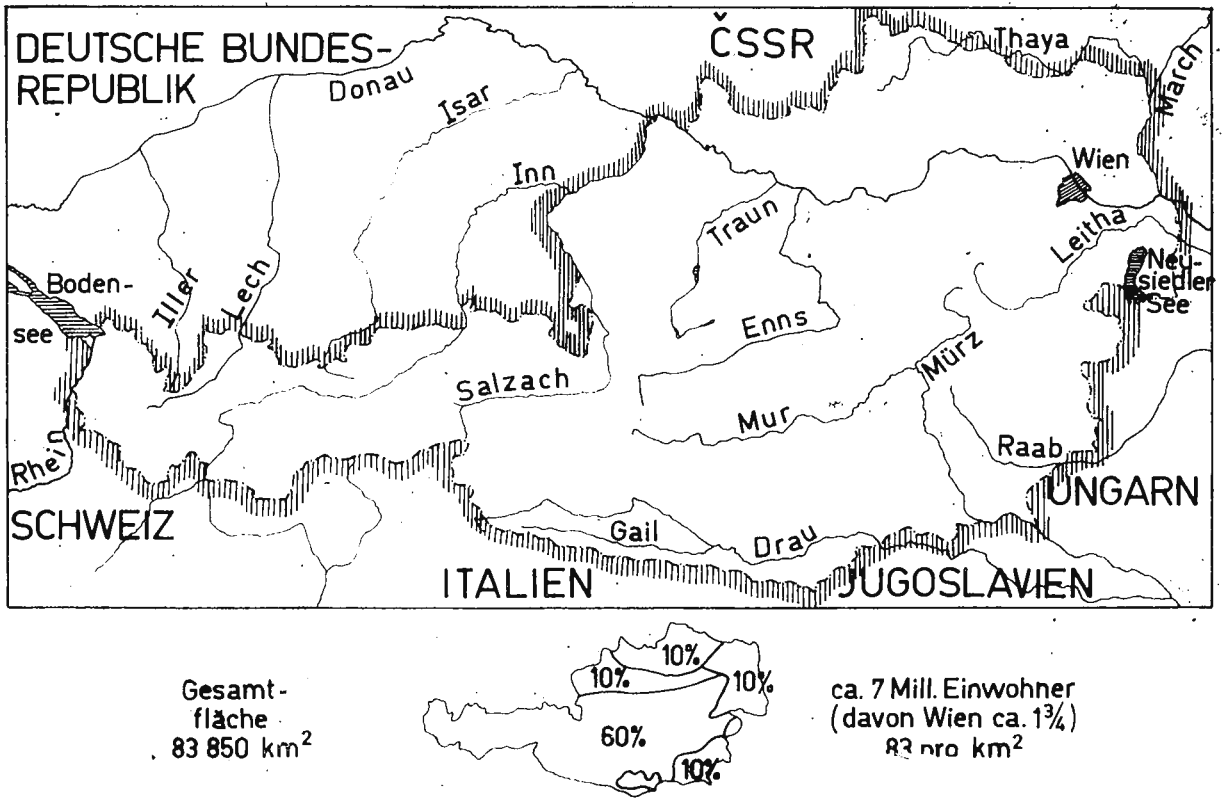


Abb. 1. — Politische Übersicht

Institutul Geologic al României

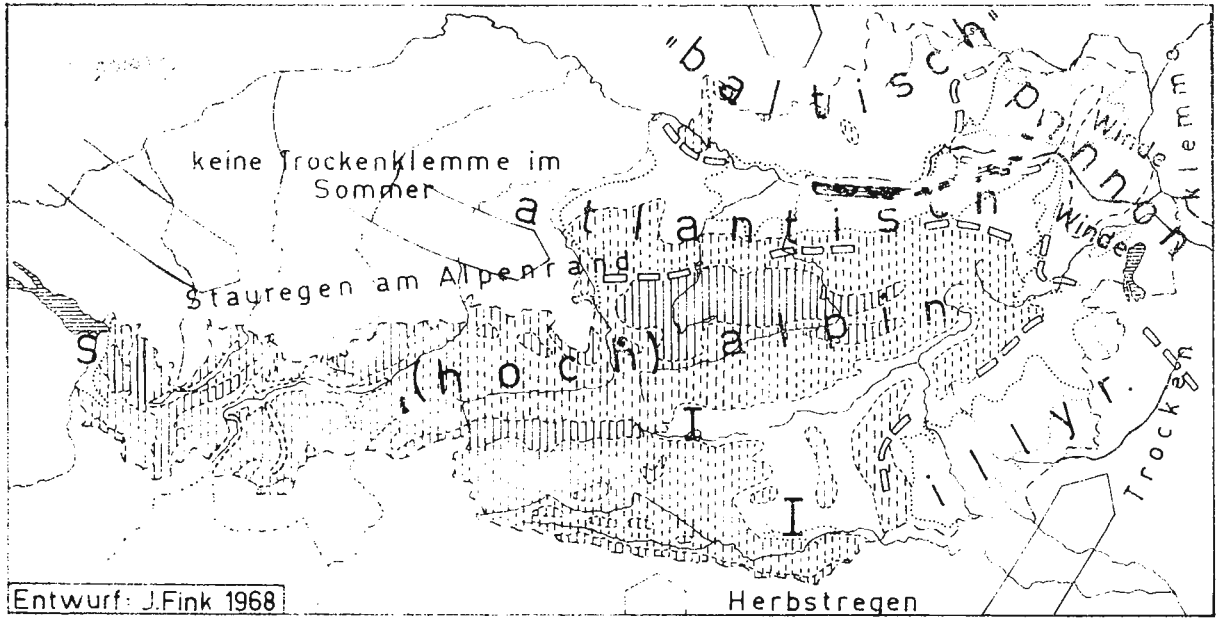


Abb. 2. — Klima

Institutul Geologic al României

tung, da bekanntlich erst Feuchtigkeit und Wärme eine intensive Verwitterung zulassen.

Wie das kleine Kärtchen unten auf Abbildung 1 zeigt, werden rund 60% des österreichischen Raumes vom Alpenkörper eingenommen, der durch (*hoch*) *alpines* Klima charakterisiert ist. Dabei sind nicht nur die Höhenstufe, sondern in hohem Maße auch die orographischen Verhältnisse entscheidend. An nordexponierten Hängen, ebenso am Scheitel des Gebirges, steigen die Niederschläge auf über 2000 mm an, während in abgeschirmten Tälern, zum Beispiel dem oberen Inntal, nur 600 mm pro Jahr fallen. Im nördlichen Alpenvorland, das sich zwischen dem Böhmischen Massiv im N und dem Alpenkörper im S erstreckt, ist das Klima in stärkstem Maße *atlantisch* beeinflußt. Vom Atlantik dringen, durch keine Barriere gehindert, die Wetterfronten vor und bringen Niederschläge mit einem Maximum im Juni; eine Trockenklemme fehlt, sodaß die Böden während des ganzen Jahres durchfeuchtet sind. Infolge der geringen Meereshöhe, im Mittel 250 bis 500 Meter, herrschen günstige Jahrstemperaturen. Anders ist es im nördlich anschließenden Böhmischen Massiv, wo die Winde aus N und NW ihre Niederschläge bereits an den böhmischen Randgebirgen (Erzgebirge, Sudeten) abgesetzt haben und lediglich ein rauhes, kühles Klima bedingen, das in Anlehnung an ältere pflanzensoziologische Einteilungen „*baltisch*" genannt wird. Die charakteristische Nutzung dieses Raumes ist daher eine Acker-Waldwirtschaft, da Wiesen infolge der geringen Niederschläge nur auf topogen begünstigte Standorte beschränkt sind. Starker Windeinfluß ist ebenfalls typisch für das im E anschließende alpin-karpatische Vorland sowie das Wiener Becken (und die um den Neusiedlersee liegenden Teile des Kleinen Ungarischen Tieflandes). Diese Klimaprovinz wird *pannonisch* bezeichnet, von der österreichischen Schau aus auch als „Trockengebiet", da die Niederschläge meist etwas unter 600 mm bleiden. Dies wäre zwar nicht wenig, aber die Winde sind so stark austrocknend, daß für den Boden nur eine weit geringere Regenmenge zur Verfügung steht, weshalb hier — wie später erläutert wird — echte Tschernoseme zu finden sind. Bei gleichem Temperaturgang wie im Trockengebiet — mäßig kontinentalen Verhältnissen entsprechend — weist das im SE unseres Landes herrschende *illyrische* Klima (weit) stärkere Niederschläge auf, die durch die Zugstraßen aus dem Mittelmeer herangebracht werden. Die dennoch vorhandene Trockenklemme im Sommer — das Maximum der Niederschläge liegt im Spätherbst — bedingt das Fehlen von Hochmooren, die im nördlichen Alpenvorland ebenso wie im Böhmischen Massiv (selbstverständlich auch im Alpenraum) vorhanden sind.

Institutul Geologic al României

Gestein und *Oberflächenform*, zwei für den österreichischen Raum besonders wichtige bodenbildende Faktoren, können gemeinsam besprochen werden, da die großen tektonischen Baueinheiten auch eine gewisse morphologische und lithologische Uniformität aufweisen. Abbildung 3 zeigt dies in sehr simplifizierender Form. Es dominieren die *Silikatgesteine*, sowohl als Magmatite als auch als Metamorphite. Infolge der starken Durchbewegung während der alpinen Orogenese dominieren im *Alpenraum* Gneise, Schiefer, Amphibolite und Phyllite, Granite und Granodiorite treten zurück. Im *Böhmischen Massiv* hingegen sind großflächig Granite, die als Plutone während der variszischen Gebirgsbildung aufgedrungen sind, zu finden. Innerhalb der Zentralalpen, die vorwiegend aus Silikatgesteinen aufgebaut sind, ist eine Gliederung nach der Höhe in *Hoch-* und *Mittelgebirge* sinnvoll. Der Begriff „Mittelgebirge" ist allerdings hier sehr breit gefaßt und — um eine deutliche Abgrenzung gegenüber extrem hochalpinen Bereichen zu ermöglichen — deckt er sich nicht ganz mit konventionellen Klassifikationen. Die Grenze ist auch im Hinblick auf die Geschichte des Alpenraumes während der Eiszeiten so gewählt. Im Bereich der „Mittelgebirge" war keine geschlossene Eisdecke vorhanden, sondern nur mehr eine örtliche Lokalvergletscherung (Abb. 4). Deshalb fehlen hier auch in den Tälern die Moränenreste, die im hochalpinen Bereich die landwirtschaflich günstigsten Standorte liefern, während die Wälder stets auf „anstehendem" Gestein zu finden sind. Von den Gebirgen wurden die Räume mit vorherrschenden Ebenheiten, nämlich *Rumpfflächen* und *-treppen*, abgetrennt, weil auf ihnen Reste älterer Verwitterung erhalten geblieben sind und weil sie frei von Eis während des Pleistozäns blieben. Der größte Teil des Böhmischen Massivs und die „Südostabdachung", in der die Zentralalpen treppenförmig zum Vorland abfallen, sind hier zu nennen. Die *Kalkgebirge* bilden selbstverständlich eine besonders charakteristische Situation für die Bodendecke. Lithologische und morphologische Unterschiede, die selbst wieder im tektonischen Bauplan begründet sind, bilden die Grundlage für die weitere Aufgliederung. Kalk*stöcke* mit Plateaus erlauben die Erhaltung von Kalkrückstandsböden, während im Bereich der *Ketten*gebirge Rendsinen dominieren. Der *voralpine* Bereich zeigt die Dominanz von Dolomit, weshalb kegelige Formen vorherrschen. Wieder eigene Verhältnisse bedingen die weicheren Sedimentgesteine, wie *Sandsteine* und *Mergel*, die eine geschlossene Zone am Nordrand des Alpenkörpers einnehmen. Es ist die tektonische Einheit der Flyschzone, ganz im W auch die der Helvetischen Zone. In letzterer wird der hochalpine Landschaftstypus erreicht, sonst sind es sanfte

Institutul Geologic al României

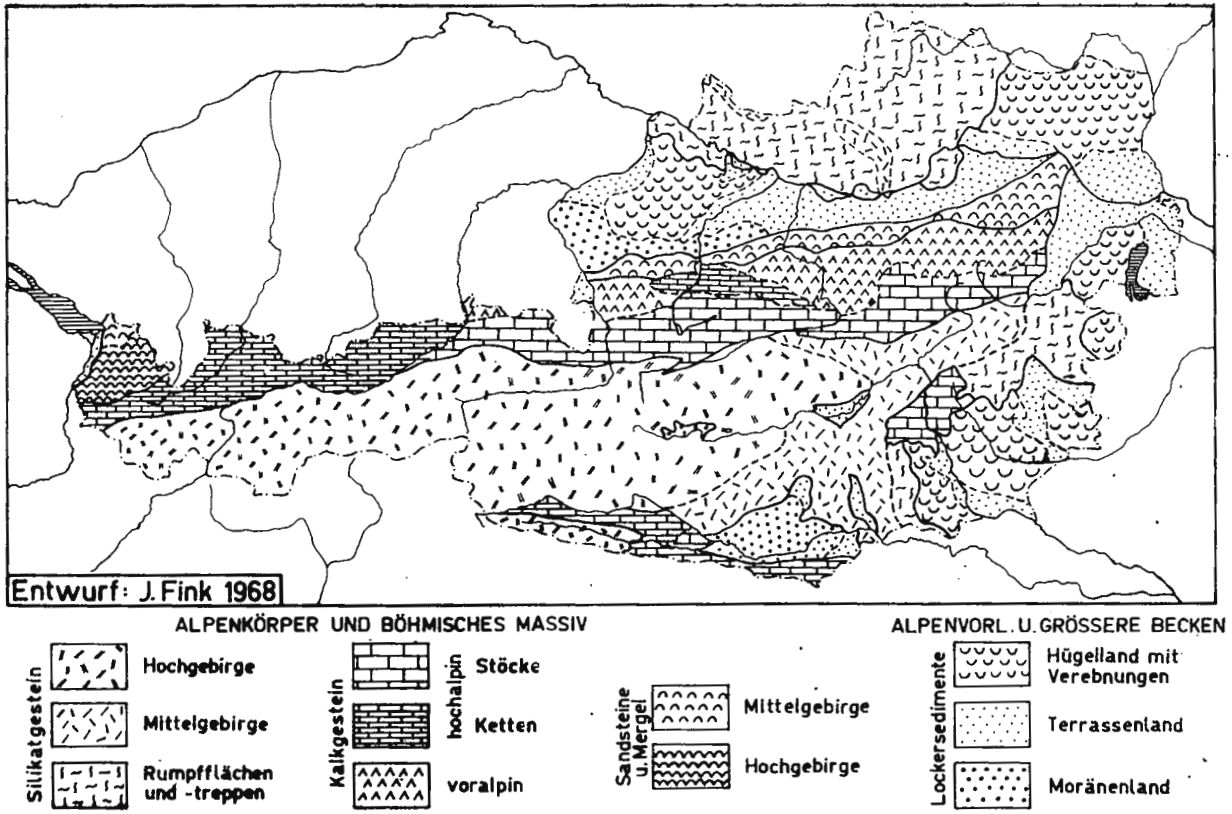


Abb. 3. — Landformen und Gesteine

Institutul Geologic al României

Formen eines (echten) Mittelgebirges, wie sie sich in den Flyschkarpaten wiederfinden.

Dem Alpenkörper und dem Böhmischen Massiv, die rund 60%, beziehungsweise 10% der Landesfläche einnehmen, stehen nun die beiden *Alpenvorländer* mit je 10% und das *Wiener Becken* mit ebenfalls rund 10% Fläche gegenüber (hiezu das kleine Kärtchen unten auf Abb. 1). Der Bauplan beider Vorländer, des nördlichen und des südöstlichen, aber auch des Wiener Beckens, ist sehr ähnlich; marine Sedimente des Molassemeeres, als „Schlier" bezeichnet, bilden den tieferen Untergrund, über den teilweise fluviatile und sehr oft äolische Sedimente der Eiszeiten gebreitet sind. In den westlichen Teil des nördlichen Alpenvorlandes traten sogar die Gletscher aus dem Alpenraum über, dieses „*Moränenland*" ist somit von großen Endmoränenkränzen der verschiedenen Eiseziten abgeschlossen, erfüllt ist es meistens von feinmaterialreichem Grundmoränenmaterial. Dies gilt auch für große Teile des Klagenfurter Beckens. *Hügelländer* und *Terrassen-* landschaften wechseln miteinander ab. Schlier und Schotter treten nur dort bodenbildend in Erscheinung, wo die zwar nicht sehr mächtige, aber großflächig auftretende äolische Decke eiszeitlicher Sedimente fehlt.

Die pleistozänen Windsedimente sind daher für die Kenntnis der Böden von besonderer Bedeutung (Abb. 4). Generell gilt, daß die äolischen Sedimente ab einer bestimmten Höhe nicht mehr flächenhaft in Erscheinung treten, die Grenze liegt bei etwa 400-450 Meter. Wir wissen wohl, daß die „Nährgebiete", das heißt die Hauptausblasungsgebiete, die vegetationslosen Flußniederungen waren, daher eine enge Bindung an die Gerinne gegeben ist, nicht aber kennen wir die Gründe, warum der Staub nicht in größeren Höhen (als registrierbare Sedimentschichte) zu finden ist. Eine Folge starker Solifluktion kann es nicht gewesen sein — wie dies von manchen Morphologen angenommen wird — weil in der Rumpflandschaft des Böhmischen Massivs beispielsweise weite Ebenheiten um 500 m liegen, die völlig frei von Löß sind. Selbstverständlich gibt es örtliche Abweichungen, z.B. die im Mur- und Mürztal kleinstflächig auftretenden Windsedimente, die nur auf kürzeste Distanz verlagert wurden.

Die äolischen Sedimente des österreichischen Raumes sind alle eiszeitlicher Entstehung — lediglich die ganz lokalen „Föhnlösse" sind holozänen Alters und, wie der Name sagt, durch lokale Winde verursacht (sie sind aus der Schweiz schon seit langer Zeit bekannt). Die eiszeitlichen Windsedimente sind streng nach den klimatischen Bedingungen, die während der Akkumulation geherrscht hatten, gegliedert. Es ist von allge-

Institutul Geologic al României

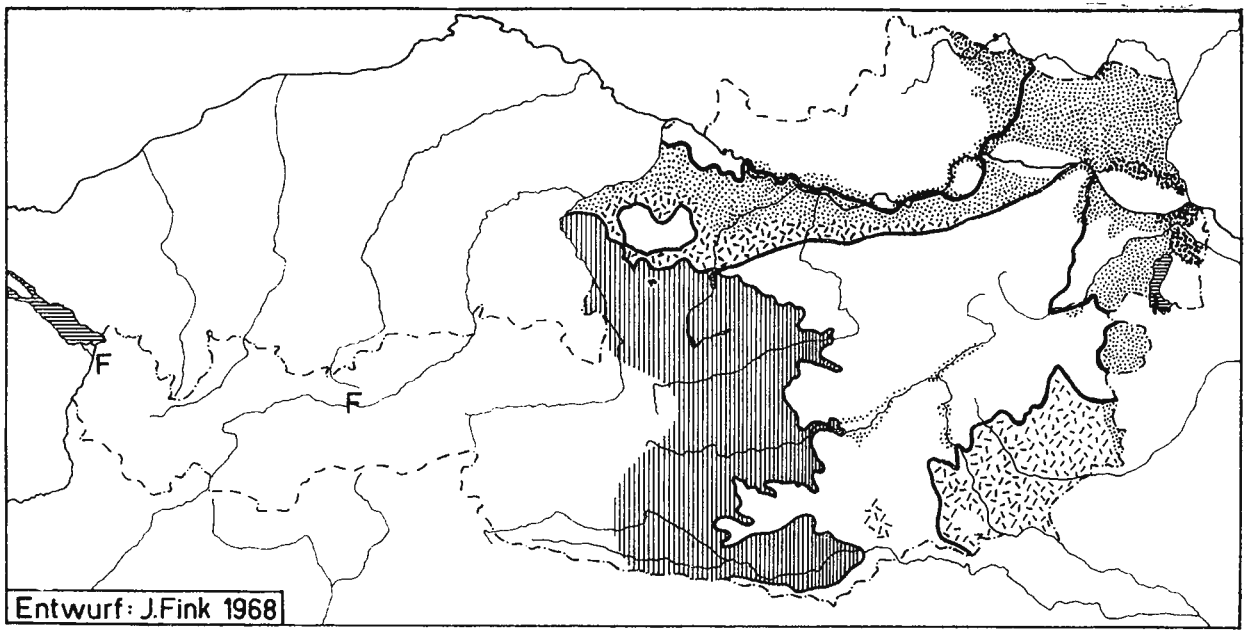


Abb. 4. — Äolische Sedimente

Institutul Geologic al României

meinem Interesse, daß während des Pleistozäns, zumindest während der letzten Kaltzeit, von der die meisten Sedimente stammen, eine klimatische Gliederung vorhanden war, die der heutigen weitgehend entspricht: Während im „pannonischen" Klimagebiet typische *Lösse* abgesetzt wurden, kam es im „illyrischen" Bereich zur Akkumulation von *Staublehm*, der kalkfrei ist, durch einen höheren Tongehalt und starke synsedimentäre, Tagwassergley-Erscheinungen gekennzeichnet ist (F i n k, 1961 *b*). Die Sedimente des nördlichen Alpenvorlandes nehmen eine vermittelnde Stellung ein, vielfach liegen kalkarme, braune Lösse, die genetisch zwischen dem typischen Löß und dem Staublehm liegen, vor (F i n k, 1961 *a*). Im Rahmen einer internationalen Arbeitsgruppe, der INQUA-Lößkommission, haben wir für den ganzen europäischen Raum den Nachweis erbringen können, daß verschiedene „Faziesgebiete", d.h. verschiedene Paläoklimaräume, vorhanden waren, denen entsprechend die Sedimente verschieden ausgebildet sind. Insbesondere der benachbarte ungarische und kroatische Raum sind hier zu nennen, aber auch auf rumänischem Territorium läß sich dieser Nachweis erbringen. Einige wenige Profile, die im Rahmen von Exkursionen besucht wurden, haben mich davon überzeugt. Die ganze Frage — die hier nur kursorisch angeschnitten wird — ist für den Pedologen von großer Wichtigkeit, weil die heutigen Bodentypen weitgehend von diesen Sedimenten präformiert sind. Genaue quartärgeologische Studien sind daher erforderlich. Zum Beispiel zeigt das nördliche Alpenvorland, daß die klimatische Situation während der einzelnen Eiszeiten verschieden war. Während der älteren Kaltzeiten wurde weitgehend Staublehm sedimentiert, der die höheren Terrassen bedeckt, während im letzten Glazial anfänglich braune Lösse und ganz zuletzt typische Lösse akkumuliert wurden. Es ist daher auf jedem Standort die stratigraphische Stellung des Sediments zu prüfen, bzw. für jeden Raum ein eigener „Schlüssel", betreffend die Gesetzmäßigkeit, zu erstellen. Hinsichtlich der texturellen Beschaffenheit zeigen die österreichischen Windsedimente nur geringe Aufgliederung; Entweder Lösse oder *Flugsande*. (Übergänge in Form von Sandlössen, wie sie an der Südgrenze der nordischen Vereisung in einem breiten Streifen zu finden sind, fehlen hier). Die Flugsande im östlichen und nordöstlichen Österreich sind bedingt durch starke lokale Winde (die Wiener Pforte übt ebenso wie die Porta Hungarica eine starke Düsenwirkung aus) und starke Sandanhäufungen, wie dies im Marchbecken der Fall ist.

Betrachten wir kurz den Faktor *Zeit*, das heißt den Beginn der Bodenbildung, so liegt im alpinen und perialpinen Raum — ebenso wie in den meisten Teilen der gemäßigten Breiten — eine günstige geologische Situa-

Institutul Geologic al României

tion für die richtige Einstufung vor. Ein großer Teil des Raumes war von Eis bedeckt (auf Abb. 4 ist die Grenze des letzteiszeitlichen (würmeiszeitlichen) „Eisstromnetzes" eingetragen, die lokalen Gletscher außerhalb davon sind nicht dargestellt). Aus diesem Eisstromnetz ragten nur wenige steile Felsgipfel als Nunatakkr heraus, sodaß innerhalb dieser Grenzen die Böden erst nach dem Abschmelzen des Eises entstehen konnten — ausgenommen Reste aus früherer Zeit in geschützten Lagen, z.B. auf den Plateaus der Kalkstöcke. Für den übrigen Raum, der zur Gänze unter *periglazialen* Klimabedingungen stand, gelten einerseits stärkste flächenhafte Abtragung (Solifluktion), andererseits Akkumulation von frischem, unverwittertem äolischen und fluviatilem Material. Der Beginn der Bodenbildung konnte daher erst nach Abklingen der starken morphologischen Umgestaltung eintreten. Das lag allerdings nicht erst an der Wende Pleistozän/Holozän, sondern bereits im Spätglazial (man sollte daher auch nicht von „rezenten" Böden — im Gegensatz zu Reliktböden — sprechen, da rezent im geologischen Sinn auf das Holozän beschränkt ist; F i n k 1968). Aus vielen Beobachtungen vor und hinter der Grenze des geschlossenen Eisstromnetzes (der Würmeiszeit) geht hervor, daß die Bodenunterschiede zwischen dem extramoränalen Bereich und den etappenweise frei werdenden Rückzugsgebieten unbedeutend sind. So etwa im Klagenfurter Becken, das fast zur Gänze vom würmeiszeitlichen Draugletscher bedeckt gewesen ist.

Die starke Schematisierung hinsichtlich des Endes der flächenhaften Abtragung, die durch periglaziale Klimabedingungen (Permafrost) ausgelöst wurden, darf nicht dazu verleiten, solche Prozesse im Holozän zu negieren. Für die festen Gesteine gilt wohl die heute von den meisten Morphologen verfochtene These, für die Bereiche weicher Gesteine, insbesondere der Lockersedimente in den Vorländern, stimmt sie nicht. Sowohl im Hügelgebiet als auch in der Riedellandschaft (die aus älteren Terrassen durch periglaziale Prozesse entstanden ist) finden sich nämlich große Massen von Kolluvien an den Hangfüßen, sodaß die an Hängen und Rükken liegenden Böden zum Teil einer „jüngeren Generation"entstammen müssen. Wenn dennoch diese „jüngeren" Böden oft typologisch mit jenen auf brettebenen Terrassen, auf denen keine Abtragung erfolgt sein kann, übereinstimmen, so deshalb, weil diese „Bodengenerationen" absolut gesehen auch schon sehr alt sind und sich bekanntlich die Bodenentwicklung in sehr kurzer Zeit vollzieht dann aber die Böden lange Zeit „im Gleichgewicht" verbleiben.

Der *menschliche* Einfluß als bodenbildender Faktor ist von großer Bedeutung. In manchen Landschaften Österreichs setzte er so früh ein,

Institutul Geologic al României

daß er von den sogenannten „natürlichen" Faktoren nicht getrennt werden kann. (Dies ist auch der Grund, warum der Begriff „Klimax" in der Kulturlandschaft seinen Sinn verloren hat.) Als der nomadisierende Paläolithiker vom ackerbauenden Neolithiker abgelöst wurde, begann eine starke Veränderung der Landschaft, nicht nur dadurch, daß die Prozesse der Bodenerosion beschleunigt wurden, sondern auch durch das Fernhalten des Waldes — der sonst im Laufe des Postglazials den ganzen österreichischen Raum überzogen hätten. Dadurch wurde — so paradox es klingem mag — auf weiten Flächen der ehemals vorhanden gewesene Steppenboden konserviert, während auf Flächen mit erosiver Abtragung die Entstehung neuer AC-Böden ermöglicht wurde. Die Eingriffe des Menschen reichen bis in die unmittelbare Gegenwart. Besonders interessant sind die Umwandlungen semiterrestrischer Standorte, meist kalkreicher Anmoore, durch Grundwasserabsenkung; dort sind in kürzester Zeit, oft weniger als 100 Jahre, Landböden entstanden, die in Österreich „Schwarzerden" genannt werden. In der „Feuchten Ebene" des südliche Wiener Beckens und entlang der vor rund 100 Jahren regulierten Donau sind sie auf großen Flächen anzutreffen.

Der starke anthropogene Eingriff des Menschen in die Landschaft wird durch die relativ große Bevölkerungsdichte verständlich. Sie beträgt zwar, bezogen auf die Gesamtfläche, nur 83 Einwohner je Quadratkilometer (Rumänien 77), bedenkt man aber, daß rund 60% des Landes vom Alpenkörper eingenommen werden und das Böhmische Massiv zur Hälfte von Wald bedeckt ist, liegt in den Vorländern als der „reduzierten" Kulturlandschaftsfläche die Einwohnerzahl über 200 je Quadratkilometer.

Versucht man nun, die Böden Österreichs geographisch zu ordnen, so ist notwendig, sie entsprechend der natürlichen Gliederung des Raumes in *Provinzen* zu gruppieren, wie dies in Anlehnung an internationale Beispiele schon seit längerer Zeit getan wird (F i n k, 1958). Abbildung 5 zeigt diese Gruppierung, die selbstverständlich nur für eine überschauende Betrachtung genügt, bei einem größeren Maßstab entsprechend differenzierter sein müßte. Die Benennung und die Abgrenzung der einzelnen Bodenprovinzen spiegeln den Einfluß, beziehungsweise das Wechselspiel der bodenbildenden Faktoren, die gleichzeitig auch den Landschaftsraum prägen, wider. Es verdient hervorgehoben zu werden daß die Benennung der einzelnen Bodenprovinzen heterogen ist, weil eben auch der Einfluß der Faktoren auf den Raum verschieden ist; einmal sind es lithologische, dann morphologische oder klimatische Einflüsse, die dominant werden. (Diese Inhomogenität und Heterogenität spiegelt sich auch in der Nomenklatur der Bodentypen wieder und wird von den Gegnern der in Eu-

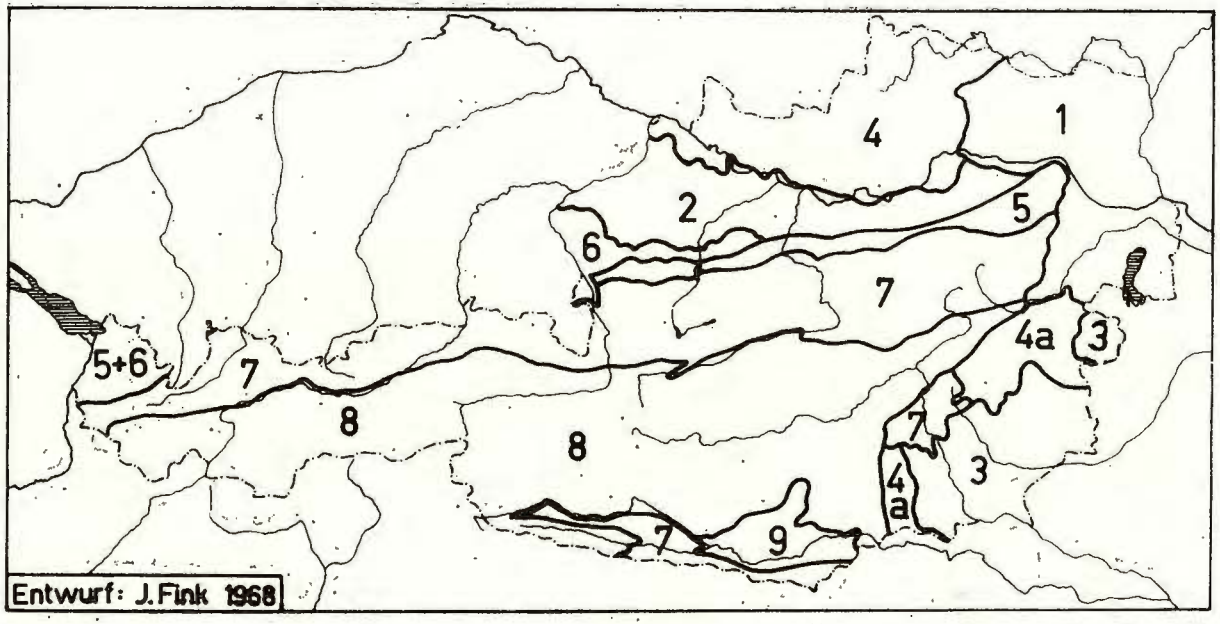
Institutul Geologic al României

ropa üblichen morphologisch-genetischen Betrachtungsweise gerne als Nachteil empfunden !)

Jede Bodenprovinz ist charakterisiert durch eine bestimmte Vergesellschaftung von Böden, durch eine bestimmte *Assoziation*. Es ist also weniger das Hervortreten eines bestimmten Bodentyps als vielmehr das gesetzmäßige Nebeneinander aller Bodentypen einer Landschaft. (In diesem Punkt ist Bodenkarte von Europa 1 : 2.500.000, die von FAO-Arbeitsgruppe — D u d a l, T a v e r n i e r, O s m o n d ; 1966 — entwikkelt wurde, fortschrittlicher als die konventionellen Bodentypenkarten, weil auf ihr ebenfalls Bodenassoziationen aufscheinen ; leider stellt sie aber durch mangeln der koordinierung der einzelnen Beiträge keinen Fortschritt für die Bodenwissenschaft dar.

In Abbildung 5 sind 10 Bodenprovinzen unterschieden. Es ist in einem so kurzen Aufsatz wie dem vorliegenden natürlich nicht möglich, alle Bodenprovinzen und die in ihnen auftretenden Bodentypen in extenso zu beschreiben (und mit Analysendaten zu belegen). Voll Bewunderung haben wir in Österreich den Bodenatlas unserer rumänischen Kollegen, Solurile României, studiert, der für eine internationale Korrelation der Bodentypen von besonderer Bedeutung ist. Er zeigt uns, daß wir in der typologischen Benennung der Böden sehr nahe beisammen liegen und unser Vokabular weitgehend angenähert ist. Ich darf deshalb vom rumänischen Leser große spezielle Kenntnisse voraussetzen und mich auf das eigentliche Thema, nämlich die Abhängigkeit der Böden von den bodenbildenden Faktoren, beschränken. Für den Leser, der weiter in die Materie eindringen möchte, sei auf einige einschlägige Arbeiten im Literaturteil verwiesen. Das „Trockengebiet" Bodenprovinz (1) erhielt seinen Namen wegen den relativ geringen Niederschlägen im pannonischen Klimaraum. Die über 8° Jahrestemperatur und die doch nahe an 600 mm reichenden Jahresniederschläge allein würden aber kaum ausreichen, die dort vorherrschenden Steppenböden — echte Tschernoseme — zu produzieren, zumal die Winterstarre weit weniger stark ist als in den Steppen Osteuropas. Auch die — oben schon erwähnte — stark austrocknende Wirkung des Windes genügt noch nicht. Ein wesentlicher Anteil liegt im Ausgangsmaterial ! Während in früheren Arbeiten (F i n k, 1958) der klimatische Faktor als bestimmend angesehen wurde, möchte ich heute den lithologischen zumindest gleichberechtigt an die Seite stellen. Abbildung 6 demonstriert das Zusammenwirken der beiden Faktoren, da der Übergang von AC-Böden zu ABC-Böden nach der Höhe — somit klimabedingt — bei den wichtigsten Ausgangsmaterialen sehr verschieden ist. Tegel (weiche Mergel) haben einen hohen Kalkgehalt und widerstehen der Verwit-

Institutul Geologic al României



1 Trockengebiet, 2 Nördl. Alpenvorland, 3 Südöstl. Alpenvorland, 4 Böhmisches Massiv, 4a Südostabdachung, 5 Flyschzone (+Helvetikum), 6 Moränenvorland, 7 Kalkgebirge, 8 Zentralalpen, 9 Klagenfurter Becken

Abb. 5. — Bodenprovinzen

Institutul Geologic al României

terung am besten, Lösse nehmen eine mittlere Stellung ein und Sande, insbesondere Flugsande, die grobkörnig sind und außerdem primär nur über einen geringen Kalkgehalt verfügen, sind am leichtesten der Verbraunung (nach vorangehender Entkalkung) unterworfen. Sehr eigenartige Bodentypen haben sich auf diesen Flugsanden (ihre Verbreitung ist aus Abb. 4 zu ersehen) entwickelt. Es entstanden Braunerden, die später zu Tschernosem regradierten, somit „sekundäre Tschernoseme" genannt werden können. F r a n z (1955), der diese Böden als aus primär kalkfreiem Material entstanden ansieht, nennt sie „Paratschernoseme".

Die Regradierung zum AC-Boden ist übrigens ein Prozeß, der in der Kulturlandschaft des östlichen Mitteleuropas — aber auch Osteuropas — immer wieder zu beobachten ist. Natürlich werden leichte Böden schneller verändert als solche aus bindigem Material (F i n k, 1964).

Selbstverständlich zeigen auch die — oben schon erwähnten — Anmoore nach Trockenfallen die Tendenz zum AC-Boden. Solche Böden werden bei uns „Schwarzerden" genannt. Analog der Unterscheidung zwischen „Wiese" und „Steppe", wie sie in allen Ländern des östlichen Europa getroffen wird, unterscheiden auch wir streng zwischen den klimatogen (plus dem oben genannten lithologischen Einfluß) entstandenen *Tschernosemen* und den aus dem semiterrestrischen Bereich entstammenden *Schwarzerden*, die früher in Österreich fälschlich als Smonitza bezeichnet wurden. In Österreich sind keine mit dem südosteuropäischen Bodentyp vergleichbaren Böden vorhanden.

Ebenso wie in den nördlich und östlich an Österreich grenzenden Ländern sind somit auch bei uns *echte* Tschernoseme vorhanden. Diese scheinbar selbstverständliche Tatsache muß besonders betont werden, weil in allerjüngster Zeit Versuche unternommen werden, *alle* diese Tschernoseme „umzutaufen": Auf der Weltbodenkarte, die von der FAO im Maßstab 1 : 5.000.000 vorbereitet wird — und deren erster Entwurf vor kurzer Zeit dem Verfasser zur Korrektur vorlag — wurden die Tschernoseme des östlichen Mitteleuropa generell in *Phaeozeme* umgeändert. Räumlich sollen die Phaeozeme (abgeleitet vom griechischen Wort phaios = dunkel) den Übergangsbereich zwischen Tschernosemen (beziehungsweise Kastanosemen !) und „Luvisols" (= lessivierten Böden) einnehmen. Man will alle Übergangsformen zwischen Wald und Steppe, wie die Grauen Waldböden (die die kontinentale Variante der Parabraunerde darstellen), die Prärieböden, die Bruniseme und alle degradierten Tschernoseme in einer großen Gruppe vereinigen (D u d a l, 1968). Leider wird nur eine äußerst knappe Beschreibung der Phaeozeme gegeben, nämlich „reich an organischer Substanz und mit sehr dunklem Oberboden". Diese Beschrei-

Institutul Geologic al României

bung würde am ehesten für die oben erwähnten Schwarzerden zutreffen, die aus dem feuchten Milieu stammen. Diese werden aber — völlig zu unrecht — den „Vertisols" zugeordnet. Die Konfusion, die nach Auffassung der Initiatoren für die Weltbodenkarte auf dem Sektor der bodentypologischen Nomenklatur besteht und die durch die neuen Namen überwunden werden sollte, ist damit noch größer als vorher!

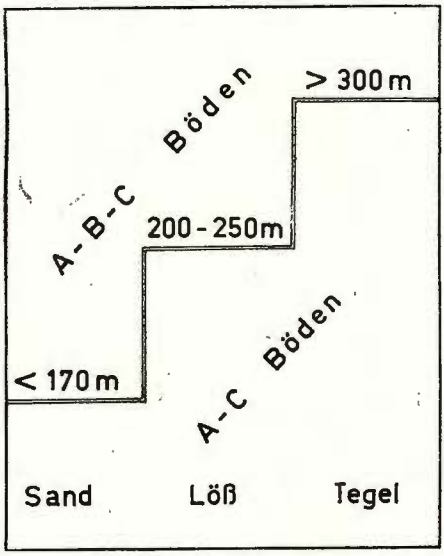


Abb. 6. — Höhengrenzen

Die in Abbildung 6 demonstrierte Abhängigkeit der Tschernoseme des Trockengebietes vom Substrat und Klima (Meereshöhe und dementsprechend höheren Niederschlägen) ist auch im Übergang zu den im W und S anschließenden humideren Bodenprovinzen zu erkennen, kann aber nicht lückenlos demonstriert werden, weil durch Relief und menschlichen Eingriff bedingt, zum Teil die oben erwähnten „Bodengenerationen" das Bild verwischen. So zeigt sich etwa bei der Kartierung im großen Maßstab im Übergangsbereich von den AC- zu den ABC-Böden, daß verbraunte, braune und echte Tschernoseme ein enges Mosaik bilden, das erst bei überschauender Betrachtung, das heißt bei kleinerem Maßstab, die gesetzmäßige Zonierung erkennen läßt. Es fehlt daher auch meist die bekannte Form des degradierten Tschernosems, der an der Grenze vom A- zum C-Horizont einen Cambic B-Horizont aufweist, dafür sind „braune Tschernoseme" häufig, die im ganzen Solum eine bräunliche Farbe zeigen, jedoch kalkreich sind und auch alle übrigen morphologischen Kennzeichen

Institutul Geologic al României

„echter" Tschernoseme zeigen. Sie scheinen jüngeren „Bodengenerationen" anzugehören, während vermutlich die älteste „Generation" durch „entkalkte Tschernoseme" vertreten ist. Mit Hilfe prähistorischer Funde hoffen wir der Lösung dieser Fragen näher zu kommen.

Innerhalb des Trockengebietes, das somit auch „Tschernosem-Provinz" genannt werden kann, finden sich, auf relativ engem Raum östlich des Neusiedler Sees konzentriert, Salzböden. Es sind Solontschaks, Solontschak-Solonetze und Solonetze, die bereits eingehend untersucht wurden (siehe Literaturverzeichnis). Sie sind selbstverständlich nicht klimatogen bedingt, sondern es handelt sich um die Mobilisierung von Salzen, die in früheren Erdperioden dort konzentriert wurden. F r a n z (1960) leitet sie aus dem sogenannten „salzführenden Horizont" ab, der dem letzten Interglazial entstammen soll, doch wäre auch an weit ältere Entstehung zu denken, da das Liegende durch jüngsttertiäre Sedimente eingenommen wird. Überzeugend ist, daß der salzuführende Horizont von jüngeren Sedimenten überlagert wird und dadurch viele Salzböden Stockwerkprofile darstellen, die eine nomenklatorische Zuordnung äußerst erschweren (H u s z, 1966). Interessant ist, daß die ABC-Böden der höchsten Teile des Trockengebietes (und der Übergangsbereiche zu den humideren Bodenprovinzen) nicht echte Braunerden, das heißt Böden mit einem Cambic B-Horizont sind, sondern bereits Parabraunerden mit einem Tonilluvialhorizont. Die Ursache liegt im kolloidreichen Ausgangsmaterial, in welchem sich sehr schnell der Prozeß der Illimerisation einstellt.

Auf die Bedeutung des Ausgangsmaterials für die Entstehung bestimmter *Sequenzen* innerhalb der großen Gruppe der *ABC-Böden* wurde bereits hingewiesen (F i n k, 1958). Der Begriff Sequenz wird in der Fachsprache sehr viel verwendet. Er zeigt die innere, genetische Beziehung zwischen verwandten Bodentypen auf, die sich aus der Abhängigkeit zu bestimmten bodenbildenden Faktoren ergibt. Einige Beispiele aus dem österreichischen Raum wurden veschrieben (F i n k 1964). (Nach dem bestimmenden bodenbildenden Faktor wird von manchen Autoren in Morpho-, Litho- und Chronosequenz unterschieden. Erstere entspricht der schon langbekannten Catena, ist somit als neue Bezeichnung überflüssig.) Vom Standpunkt des Ausgangsmaterials kann in zwei große Gruppen unterschieden werden: *a*) die leichteren und *b*) die schwereren Materialien.

a) *Die leichteren Materialien.* Hierher gehören neben sandigen Lockermaterialien alle silikatischen Gesteine, die bei der Verwitterung einen leichten Boden, meist einen lehmigen Sand, liefern, wobei der hohe Steingehalt (bedingt durch starke physikalische Verwitterung im ehemals

Institutul Geologic al României

glazialen Bereich beziehungsweise den Solifluktionsschutt im ehemals periglazialen Bereich) noch verdünnend wirkt. Der ganze zentralalpine Raum, das ist die Bodenprovinz 8, wird von dieser Sequenz beherrscht, die zugleich einer „vertikalen Zonalität" entspricht, wie sie insbesondere von Pelišek (1958, 1966) erforscht wird. In den Bodenprovinzen 4 und 4*a* ist sie etwas weniger deutlich und in Provinz 9 kaum zu erkennen, weil die Höhenstufengliederung naturgemäß in stärker reliefierten Landschaften besser ausgebildet ist. Diese Sequenz, die mit der „Saueren Braunerde" (analog dem sol brun acide in der französischen Nomenklatur) beginnt und über die podsoligen Formen (podsolige Braunerde und Semipodsol) zu den podsolierten Formen (Podsole) führt, ist allgemein bekannt und braucht nicht näher vorgestellt zu werden. Sie findet sich in allen Silikatgebirgen der gemäßigten Breiten. Besondere Akzente erhält die Höhenstufengliederung im zentralalpinen Raum durch die stark unterschiedlichen klimatischen Verhältnisse, auf die einleitend kurz hingewiesen wurde. Während sich bei hohen Niederschlägen, etwa im Salzachtal an exponierten Nordhängen, schon in 700 Meter die podsoligen Formen einstellen, hebt die Grenze zu diesen gegen E und S stark an, sodaß dort nur die höchsten Erhebungen von stärker degradierten Böden eingenommen werden. Viele Detailkartierungen haben gezeigt, daß der Semipodsol — wir verwenden den von Kubiëna (1953) eingeführten Namen nicht übergeordnet für eine Gruppe von Böden, sondern verstehen darunter einen Podsol mit ganz schmalem E-Horizont — stets nur unter Wald, auf äquivalenten Ackerflächen dagegen die podsolige Braunerde auftritt, wie dies Kubiëna bereits festgestellt hatte.

Die Höhenstufengliederung ist selbstverständlich lithologisch sehr beeinflußt. Treten extrem saure Silikatgesteine auf, wie beispielsweise Quarzite, oder der Degradierung besser Widerstand leistende Amphibolite, ergeben sich sinngemäß Abweichungen von der generellen Zonierung. Sie verwischt sich auch im Almbereich, der sehr stark durch den Menschen verändert worden ist. Einerseits durch die Herabdrückung der Waldgrenze, andererseits durch starke Bestoßung (Beweidung) treten die „natürlichen" Gesetzmäßigkeiten zurück. Es kommt aber in diesem Höhenbereich (und darüber) noch ein Faktor dazu, nämlich ein besonderes alpines Klima, das zu einer auffallenden Ansammlung von organischem Material in und auf den Böden führt. Graf zu Leiningen (1908, 1912) hat im Zusammenhang mit dieser Beobachtung den Begriff „Alpenhumus" geprägt, der nicht allein für die Silikatgesteine, sondern auch für die Kalkgebirge Geltung hat. Dieser Begriff kam seither etwas in Vergessenheit,

Institutul Geologic al României

besitzt aber Berechtigung. Bei der Besprechung der Böden Salzburgs (F i n k, 1967) wurde daran erinnert.

Verwischend wirkt außerdem, daß — vorzugsweise im mittleren Teil der Zentralalpen — neben silikatischen auch silikatisch-karbonatische Gesteine großflächig auftreten, zum Beispiel Kalkglimmerschiefer. Es ist dadurch die Bildung von Kalkbraunerden ermöglicht, die somit extrazonal liegen. Die zonale Stellung der „alpinen Rasenbraunerde", (lediglich mit einem Cambic-Horizont) die nach K u b i ë n a (1953) dem Bereich der Zwergstrauchstufe zuzuordnen wären, bedarf weiterer Überprüfung. Sie liegt in einer Zone unterhalb der Ranker, trit aber zum Teil alternierend mit „Zwergpodsolen" auf, die wohl nur gering mächtig sind, jedoch eine volle Entwicklung erkennen lassen. Auch die zonale Stellung der *Ranker*, die den Abschluß gegen die Schutt- und Felsfluren bilden, bedarf einiger Ergänzungen; wird nämlich die Bezeichnung „Lithosol" für Böden mit hohem Steingehalt und stärkster Prägung durch das Gestein regional angewendet, dann müßten „Ranker" und auch "Rendsinen" liquidiert werden! Diese Schwierigkeit wurde bei der Korrektur der Weltbodenkarte (siehe oben) aufgezeigt. Des weiteren, daß der flächenmäßige Anteil der Ranker in den alpinen Hochlagen nicht sehr bedeutend ist, dagegen auf allen jungen Akkumulationen, wie Schwemm- und Murschuttkegeln, deren es in den Tälern viele gibt, AC-Böden auftreten, die infolge ihres geringen Alters keine stärkere Bodenreife zeigen, dennoch aber mit dem gleichen Namen wie die hochalpinen „Endglieder" bezeichnet werden.

b) *Die schwereren Mineralien.* Die Sequenz auf bindigem, d.h. schluffigem oder tonigem Material, ist interessanterweise viel weniger als die auf leichtem Material beachtet worden, obwohl gerade sie die beherrschende Bodenfolge der landwirtschaftlich wichtigen Vorländer (Bodenprovinz 2 und 3) darstellt. Dies hängt damit zusammen, daß die quartärgeologischen Verhältnisse, welche den Schlüssel für die bodengenetischen Beziehungen beinhalten, in breiten Kreisen der Pedologen noch nicht bekannt sind. Durch diese Sequenz erhält der *Pseudoloey* — streng genommen, eine Gruppe von Pseudogleyen — die Stellung eines regionalen Bodentyps. Bei jener „Gruppe von Pseudogleyen" handelt es sich um solche, die ihre Tagwasservergleyung *sekundär* erhielten, nachdem durch eine vorangega ngene Lessivage (= Illimerisation) eine Texturdifferenzierung entstand, die zur Ausbildung einer Stauzone und eines Staukörpers führte. Man könnte diese Gruppe in Anlehnung an F r a n z (1960) „sekundäre Pseudogleye" nennen — seine Gruppierung basiert allerdings nicht auf dieser Unterscheidung — und ihnen jene „primären" gegenüberstellen, wo ein primär dicht gelagertes Substrat zu Tagwasserstau Anlaß gibt. Die

Institutul Geologic al României

Nomenklatur wird dadurch sehr kompliziert, daß „primär" auch leichtes über schwerem Material liegen kann, wie dies oft im Bereich alluvialer Sedimente der Fall ist (S o l a r, 1963), oder noch viel bedeutender im Einflußgebiet der nordischen (und osteuropäischen) Vergletscherung, wo Flugsande über Geschiebemergeln und -lehmen die regelmäßige Folge darstellen. Viele Dernopodsole entsprechen dieser lithologischen Disposition ! In Österreich sind Pseudogleye weit verbreitet. Die „primären" sind in der Bodenprovinz 5 dominant, da die Gesteine der Flyschzone meist tonig oder mergelig ausgebildet sind. Die „sekundären" dagegen in den Vorländern, insbesondere im südöstlichen Alpenvorland (Bodenprovinz 3), wo sie an den Staublehm gebunden sind. Sehr stark wirkt sich hier das geologische Erbe aus ; der Staukörper ist von polygonalen Spalten durchsetzt, die von einem Eisspaltennetz stammen, das (spät) glazial angelegt wurde (J a n e k o v i ć ; 1961). Dicke Tonrinden an den großprismatischen Strukturkörpern zeugen von einer vorangegangenen Tonverlagerung — ein Prozeß, der sich während der gesamten Staublehmakkumulation abgespielt hatte, Synsedimentär trat Lessivierung und Tagwasservergleyung miteinander auf. Hier bewahrheitet sich die Feststellung M ü n i c h s d o r f e r's (1926) hinsichtlich des „Lösses als Bodenbildung", die nicht nur für die Sedimente der trockenen, sondern auch feuchterer periglazialer Räume gilt.

Innerhalb der „Staublehmpseudogleye" sind je nach Mächtigkeit der Stauzone und Grad der Ausprägung verschiedene Subtypen zu unterscheiden. Die extremsten — und landwirtschaftlich ungünstigsten — Formen liegen auf den brettebenen Terrassen, auf leichten Hängen ist die Stauzone oft flächenhaft reduziert oder abgetragen, sodaß Restprofile auftreten. (S o l a r, 1965, 1966). Während im südöstlichen Vorland (Bodenprovinz 3) erst ganz im E, an der ungarischen Landesgrenze, der Übergang zu Parabraunerden einsetzt, ist das nördliche Alpenvorland (Bodenprovinz 2) beherrscht von dem Anfangsglied der Sequenz auf bindigem Material, der *Parabraunerde.* Wieder findet sich die vollständigste Entwicklung in ebener Terrassenlage, während auf (leichten) Hängen oft eine Verkürzung des Oberbodens und damit Restprofile auftreten. Bei der Kartierung konnte an vielen Stellen als Übergangsglied zu den Pseudogleyen eine „pseudovergleyte Parabraunerde" festgestellt werden, die wohl Tagwasserbeeinflussung zeigt, aber noch den Charakter einer Parabraunerde aufweist. Bodengenetische Fragen in dieser Sequenz sind nur bei genauer Kenntnis des Ausgangsmaterials möglich, das bekanntlich im nördlichen Alpenvorland sowohl räumlich als altersmäßig deutliche Unterschiede aufweist — wie das vorher kurz angedeutet worden war. Einige

Institutul Geologic al României

Beispiele, welche die enge Abhängigkeit der bodentypologischen Ausbildung vom vorliegenden Ausgangsmaterial demonstrieren, wurden früher gegeben (F i n k, 1964).

Interessant ist die Gegenüberstellung der Böden der Sequenz auf bindigen Substraten mit Böden aus (meist) holozänen Sedimenten. Auf den Schottern der letzten Eiszeit liegen — nur bei kleineren Gerinnen — spätglazial bis holozän akkumulierte Alluvionen, die petrographisch den Lössen sehr ähnlich sind. Auf ihnen finden sich nur Braunerden, sodaß geschlossen werden kann, daß die Lessivierungsvorgänge (die zu den Parabraunerden und Pseudogleyen in den übrigen Landschafträumen geführt hatten) schon im Spätglazial eingesetzt hatten. B r u n n a c k e r (1957) hat aus dem benachbarten bayerischen Raum als erster diese Feststellung getroffen, die sich bei unseren Kartierungen bestätigte.

Einleitend wurde auf die Bedeutung von Rumpflandschaften für die Erhaltung von *Vorzeitböden* hingewiesen. Sowohl die Bodenprovinz 4 als auch 4*a* ist aus Silikatgesteinen aufgebaut, beide zeigen daher auf stark reliefierten Landschaftsteilen die Sequenz der ABC-Böden auf leichtem Material, die extremen Formen sind allerdigns nur lokal in den höchsten Teilen zu finden. In ebener oder schwach geneigter Lage sind großflächig Reste einer alten Verwitterung anzutreffen. Der Begriff „Alte Verwitterung" wurde als Sammelbezeichnung für diese Reliktböden gewählt (F i n k 1958), die typologisch meist extremen Pseudogleyen ähnlich sind, jedoch ökologisch diesen nicht mehr entsprechen. Untergeordnet kommen auch andere, braunlehmartige Formen vor. Da die Verwitterung auf den Rumpfflächen weit in das Tertiär zurückreicht, dominieren Zweischichtmineralien innerhalb des tonig-sandigen Rückstandmaterials, das somit vom praktischen Gesichtspunkt der Bodennutzung aus weit weniger leistungsfähig als jung aufgeschlossenes Gestein ist. Die österreichischen Vorkommen finden ihr Analogon in vielen (europäischen) Rumpfgebirgen, etwa den deutschen Mittelgebirgen.

Die beiden Bodenprovinzen zeigen einander sehr nahestehende Bodenassoziationen, weshalb sie mit 4, beziehungsweise 4*a* unterschieden wurden. Der Einfluß des illyrischen Klimas im Südosten bedeutet bessere Nutzungsmöglichkeiten im land- und forstwirtschaftlichen Sinn, weshalb die Unterscheidung getroffen wurde.

Die genaue Altersstellung dieser Reliktböden ist von großen wissenschaftlichem Interesse. In der Rumpflandschaft des Böhmischen Massivs (Bodenprovinz 4) ist diese Frage äußerst schwer zu beantworten, da neueste Untersuchungen ein sehr hohes Alter einzelner Landschaftsteile (und dementsprechend mächtige limnische Sedimente aus dem Tertiär und der

Institutul Geologic al României

Oberkreide !) erbracht haben. Auf den Rumpftreppen der Südostabdachung (Bodenprovinz 4*a*) ist hingegen diese Frage leichter einer Lösung zuzuführen, da unter Einbeziehung der Landformen, der Sedimente und deren zeitlichen Stellung auf die Böden rückgeschlossen werden kann (F i n k 1961*b*). Diese Untersuchungen werden fortgesetzt, insbesondere betreffend die tonmineralogische Zusammensetzung der Verwitterungsmaterialien in den einzelnen Abschnitten des Tertiärs und des ältesten Pleistozäns. Die Frage, wann zum letzten Mal tropische beziehungsweise subtropische Böden in unseren Räumen entstehen konnten, ist von großem Interesse für alle Geowissenschaften. So ist beisprelsweise der Nachweis einer ,,lateritischen" Verwitterung bis in das Sarmat gelungen. Ebenso interessant ist die Frage nach dem Klima im Oberpliozän, das vermutlich ariden Charakter hatte, wie aus dem Kalkreichtum der Sedimente und den Anhäufungen großer Sandmassen im pannonischen Raum abgeleitet werden kann.

Völlig eigene pedologische Provinzen stellen die *Kalkgebirge* (Bodenprvinz 7) dar. Während sich auf den Kalkplateaus als Reste einer früheren Verwitterung Kalkrückstandsböden erhalten haben, sind in den übrigen stark reliefierten Gebirgslandschaften die (geologisch jungen) AC-Böden anzutreffen. Innerhalb der *Rendsinen* gibt es entsprechend ihrer ,,Entwicklung" — hier ist der von der Biologie entlehnte Ausdruck gerechtfertigt — verschiedene Subtypen. Auf reinen, hochprozentigen Kalksteinen bildet die Mullrendsina das Endglied der ,,Chronosequenz", während die Pararendsina infolge ihres Silikatanteils über die verbraunten Subtypen zur Kalkbraunerde überleitet. Wie auf den Silikatgesteinen, ist auch auf Kalken eine starke Zunahme der organischen Substanz gegen die Höhe festzustellen. Nicht nur die von K u b i ë n a (1943) als ,,Tangelschicht" bezeichnete Rohhumusauflage — die sich auch bei falscher Bestockung einstellt — ist hier zu erwähnen, sondern auch die neuesten Untersuchungen von Rendsinen des Dachsteingebietes (J a n i k, S c h i l l e r 1960) sind zu nennen. Es wurden extrem hohe Werte an organischer Substanz in den Rendsinen festgestellt, die — würde man nach Analysenwerten klassifizieren — eine Zuordnung zu terrestrischen Bodentypen verbieten würden !

Völlig anders ist die genetische Stellung der Kalkrückstandsböden. Der wichtigste Vertreter ist der Kalksteinbraunlehm, für den K u b i ë n a (1944) den Begriff *Terra fusca* eingeführt hat. Beobachtungen an den von K u b i ë n a beschriebenen Standorten von S o l a r (1964) haben ergeben, daß in dem "Rückstandsmaterial" ein großer Anteil äolischen Materials vorhanden ist, sodaß um die Berechtigung der Typenbezeichnung eine heftige Diskussion entstanden ist. Man wird aber generell an der Auffas-

Institutul Geologic al României

sung eines Rückstandes festhalten dürfen, wobei selbstverständlich Mergel und mergelike Kalke viel eher für solche Bildungen prädestiniert sind als reine Kalke. Ebenfalls ist die Auffassung von F r a n z (1960), daß es sich un „Erosionssedimente" handelt, deren Mächtigkeit von der parauthochtonen Akkumulation abhängt, unbestritten. Generell gilt auch der Reliktcharakter dieser Bildungen — allerdings mit der Einschränkung, daß in klimatisch besonders begünstigten Räumen, etwa am Nordrand der Alpen, wo hohe Niederschläge und genügend Wärme zur Verfügung stehen — auch im Holozän ein Bodenbildungsprozeß abläuft, der zu Formen führt, die den Braunlehmen sehr ähnlich sind. Aus kalkigen und silikatischen Komponenten zusammengesetzte Moränen und Schotterfluren am nördlichen Alpenrand (Bodenproivnz 6) tragen solche „reife" ABC-Böden, in denen Braunlehmeigenschaften stark hervortreten. Es ist Sache der Konvention, Normen für die typologische Benennung aufzustellen.

Die Bodenentwicklung im *Moränenvorland* (Bodenprovinz 6) ist interessant im Vergleich zum *Klagenfurter Becken* (Bodenprovinz 9): In beiden Bodenprovinzen liegen kalkig-silikatische glazigene Sedimente der letzten Eiszeit, der etwas höhere Kalkanteil in der nördlichen Provinz fällt kaum ins Gewicht. Trotzdem sind die Böden im N bedeutend „reifer" als im Klagenfurter Becken, was eine Folge des Klimas ist: Die unter illyrischem Einfluß stehende südliche Bodenprovinz empfängt ihre (reichlichen) Niederschläge erst im Spätherbst, sie werden daher nicht in dem Maße wirksam wie die am nördlichen Alpenrand gestauten, die ihr Maximum im Frühsommer haben.

Es gäbe noch viele interessante Hinweise auf die Wechselwirkung der verschiedenen Faktoren aus dem österreichischen Raum zu berichten, doch ist dafür hier nicht der Platz. Es dürfte aber doch dem geschätzten Leser bei dieser skizzenhaften Beschreibung offenbar geworden sein, daß der dargestellte Raum äußerst aussagefähig ist und infolge seiner starken naturräumlichen Differenzierung eine Fülle von Bodenassoziationen besitzt, die für große Teile Europas gültig sind. Hier soll nicht an die vertikale Zonalität erinnert werden, die bekanntlich nicht mit der Abfolge, die sich aus der geographischen Breite ergibt, gleichgestellt werden darf — wenngleich selbstverständlich gemeinsame Tendenzen vorhanden sind. Eher soll an die Vielgestaltigkeit der Vorländer erinnert werden, in denen die stark unterschiedlichen pleistozänen (Wind) sedimente die wichtigste Grundlage für die heutige Bodendecke bilden.

Wie wohl überall in den humiden gemäßigten Breiten — auch das „Trockengebiet" zählt selbstverständlich dazu — ist das Klima (+ Vegetation) bestimmend für die Ausbildung der Böden. Ihm an Bedeutung sehr

Institutul Geologic al României

nahe kommend ist aber das Muttergestein, wie dies an der Bildung der ,,klimatogenen" Tschernoseme (Österreichs und Mitteleuropas) gezeigt wurde. Dennoch darf noch nicht von ,,gesteingebundenen" Böden, sogenannten ,,Ortsböden", gesprochen werden, da immer noch die ,,Zonalität" gewahrt bleibt. (Die ,,intrazonalen" Rendsinen stehen hier nicht zur Diskussion.) Ist der ,,geogene" Faktor in den Vorländern überraschend groß, so anderseits der starke Einfluß des Klimas im hochalpinen Bereich, der dort den lithologischen fast paralysiert.

Viele Parallelen ergeben sich mit dem südosteuropäischen, aber auch mit dem osteuropäischen Raum, wobei letzterer durch seine markanten Vegetations- (und Klima) zonen dazu verleitet, diesen bodenbildenden Faktor besonders in den Vordergrund zu schieben. Dennoch ist auch dort die Gebundenheit an die geogenen Faktoren unverkennbar und man wird mit Interesse verfolgen, wie die moderne bodengeographische Durcharbeitung dieser Räume darauf Rücksicht nehmen wird.

LITERATUR

Brunacker K. (1957) Die Geschichte der Böden im Jüngeren Pleistozän in Bayern; *Geologica Bavarica*, 34, München.

Chiriță C., Păunescu C., Teaci D. (1967) Solurile României; Ed. Agro-Silvică, București.

Dudal R. (1968) Definitions of Soil Units for the Soil Map of the World; *World Soil Res. Rep.* 33, F.A.O., Rome.

— Tavernier R., Osmond D., and Working Party on Soil Classification and Survey, (1966): *Soil Map of Europe* (and Explanatory Text); F.A.O., Rome.

Fink J. (1958) Die Böden Österreichs; *Mitt. Geogr. Ges.* 100, III, Wien.

— (1960) Bodenkarte von Niederösterreich + Bemerkungen; *Mitt. Österr. Bodenk. Ges.*, 4, Wien.

— (1961 a) Der östliche Teil des nördlichen Alpenvorlandes; *Mitt. Österr. Bodenk. Ges.*, 6, Wien.

— (1961 b) Die Südostabdachung der Alpen; *Mitt. Österr. Bodenk. Ges.*, 6, Wien.

— (1964 a) Die Veränderungen der Böden in der Kulturalandschaft; *Mitt. Österr. Geogr. Ges.*, 105, III, Wien.

— (1964 b) Bodensequenzen in Österreich; Berichte VIII. *Intern. Bodenkundlicher Kongress*, V, Bukarest.

— (1967) Salzburgs Böden im Spiegel Ihrer Genese; *Mitt. Österr. Geogr. Ges.* 109, 1—III, Wien.

— (1968) Paläopedologie, ihre Anwendungsmöglichkeit und Grenzen; *Zeitschr. Pflanzenernähr, Düngung u. Bodenk.*, Weinheim.

Franz H. (1956) Drei klimabedingte Ranker-Subtypen Europas; *Verh. VI. Intern. Bodenk. Kongress*, Paris.

Institutul Geologic al României

— (1955) Zur Kenntnis der „Steppenböden" im pannonischen Klimagebiet Österreichs; *Die Bodenkultur*, 8, 2.
— (1960) Feldbodenkunde; Verlag Fromme, Wien.
— Höfler H., Scherf K. (1937) Zur Soziologie der Salzlackengebiete am Ostufer des Neusidler Sees; *Verhandl. Botan. Ges.* 86/87. Wien.
— Solar F. Das Raxplateau und seine Böden; *Mitt. Österr. Bodenk. Ges.*, 6, Wien.
— Husz G. Die Salzböden und das Alter der Salzsteppe im Seewinkel; *Mitt. Österr. Bodenk. Ges.*, 6, Wien.
Ghobadian A. Salz-und Steppenböden des Seewinkels (Burgenland, Österreich); *Mitt. Österr. Bodenk. Ges.*, 10, Wien.
Husz G. (1963) Zur Bodenkartierung im Salzbodenbereich; *Wissenschaftl. Arb. a. d. Burgenlnd*, 29.
— (1966) Zur Systematik der Salzböden des Seewinkelgebietes in Österreich; *Die Bodenkultur* 17, 4.
Janekovič G. (1961) Über das Alter und den Bildungsprozess von Pseudogley aus pleistozänem Staublehm am südwestlichen Rand des pannonischen Beckens; *Mitt. Österr. Bodenk. Ges.*, 6, Wien.
Jaklitsch L. (1959) Zur Untersuchung oststeirischer Böden, insbesondere jener auf Terrassen des Ritscheintales; *Mitt. Österr. Bodenk. Ges.*, 3, Wien.
Janik V. (1961) Die Böden des Linzer Raumes; *Linzer Atlas.*
— Schiller H. (1959) Ein Beitrag zur Kenntnis der oberösterreichischen Böden; *Die Bodenkultur*, 10, 3. Linz.
— Schiller H. (1960 Charakterisierung typischer Bodenprofile der Gjaidalm; *Mitt. Österr. Bodenk. Ges.*, 4, Wien.
Kubiëna W. (1943) Beiträge zur Bodenentwicklungslehre. Entwicklung und Systematik der Rendsinen; *Bodenk. und Pflanzenernähr.* 24.
— (1944) Beiträge zur Bodenentwicklungslehre; Der Kalksteinbraunlehm (Terra Fusca) als Glied der Entwicklungsserie der mitteleuropäischen Rendsina; *Bodenk. und Pflanzenernähr.* 35.
— (1953) Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas; Enke-Verl. Stuttgart
Leiningen W., Graf zu... (1908) Über Humusablagerungen in den Kalkalpen; *Zeitschr. Forst-u. Landw.*, 6.
— (1912) Über Humusablerungen im Gebiet der Zentralalpen; *Zeitschr. Forst-u. Landw.*, 10.
Münichsdorfer F. (1926) Der Löss als Bodenbildung; *Geol. Rundschau*, 17, Stuttgart.
Pelišek J. (1958) Die vertikale Bodenzonalität in der tschechoslovakischen Republik; *Sozialist. Landeswirtschaftwiss. Serie A*, 3, Praha.
— (1966) Vertikale Bodenzonalität von Mitteleuropa; *Akad. Naklad. Ceskoslov.*, Praha.
Solar F. (1963) Jüngste Formung, Bodenbildung und Standorte im Bereich der Talauen des Gleisdorfer Raumes; *Mitteil. Naturwiss. Verein Steiermark*, 93.
— (1964) Zur Kenntnis der Böden auf dem Raxplateau; *Mitt. Österr. Bodenk. Ges.*, 8, Wien.
— (1965) Bodenassoziationen und Standorte im oststeirischen Hügelland; *Mitt. Naturwiss. Verein Steiermark*, 95.
— (1966) Beiträge zur Kenntnis der Pseudogleydynamik, *Die Bodenkultur*, 17, 2.

Institutul Geologic al României

SOLS D'AUTRICHE — REFLET DES FACTEURS DE PÉDOGENÈSE

(Résumé)

Les sols, ou plutôt les associations des sols d'une région, sont le résultat de la variété des facteurs de pédogenèse, notamment le matériau originel, le climat et la végétation, le relief, le temps et l'influence de l'homme. La manière dont ces facteurs se sont combinés ou bien se combinent a fait que sur le territoire de seulement 84 000 km² de l'Autriche on trouve presque tous les types de sol d'Europe.

Sont présentées, sommairement, les conditions naturelles de l'Autriche : les provinces climatiques (fig. 2) appartenant aux climats alpin, atlantique, baltique, pannonien et illyrien ; les matériaux originaux (fig. 3) propres aux différentes unités du relief ; l'influence des oscillations climatiques, surtout celles qui concernent la dernière période du Quaternaire, sur les caractères des sols ; la modification des profils des sols à la suite de l'activité humaine.

Les sols, ordonnés au point de vue géographique, ont été groupés en 10 provinces (fig. 5), dont les unes sont plus homogènes et les autres très hétérogènes, caractère relevé par la nomenclature des types de sols. Chaque province se caractérise par une certaine association de sols.

Ainsi dans la région aride de l'Autriche (à climat pannonien, température annuelle moyenne supérieure à 8°, la moyenne annuele des précipitations environ 600 mm) apparaissent les chernozems à profil de type A-C (sur la carte FAO inclus à Phaeozems). Ces sols apparaissent en fonction du climat et du matériau originel. Vers l'ouest et vers le sud, qui sont des régions plus humides, les chernozems passent à des chernozems bruns (et non pas à des cherzonems dégradés, avec l'horizon B cambique). Sur le haut relief de la région aride apparaissent les sols bruns lessivés et non pas les sols bruns (c'est-à-dire des sols à horizon B cambique).

Les autres régions se caractérisent par des sols à profil de type ABC qui constituent certaines séquences en fonction des conditions de pédogenèse.

Quant aux matériau originel on distingue deux groupes :

a) matériaux grossiers silicatés sur lesquels se forment, dans la région alpine centrale, des sols bruns acides qui passent ensuite, respectant pourtant une zonalité verticale, à des sols podzoliques. Sur les matériaux silicatés-calcaires apparaissent des sols bruns calcaires. Sur les matériaux grossiers se forment aussi des Rankers.

Institutul Geologic al României

b) Les matériaux fins sur lesquels se sont développés des pseudogleys, dont quelques uns sont secondaires ; ces derniers ont subi antérieurement un processus de lessivage.

Sur les sédiments tardiglaciaires et holocènes, au point de vue pétrographique très rapprochés des lœss, on rencontre des sols bruns. Sur les anciennes plateformes apparaissent, en taches, des sols, dont les caractères indiquent une ancienne altération (sols relicts), comme typologie semblables à certains pseudogleys extrêmes, mais comme écologie sensiblement différents.

Une province pédologique à part est constituée par les sols formés sur les calcaires de la région montane — les rendzines représentées par plusieurs sous-types. Sur les matériaux résiduels apparaissent des sols de type Terra fusca.

Pour conclure, le climat (et la végétation) joue un rôle principal dans la formation des sols d'Autriche. Un rôle similaire joue aussi — comme il résulte des exemples cités — le matériau originel.

SOLURILE AUSTRIEI — OGLINDĂ A FACTORILOR DE PEDOGENEZĂ

(Rezumat)

Solurile sau mai bine zis asociaţiile de soluri dintr-o regiune sînt rezultatul variaţiei factorilor de pedogeneză, anume materialul parental, clima şi vegetaţia, relieful, timpul şi influenţa omului. Modul în care aceşti factori s-au combinat sau se combină a făcut ca, pe teritoriul de numai 84.000 Kmp al Austriei, să poată fin întîlnite aproape toate tipurile de soluri din Europa.

Sînt prezentate, pe scurt, condiţiile naturale ale Austriei : provinciile climatice (fig. 2) aparţinînd climatelor alpin, atlantic, baltic, panonic şi iliric ; materialele parentale (fig. 3) caracteristice diferitelor unităţi de relief ; influenţa oscilaţiilor climatice în deosebi din ultima parte a Cuaternarului, asupra caracterelor solurilor ; modificarea profilelor de sol ca urmare a activităţii umane.

Solurile, ordonate geografic, au fost grupate în 10 provincii (fig. 5), unele dintre ele mai omogene. dar altele foarte eterogene, caracter reflectat şi în nomenclatura tipurilor de sol. Fiecare provincie este caracterizată printr-o anumită asociaţie de soluri.

Institutul Geologic al României

Astfel, în regiunea uscată a Austriei (cu climat pannonic, temperatură medie anuală peste 8°, media anuală a precipitațiilor aproape 600 mm) apar cernoziomuri cu profil de tip A-C (pe harta FAO incluse la Phaeozemuri). În apariția acestor soluri un rol principal, alături de climă, îl joacă și materialul parental. Cernoziomurile trec spre vest și sud, adică spre regiunile umede, în cernoziomuri brune (și nu în cernoziomuri degradate, cu orizont B cambic). Pe relieful înalt al regiunii uscate apar soluri brune podzolite și nu soluri brune (adică soluri cu orizont B cambic).

Celelalte regiuni sînt caracterizate prin soluri cu profil de tip A B C, care formează anumite secvențe în funcție de condițiile de pedogeneză. Din punct de vedere al materialului parental, pot fi deosebite două mari grupe :

a) Materiale grosiere silicatice pe care se formează, ca în regiunea alpină centrală, soluri brune acide ce trec apoi, respectînd o zonalitate verticală, în soluri podzolice. Pe cele silicat-carbonatice apar soluri brune eubazice. Pe materialele grosiere se formează și rankere.

b) Materialele fine, pe care se formează soluri pseudogleice, dintre care unele sînt secundare. Acestea din urmă au suferit anterior un proces de translocare a argilei.

Pe sedimentele tardiglaciare și holocene petrografic foarte asemănătoare loessului, se întîlnesc soluri brune. Pe vechile platforme apar resturi de soluri, ale căror caractere indică o veche alterare (soluri relicte), tipologic asemănătoare unor pseudogleiuri extreme, dar ecologic foarte diferite de acestea.

O provincie pedologică aparte o constituie solurile formate pe calcarele regiunii montane — rendzinele, reprezentate prin mai multe subtipuri. Apar apoi, pe materiale reziduale, soluri de tip Terra fusca.

În concluzie, clima (și vegetația) joacă un rol principal în formarea solurilor Austriei. Un rol asemănător îl are — așa cum rezultă din exemplele citate — și materialul parental.

Institutul Geologic al României

EFFECT OF TWENTY ANNUAL APPLICATIONS OF ORGANIC MATERIALS ON CROP YIELDS AND SOIL CHARACTERISTICS [1]

BY

H. J. ATKINSON [2], F. J. SOWDEN [3]

INTRODUCTION

Organic matter is an essential soil constituent. It is formed through the decomposition of plant and animal remains as they become incorporated into the soil. Cultivation of the soil stimulates the decomposition of the organic matter. The rate of decomposition decreases with time and the organic matter level tends to reach a "constant" which is characteristic of the soil, its treatment and its environment.

In general, a high content of organic matter is associated with a high level of fertility in the soil. Man, therefore, adds organic materials to soil in order to maintain and, if possible, to improve its productivity. Plant materials, because of differences in composition and structure, vary in their susceptibility to decomposition and in the contribution they make to the soil organic matter as they decompose.

While there have been many studies on the addition of organic materials to soil and on their decomposition therein, there have been relatively few experiments where organic materials from different sources have been added annually to soil under arable conditions for a long period of years. We have added organic materials for 20 years and can now report their effect on crop yields and on a number of soil properties.

---

[1] Contribution No. 282, Soil Research Institute, Ottawa, Ontario.

[2] Research Coordinator (Soil Fertility), Research Branch, Ottawa, Ontario, Canada.

[3] Research Scientist, Soil Research Institute, Research Branch, Ottawa, Ontario, Canada.

Institutul Geologic al României

OUTLINE OF EXPERIMENT

Plots were established on Uplands sand and Rideau clay on the Central Experimental Farm at Ottawa. The plots on the sand were about 0.0004 ha and, on the clay, about 0.0008 ha. There were three blocks in each area and treatments were randomized within each block. The materials applied were : green rye, cereal straw, alfalfa hay, leaves from deciduous trees, peat, muck and manure. They represented a wide variety of materials that are readily obtainable and that could be used in an attempt to maintain or to increase soil organic matter levels. The amendments, with the exception of the green rye, were applied at a rate to give about 4.5 kg of dry organic matter on the sand plots and 9.0 kg on the clay plots, and were incorporated into the top 15 cm of the soil each fall. In the case of the rye the crop was seeded on the appropriate plot in the fall and incorporated into the soil in the late spring. With this procedure, only about half of the above amounts were actually applied. Analysis of the amendments indicated that, on an ash-free moisture-free basis, the straw, alfalfa and leaves contained 44 per cent carbon, the peat 50 per cent, the muck 52 and the manure 51 per cent carbon.

Soil samples were obtained from each plot (*a*) before any amendments were added (1945), (*b*) after 11 years (1956) and (*c*) at the termination of the experiment (1965). Crops were grown during the first part (1946—1952) and last part (1960—1964) of the experiment; in the intervening years, the plots were cultivated when necessary to keep them free of weeds. The crops were selected so that most of their residues could be removed. When crops were grown, a 4.8.10 fertilizer was added at the rate of 900 kg/ha.

Soil samples were analyzed for moisture, pH, loss on ignition, organic carbon, nitrogen, phosphorus and exchangeable cations. After hydrolysis with 6 N HCl, acid-soluble N, amino acid-N, amino sugar-N and NH_4-N were determined. The stability of the air-dry 2.0 to 6.3 mm aggregates of the Rideau clay was determined by wet-sieving. The amounts retained on the 2.0, 1.0, 0.5, 0.25 and 0.1 mm sieves were dried and expressed as a percentage of the oven-dry weight of the original 2.0 mm — 6.3 mm aggregates.

Several measurements were made to estimate the effect of the organic amendments on the microbiological properties of the soil : (*a*) dehydrogenase activity ; (*b*) oxygen uptake ; (*c*) phosphatase activity ; (*d*) nitrifying capacity.

Institutul Geologic al României

Composite samples from the replicates of the different field treatments were collected in 1965 for greenhouse studies. Treatments applied were : (1) check, (2) N, (3) P, (4) NP, at rates of 68 kg N and 98 kg P per hectare. All plots received KCl at a rate to give 187 kg K per hectare. A crop of oats was grown.

EFFECT OF TREATMENTS ON CROP YIELDS

A) **Field.** The effect of the organic amendments on the yield of field-grown crops is shown in table 1. On the Uplands sand, only the alfalfa and manure significantly increased the yield over that of the check plots.

TABLE 1

*Effect of organic amendments on yield of field grown crops (kg/plot)**

Soil	Check	Rye	Straw	Alfalfa	Leaves	Peat	Muck	Manure	Standard error of mean
Uplands sand	6.1	6.7	6.7	8.8	6.4	5.7	5.5	8.2	1.2
Rideau clay	7.9	8.5	11.5	10.9	10.7	11.5	11.7	12.1	1.6

* Values reported are mean yields of 11 crops (2 onion, 2 corn, 3 potatoes, 4 carrots on the sand, and 1 onion, 2 corn, 3 potatoes, 5 carrots on the clay) grown in the periods 1946—1952 and 1960—1964.

On the Rideau clay, all except the rye significantly increased the yield but there was no statistical evidence for the superiority of a particular amendment.

B) **Greenhouse.** The effect of the organic amendments and fertilizer treatments on the yield of oats grown in the greenhouse is presented in table 2. In the case of both soils, the yields on the plots which did not receive N or P were significantly higher on the soils which had received straw, alfalfa, leaves and manure in the field, than on the corresponding control samples. In addition, muck increased the yield significantly on the Uplands sand. A similar trend was evident where phosphorus was added but nitrogen fertilization tended to mask the effects of the organic amendments, particularly on the Uplands sand.

EFFECT OF TREATMENTS ON SOIL CHARACTERISTICS

A) **Physical.** The effect of the amendments on the stability of the < 2.0 mm aggregates in the Rideau clay can be seen in table 3. In most instances, the percentage of water-stable aggregates (> 2.0 mm and 1.0

Institutul Geologic al României

TABLE 2

Effect of organic amendments and fertilizer treatment on yield of oats grown in the greenhouse

Soil amendment	Yield — g/pot			
	Check	N	P	NP
	Uplands sand			
Check	3.9	10.8	4.3	10.7
Rye	4.8	10.7	5.1	11.3
Straw	6.3	15.1	6.5	12.6
Alfalfa	5.3	10.5	5.4	11.0
Leaves	5.9	11.5	6.7	11.5
Peat	4.7	10.7	4.2	10.7
Muck	5.2	11.1	5.1	11.6
Manure	5.3	12.1	5.3	10.8
S.E. mean 3* (p = 0.05)	1.2			
	Rideau clay			
Check	7.3	8.5	8.0	11.2
Rye	6.7	7.9	7.0	9.8
Straw	8.9	11.8	9.6	13.3
Alfalfa	9.3	11.2	10.2	11.0
Leaves	8.7	11.6	9.2	12.6
Peat	6.5	10.3	6.7	10.7
Muck	7.1	10.5	7.1	11.2
Manure	10.7	13.6	9.3	11.9
S.E. mean 3 (p = 0.05)	1.0			

* Standard error of mean of 3 plots

TABLE 3

Effect of organic amendments on stability of 2.0 mm — 6.3 mm aggregates in the Rideau clay

Aggregate size	Aggregate distribution — %*							
	Check	Rye	Straw	Alfalfa	Leaves	Peat	Muck	Manure
> 2.0 mm	15.4	18.2	31.8	20.6	16.4	22.8	23.9	29.3
1.0 — 2.0 mm	12.4	11.2	21.0	14.5	13.5	13.8	16.2	14.4
< 0.1 mm**	15.5	17.2	4.7	12.4	15.1	13.8	8.5	10.1

* As % of oven-dry weight of original 2.0—6.3 mm air-dry aggregates.
** Material not retained by sieves; values obtained by difference.

Institutul Geologic al României

to 2.0 mm) was higher in the amended than in the check samples of the Rideau clay. Straw, muck and manure were the most effective treatments for improving aggregate stability as shown by the higher percentage retained on the 2.0 mm sieve and by the amounts of material passing through the sieve nest (< 0.1 mm).

B) **Microbiological.** Results of the measurements of microbiological properties are presented in table 4. With the Rideau clay, there was little

TABLE 4

Microbiological properties of soils in 1965

Amendment	Dehydrogenase activity (ml H taken up)	Oxygen uptake* (ml/g)	Phosphatase activity (mg phenol per g soil)	Nitrate** release (ppm N)
		Uplands sand		
Check	0.149	0.11	0.21	16
Rye	0.211	—	0.22	19
Straw	0.243	0.16	0.23	33
Alfalfa	0.253	0.13	0.26	21
Leaves	0.191	0.13	0.23	27
Peat	0.134	0.16	0.25	24
Muck	0.149	0.16	0.27	23
Manure	0.253	—	0.27	27
		Rideau clay		
Check	0.062	0.21	0.40	35
Rye	0.076	—	0.45	32
Straw	0.088	0.28	0.66	61
Alfalfa	0.091	0.29	0.56	50
Leaves	0.085	0.27	0.56	41
Peat	0.084	0.26	0.44	40
Muck	0.087	0.25	0.54	47
Manure	0.077	—	0.54	56

* After 7 days incubation in a Warburg respirometer.
** On incubation for 2 weeks at 35°C.

difference in the dehydrogenase activity although all treatments gave higher values than the checks. With the Uplands sand, the manure, straw and alfalfa plots had the highest values and the peat, muck and check plots the lowest.

Institutul Geologic al României

The oxygen uptake by the Uplands sand was greatest with the samples which had been treated with straw, peat and muck and values were somewhat greater than those found for the check plot. Values for the Rideau clay were considerably greater than those for the Uplands sand and were greater for all treated plots than for the check.

Phosphatase enzyme activity was enhanced by the organic matter treatments and the magnitude of the increase was greater in the Rideau clay than in the Uplands sand.

In all but one instance, all of the organic additions increased the nitrate production capacity of the soils on incubation. The straw-amended samples released the most NO_3-N.

C) **Chemical.** Some analytical results obtained on the soil samples collected in 1965 at the conclusion of the experiment are presented in table 5. Values for carbon, nitrogen, exchangeable calcium and exchange capacity are greatest for both soils where muck had been applied annually

TABLE 5

Chemical properties of soils in 1965

Soil amendment	pH	%C	%N	%P	Exchangeable bases (me/100 g)			Exchange capacity (me/100 g)
					Ca	Mg	K	
Uplands sand								
Check	6.3	1.2	0.10	0.13	4.4	0.36	0.12	5.3
Rye	6.3	1.3	0.10	0.13	4.4	0.36	0.14	5.2
Straw	6.8	1.7	0.13	0.13	6.5	0.67	0.29	6.9
Alfalfa	6.3	1.3	0.11	0.14	4.4	0.42	0.18	5.3
Leaves	6.7	1.7	0.13	0.14	6.3	0.62	0.14	6.5
Peat	6.3	2.3	0.13	0.12	6.8	0.67	0.09	7.2
Muck	6.5	2.6	0.18	0.13	10.1	0.75	0.11	9.8
Manure	6.5	1.8	0.14	0.15	6.7	0.67	0.22	7.0
Rideau clay								
Check	5.4	2.4	0.20	0.11	9.2	1.6	0.47	16.6
Rye	5.3	2.5	0.21	0.12	9.6	1.6	0.43	17.2
Straw	5.6	2.9	0.23	0.11	9.9	1.8	1.03	17.1
Alfalfa	5.4	2.9	0.24	0.12	12.4	1.8	0.66	19.5
Leaves	5.6	3.0	0.23	0.12	12.4	1.9	0.43	18.0
Peat	5.2	3.6	0.22	0.11	9.6	2.0	0.35	18.4
Muck	5.5	4.4	0.31	0.12	14.1	1.9	0.51	20.2
Manure	5.7	3.1	0.25	0.14	11.5	2.3	0.95	18.3

Institutul Geologic al României

for 20 years and, in the case of the Uplands sand, they were about twice those for the untreated check plot.

Changes in the organic matter content during the course of the experiment are shown by the results of the analysis for carbon on soil samples collected in 1945, 1956 and 1965 (table 6). On the Uplands sand,

TABLE 6

Effect of amendments on the carbon content of soil samples (as per cent of air-dry sample, average of 3 replicates)

Soil amendment	Uplands sand			Rideau clay		
	1945	1956	1965	1945	1956	1965
Check	1.37	1.24	1.23	2.91	2.53	2.44
Rye	1.06	1.25	1.26	2.96	2.75	2.49
Straw	1.33	1.91	1.70	2.91	3.17	2.89
Alfalfa	1.20	1.52	1.32	2.88	3.22	2.85
Leaves	1.19	1.69	1.74	2.97	3.26	2.97
Peat	1.27	3.38	2.29	2.81	4.01	3.57
Muck	1.11	3.59	2.61	2.79	4.90	4.37
Manure	1.11	2.32	1.77	2.83	3.47	3.05
Standard error of mean	0.06	0.18	0.20	0.11	0.09	0.09

in every case where an organic amendment was applied, the organic matter level was greater in both 1956 and 1965 than at the start of the experiment in 1945, though in most cases the 1965 value was lower than that obtained in 1956. The greatest increases were obtained with the peat and muck applications and there were appreciable increases from the manure, leaves and straw. On the Rideau clay, all treatments with the exception of the rye resulted in a higher organic matter level in 1956. By 1965, however, these levels had usually dropped to those of the original samples with the exception of the plots receiving peat and muck and, possibly, manure. There was a loss of carbon on both the check and the rye-treated plots.

Similar results for total nitrogen are given in table 7. All treatments, with the exception of the rye, resulted in higher nitrogen levels in the Uplands sand samples in 1956 than in 1945, but only the muck and manure treatments showed appreciable increases over the 1945 levels in 1965. Results on the Rideau clay were even less pronounced but here again only the muck and, possibly, the manure treatments resulted in higher nitrogen levels at the end of the 20 years of annual applications.

The nitrogen distribution in the soil samples taken at the end of the experiment is shown in table 8. The treatments did not affect the nitro-

Institutul Geologic al României

TABLE 7

Effect of amendments on the nitrogen content of soil samples (as per cent of air-dry sample, average of 3 replicates)

Soil amendment	Uplands sand			Rideau clay		
	1945	1956	1965	1945	1956	1965
Check	0.13	0.11	0.10	0.24	0.21	0.20
Rye	0.11	0.10	0.10	0.24	0.22	0.21
Straw	0.12	0.14	0.13	0.23	0.24	0.23
Alfalfa	0.11	0.13	0.11	0.23	0.26	0.24
Leaves	0.12	0.13	0.13	0.25	0.24	0.23
Peat	0.12	0.15	0.13	0.24	0.23	0.22
Muck	0.11	0.21	0.18	0.23	0.31	0.31
Manure	0.11	0.19	0.14	0.23	0.26	0.25

TABLE 8

Nitrogen distribution in samples from plots after 20 years of addition of amendments

Treatment	Kjeldahl N %	Hexosamine mg/g	Ammonium mg/g	Amino acid mg/g	Acid-soluble-N % of total
Uplands sand					
Check	0.085	0.31	0.22	2.02	81
Rye	0.096	0.36	0.27	2.05	82
Rye	0.101	0.37	0.28	2.20	80
Straw	0.116	0.42	0.32	2.80	78
Alfalfa	0.107	0.46	0.28	2.68	82
Leaves	0.170	0.56	0.45	4.28	81
Peat	0.152	0.56	0.38	3.94	80
Muck	0.173	0.61	0.44	4.05	82
Muck	0.209	0.68	0.53	4.67	78
Manure	0.189	0.66	0.50	4.58	81
Rideau clay					
Check	0.194	0.83	0.55	3.83	82
Rye	0.207	1.07	0.59	4.66	84
Straw	0.242	1.27	0.65	5.81	83
Alfalfa	0.231	1.17	0.58	5.19	82
Leaves	0.237	0.99	0.60	5.28	—
Leaves	0.231	1.06	0.58	5.10	80
Peat	0.213	1.09	0.53	5.06	83
Muck	0.317	1.57	0.82	7.46	82
Manure	0.247	1.06	0.64	5.76	82

Institutul Geologic al României

gen distribution to any significant degree with either soil : the amounts of hexosamine, amino acid and ammonium found depended on the amount of total nitrogen. About 80 per cent of the nitrogen was brought into solution by the hidrolysis with 6 N HCI and about 55 per cent was accounted for as ammonnia + amino sugar + amino acid-N, leaving about 25 per cent of the soluble nitrogen not accounted for. Since the hexosamine values were not corrected for hydrolysis losses, the values reported are about one to two per cent low and the ammonium percentages correspondingly high. The significant point seems to be that the nitrogen distribution was very little affected by the treatments. For example, with the peat-treated soil, where the C/N ratio increased from 11.2 to 17.6, the effect on the nitrogen distribution was wery small.

If one assumes a soil weight of 2,200,000kg/ha, the amount of amendments added over the 20-year period was equal to one-tenth of the weight of the soil. From this, and using data obtained for the amino acid composition of samples of rye and manure, the amounts of amino acids added for these treatments can be calculated. By adding these to the amounts present in the check plots, an estimate can be made of the quantities that should have been present if no decomposition had taken place. These calculated figures, together with the amounts actually found, are presented in table 9 for both the Uplands sand and Rideau clay. In practically every case, except for the glucosamine and galactosamine content where rye was added, the amounts found were less, and frequently considerably less, than those calculated. This was particularly true where manure was added where, on the average, less than half of the calculated amount was found and there was little difference between the two soils. A larger percentage of the calculated amounts was found where rye had been applied, on the average somewhat over half on the Uplands sand and nearly three-quarters on the Rideau clay. However, with this soil the amount of amino acid nitrogen added with the rye was less than half of that present in the soil of the check plot.

The tendency for the nitrogen distribution to go toward a "constant" is well illustrated by the hexosamine data. Very little hexosamine was added in the rye amendment but a considerable amount was added with the manure. However, in the treated plots the amino sugars made up a fairly constant percentage of the total nitrogen of both soils. With the Rideau clay the amount of hexosamine found in the rye-treated plot was greater than that calculated : there has evidently been a net microbial synthesis of hexosamine from some other form of nitrogen. With the manure-treated plot, on the other hand, the calculated quantity was

Institutul Geologic al României

TAB

Amino acids added in rye and manure

Amino acid	In check plot (Uplands sand)	In check plot (Rideau clay)	Added in rye	Total in Uplands sand	
				calculated	found
Aspartic acid	0.33	0.58	0.21	0.54	0.31
Threonine	0.13	0.24	0.11	0.24	0.14
Serine	0.12	0.30	0.10	0.22	0.14
Glutamic acid	0.28	0.51	0.25	0.53	0.27
Proline	0.10	0.16	0.14	0.24	0.11
Glycine	0.20	0.39	0.12	0.32	0.22
Alanine	0.17	0.30	0.20	0.37	0.17
Valine	0.12	0.22	0.13	0.25	0.17
Cystine	T*	T	0.01	0.01	T
Methionine	T	T	0.03	0.03	T
Isoleucine	0.08	0.14	0.10	0.18	0.09
Leucine	0.12	0.20	0.18	0.30	0.15
Tyrosine	0.04	0.07	0.07	0.11	0.04
Phenylalanine	0.08	0.15	0.10	0.18	0.10
Ornithine	0.01	0.09	0.03	0.04	0.02
Lysine	0.11	0.23	0.10	0.21	0.12
Histidine	0.04	0.09	0.04	0.08	0.04
Arginine	0.09	0.16	0.12	0.21	0.10
Glucosamine	0.19	0.53	0.02	0.21	0.24
Galactosamine	0.12	0.30	T	0.12	0.12

*T = Trace

greater than that found : there was a decomposition of hexosamine. With the Uplands sand the same trend was evident but it was much less pronounced.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

1. Organic materials from seven different sources were added annually for 20 years to Uplands sand and Rideau clay. Total quantities applied over this period amounted to about one-tenth of the weight of the soil to a depth of 15 cm.

2. Yields of crops were not always increased by the application of the organic materials used. Alfalfa and manure were probably the most consistent in increasing yields.

3. The percentage of water-stable aggregates in the Rideau clay was higher in the amended than in the check soils.

4. Microbial activity was apparently enhanced by the organic amendments.

Institutul Geologic al României

LE 9

over 20-year period (mg/g soil)

Total in Rideau clay		Added in manure	Total in Uplands sand		Total in Rideau clay	
calculated	found		calculated	found	calculated	found
0.79	0.74	1.08	1.41	0.73	1.66	0.86
0.35	0.32	0.55	0.68	0.29	0.79	0.35
0.40	0.30	0.53	0.65	0.27	0.83	0.37
0.76	0.64	1.30	1.58	0.62	1.81	0.79
0.30	0.20	0.54	0.64	0.26	0.70	0.25
0.51	0.44	0.77	0.97	0.46	1.16	0.55
0.50	0.37	0.77	0.94	0.30	1.07	0.47
0.35	0.33	0.59	0.71	0.30	0.81	0.40
0.01	0.02	0.15	0.15	0.04	0.15	0.04
0.03	0.02	0.14	0.14	T	0.14	T
0.24	0.17	0.46	0.54	0.18	0.60	0.23
0.38	0.25	0.83	0.95	0.31	1.03	0.40
0.14	0.07	0.26	0.30	0.07	0.33	0.08
0.25	0.16	0.49	0.57	0.21	0.64	0.24
0.12	0.05	0.03	0.04	0.04	0.12	0.07
0.33	0.28	0.56	0.67	0.23	0.79	0.31
0.13	0.09	0.20	0.24	0.07	0.29	0.11
0.28	0.21	0.48	0.57	0.20	0.64	0.24
0.55	0.71	0.55	0.74	0.41	1.08	0.73
0.30	0.36	0.26	0.38	0.25	0.56	0.33

5. Levels of organic carbon and total nitrogen were greater with all treatments 11 years after annual applications were begun, but only with some treatments (peat, muck, manure) was the increase observed at the end of 20 years.

6. Nitrogen distribution was only very slightly affected, if at all, by the different treatments.

EFFET DE L'ÉPANDAGE DES ENGRAIS ORGANIQUES DURANT 20 ANNÉES CONCERNANT LES RÉCOLTES ET LES CARACTÉRISTIQUES DU SOL

(Résumé)

Au centre expérimental de la ferme d'Ottawa on a effectué des recherches, durant 20 années, sur des Uplands sand et Rideau clay, en ajoutant des substances organiques. On a prélevé des échantillons de

Institutul Geologic al României

chaque lot expérimental avant l'amendement du sol (1945), 11 années après (1956) et à la fin de l'expérience (1965). Au cours de la première période d'expérience (1946—1952) et de la dernière (1960—1964) les terrains ont été cultivés ; entre ces deux périodes on ne s'est occupé que de les débarrasser des mauvaises herbes.

Les quantités totales d'engrais organique, provenues de 7 sources différentes, totalisent, au cours de 20 années, à-peu-près 1/10 de la pesanteur du sol appréciée jusqu'à 15 cm de profondeur.

Les conclusions suivantes en résultent :

1. Les récoltes n'ont pas augmenté de manière constante à la suite de l'épandage de l'engrais organique. Ce sont l'Alfalfa et le fumier qui ont assuré une augmentation constante des récoltes.

2. La proportion d'agrégats stables dans l'eau de Rideau clay est plus grande dans les sols amendés que dans ceux non-amendés.

3. Les amendements organiques sont, en apparence, un stimulant de l'activité microbienne.

4. Le carbone organique et l'azote total augmentent après 11 ans d'application annuel des traitements ; lorsque le traitement est fait avec de la tourbe (du type « peat » ou « muck ») ou du fumier, la croissance du carbone et de l'azote n'est remarquée qu'à la fin des 20 années d'expériences.

5. La distribution de l'azote n'a été qu'insensiblement affectée par les différents traitements.

EFECTUL APLICĂRII ÎNGRĂȘĂMINTELOR ORGANICE, TIMP DE 20 DE ANI, ASUPRA RECOLTELOR ȘI ASUPRA CARACTERISTICILOR SOLULUI

(Rezumat)

La centrul fermei experimentale din Ottawa s-au făcut experienţe, timp de 20 de ani, pe nisipuri (seria Uplands sand) şi argile (seria Rideau clay, adăugîndu-se substanţe organice. S-au recoltat probe din fiecare lot experimental, înainte de amendare (1945), după 11 ani (1956) şi la terminarea experienţei (1965). Terenurile au fost cultivate în primii ani ai experienţei (1946—1952) şi în ultimii (1960—1964) ; între aceste două perioade au fost întreţinute numai pentru a îndepărta buruienile.

Institutul Geologic al României

Cantităţile totale de îngrăşăminte organice, provenite din şapte surse diferite, au atins, în perioada de 20 de ani, aproximativ 1/10 din greutatea solului pînă la o adîncime de 15 cm.

S-au constatat următoarele :

1. Recoltele nu au crescut totdeauna prin aplicarea substanţei organice. Alfalfa şi gunoiul de grajd au fost îngrăşămintele care au asigurat cel mai constant recolte crescînde.

2. Procentul de agregate stabile în apă din Rideau clay a fost mai mare în solurile amendate, decît în cele neamendate.

3. Activitatea microbiană a fost aparent crescută prin aplicarea de amendamente organice.

4. Cantităţile de carbon organic şi de azot total au crescut după 11 ani de aplicare anuală a tratamentelor ; cînd tratamentul s-a făcut cu turbă (de tipul ,,peat" sau ,,muck") sau gunoi de grajd, creşterea a fost constatată numai la sfîrşitul celor 20 de ani de experienţe.

5. Distribuţia azotului a fost slab afectată prin diferitele tratamente.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

DIE VERTIKALE BODENZONALITÄT DER WESTKARPATEN IN DER TSCHECHOSLOWAKEI

VON

J. PELIŠEK [1]

Die Westkarpaten bilden in der Tschechoslowakei ein ausgeprägtes Zonalitätsgebirge, das eigene, besondere geologische, klimatische und Vegetationsbedingungen aufweist, wobei auch spezifische bodenbildende Prozesse und Böden entstehen.

Nach dem Chemismus der bodenbildenden Gesteine kann man die Westkarpaten der Tschechoslowakei in folgende Gebiete aufteilen : Gebiet des Karpatenflysches ; gebiet des Karpatenkristallins und Mesozoikums ; gebiet junger Karpaten-Eruptivgesteine.

Alle drei angeführten Gebiete werden immer durch eine Reihe Teilgebirge, mit ausgeprägt entwickelter vertikaler Bodenzonalität gebildet, die immer eingehend studiert wurde. Aus den einzelnen Gebieten wurde für diese Arbeit (aus sehr umfangreichem, Material) immer ein typisches Gebirge ausgewählt, wo die Gesetzmässigkeiten der vertikalen Bodenzonalität mit einer übersichtlichen Charakteristik der Bodenbedingungen beschrieben wurden.

Aus dem Gebiet des Karpatenflysches ist die vertikale Bodenzonalität aus dem Moravské Beskydy-Gebirge beschrieben, aus dem Gebiet des Kristallins die vertikale Bodenzonalität, aus dem Vysoké Tatry-Gebirge (Hohe Tatra) und aus dem Gebiet junger Eruptivgesteine wurde das Vtáčnik-Gebirge ausgewählt.

Die vertikalen Bodenzonen weisen Böden mit unterschiedlichen physikalischen, chemischen, biochemischen und mikrobiellen Eigenschaften auf. Von den Niederungen in der Richtung des Gebirges, d.h. mit zunehmender Seehöhe, nehmen die Tonteilchen ab und der Schotter

[1] Forstwissenschaftshochschule, Brünn, Tschechoslowakei.

Institutul Geologic al României

zu, die Bodenfeuchtigkeit nimmt zu und die Temperatur ab, das Porenvolumen steigt, die Säure und Humus nehmen zu und die zusätzlichen Nährstoffe ab, der C-und N-Gehalt steigt, es verbreitet sich das C/N-Verhältnis, sowie auch die Sättigung des Sorptionskomplexes, wobei sich die biologische Tätigkeit vermindert.

Jede vertikale Bodenzone stellt gleichzeitig eine Zone ökologischer Bedingungen für Biozönosen oder Ökosysteme dar und hat also eine grosse biogeographische Bedeutung.

Das Gebiet des Karpatenflysches — das Moravskoslezké Beskydy-Gebrige (Mährischschlesische Beskiden). Das Moravskoslezské Beskydy-Gebirge stellt ein ausgeprägtes Gebiet des Karpatenzuges von Ostmähren mit einer gut entwickelten vertikalen Bodenzonalität dar. Die Kamm-Längsachse hat einen SW-NO Verlauf und die Gipfelpartie erreicht Seehöhen von 1200-1300 m. Die Berghänge mit nordwestlicher Exposition fallen in den Talkessel von Frenstát und Frydek bis zu den Seehöhen von etwa 390-420 m ab, so dass der relative Höhenunterschied etwa 800-900 m beträgt. Der Gipfelgebirgskamm neigt sich dann mässig auf die slowakische Seite. Dieses Gebirgsgebiet ist von Wildbächen, die in der Richtung nach NW fliessen, in mehrere Teile zerfurcht. Hydrographisch gehört dieses Gebiet in das Einzugsgebiet des Flusses Odra.

Klimatisch ist es ein feuchtes Gebiet mit reichen atmosphärischen Niederschlägen. Das Talgebiet des Talkessels von Frenstát weist durchschnittliche Mengen atmosphärischer Niederschläge im Jahr, von 900--1000 mm auf und jährliche Temperaturdurchschnitte von 6-7° C. Die Gesamtmenge der Niederschläge schwankt, im Gipfelgebiet, zwischen 1400-1600 mm, wobei die Jahresdurchschnittemperaturen auf 4-5°C sinken.

Im Gebiet des Smrk- und Lysá hora-Massivs in den Auen des Flusses Ostravice kommt folgende, vertikale Bodenzonalität vor: Zone der Semigleyböden, auf den Holozänanschwemmungen des Flusses Ostravice in den Seehöhen von etwa 390-420 m; zone der Niederungspodsole auf den Lösslehmen und Deluvionen am Hangfuss in den Seehöhen von 390-500 (bis zu 550) m; Zone ockerfarbiger, Waldböden auf den Godulschichten in den Seehöhen von 500-650 m (bis zu 700) m; Zone rostfarbiger Waldböden auf den Godulsandsteinen in den Seehöhen von 650-1000 (bis zu 1100) m; Zone der Humuspodsole auf den Godulsandsteinen in den Seehöhen von über 1000 m (stellenweise über 1100) bis zu 1200-1300 m.

Institutul Geologic al României

Die Zone der Semigleyböden befindet sich auf den Holozänanschwemmungen des Flusses Ostravice sowie auch anderer Wasserläufe in den Seehöhen von etwa 390 bis zu 420 m. Vorherrschend sind hier die Semigley- und Gleyböden (echte und Torf-) und gleyartige Alluvialböden. Was die granulometrische Zusammensetzung betrifft, sind es Böden eines schweren Charakters, tonlehmige bis Tonböden mit mehr oder weniger feuchten Untergrundschichten, welche die Gleyhorizonte bilden.

Die Zone der Niederungspodsole weist ein mässig geneigtes Relief in den Seehöhen von etwa 390-500 (bis zu 550) m auf. Als Hauptbodentypen kommen hier die Podsole (mässige, mittlere bis ausgeprägte) auf den Lösslehmen und auf dem gemischten Material am Hangfuss aus den Lösslehmen und Verwitterungen der Karpatenkreide vor. Es handelt sich vorwiegend um tonlehmige und oft gleyartige Böden mit Marmorierung im Bodenprofil. Die Untergrundschichten dieser. Böden sind manchmal fast tonig und damit auch wasserundurchlässig; auf diesen stagniert dann auch das Wasser eine längere Zeit. Stellenweise wurden in dieser Zone auch kleine Inseln gleyartiger Podsole ermittelt, die auch granulometrisch eines schwereren Charakters sind, und die auf der Oberfläche eine dünne Schicht des feuchten bis nassen Torfhumus haben. Die gleyartigen Niederungspodsole weisen, im Laufe des Jahres, ein sehr schwankendes Wasserregim auf.

Die Zone ockerfarbiger Waldböden ist auf den Hängen mit mittleren Neigungen in den Seehöhen von 500-650 (bis zu 700) m entwickelt. Die ockerfarbigen Waldböden sind hier entweder auf den Godulsandsteinen oder auf den Tonschiefern entwickelt. Der unterschiedliche Charakter der bodenbildenden Gesteine entscheidet auch über ihre granulometrische Zusammensetzung, so dass es sich um Sand- Lehmsand- bis Tonlehmböden handelt. Ockerfarbige Waldböden eines schwereren Charakters sind hier ziemlich oft durch das Wasser, das periodisch auf den Untergrundschichten stagniert, vergleyt. Stellenweise kommen hier kleine Inseln rostfarbiger Waldböden auf den Godulsandsteinen vor.

Die Zone rostfarbiger Waldböden bedeckt den überwiegenden Teil der Hänge des Moravskoslezké Beskydy-Gebirges, in den Seehöhen von 650-1000 (bis zu 1100) m. Am meisten sind hier die rostfarbigen Waldböden auf den Godulsandsteinen verbreitet, die granulometrisch leichter sind, mit einem Tonteilchen Gehalt von 20-35%. Stellenweise sind hier humose rostfarbige Böden mit ziemlich mächtigen oberflächlichen

Institutul Geologic al României

humosen Horizonten entwickelt. Das Wasserregim dieser Böden zeigt sich hautpsächlich im Sommer als für die Ernährung der Vegetation sehr günstig, hauptsächlich für die Waldbestände. Vereinzelt wurden hier auch graue Waldböden auf den Sandsteinen mit einem dunkelgrauen humosen Horizont von 50-70 cm Mächtigkeit ermittelt. Es handelt sich ebenfalls um Böden eines leichteren Charakters mit verschiedener Schotterbeimischung und welcher Rückstände der gemischten Waldbestände bedeckt.

Die Zone der Humuspodsole bedeckt mässige Hänge auf den Gipfelplateaus, ferner auch die eigentlichen Gipfelplateaus in den Seehöhen von über 1000 m und stellenweise bis über 1100 m. Die Humuspodsole dieser Zone sind hier auf den Godulsansteinen in einer mittleren bis ausgeprägten Intensität dieser Gebirgspodsolierung gebildet. Es sind Böden eines leichteren Charakters mit erhöhter Schotterbeimischung, frischfeucht bis feucht mit erhöhten Humusvorräten.

Das Gebiet des Kristallins — das Vysoké Tatry-Gebrige — (Hohe Tatra). Die Hohe Tatra stellt das höchste Gebirgsmassiv der CSSR dar, das die Seehöhen von 2500-2650 m erreicht. Mit südlichen Hängen fallen sie in das Einzugsgebiet des Flusses Váh (der westliche Teil der Hohen Tatra) ab, wogegen die Hänge mit südöstlichen Expositionen (der östliche Teil der Hohen Tatra), sich dem Talkessel des kleinen Flusses Poprad zu neigen.

Klimatisch ist es ein Gebiet mit ausgeprägt vertikal differenzierten Klimaverhältnissen. Die Jahresdurchschnitte der Niederschläge aus dem Tal des kleinen Flusses Poprad, schwanken zwischen 600 und 800 mm, wobei die Jahrestemperaturdurchschnitte zwischen 5-6°C liegen. Mit zunehmender Seehöhe nimmt gesetzmässig die Temperaturr ab und die Niederschläge zu, so dass die Zone der Humuspodsole unter den Latschenbeständen eine Niederschlagmenge von etwa 1300 bis zu 1400 mm aufweist; die Temperaturdurchschnitte sinken auf 2-0°C. Die höheren Gebirgszonen zeigen schon Jahrestemperaturdurchschnitte welche unter 0°C ligen, wobei die Niederschläge auf 1800 mm steigen.

Von der Alluvialebene des Flusses Poprad (Raum Svit-Poprad) bis zu den Gipfeln der Hohen Tatra sind folgende vertikale Bodenzonen etwickelt: Zone der Semigleyböden auf den Holozänanschwemmungen des Flusses Poprad in den Seehöhen von 660-700 m; Zone der Talpodsole auf den Lösslehmen in den Seehöhen von 660-700 (bis zu 750) m; Zone ockerfarbiger Waldböden auf den Graniten und glazialen Granitabla-

Institutul Geologic al României

gerungen in den Seehöhen von 700-800 (bis zu 900) m; Zone rostfarbiger Waldböden auf den Graniten und pleistozänen Glazialablagerungen in den Seehöhen von 800-1100 (bis zu 1200) m; Zone schokoladebrauner Waldböden auf den Graniten und Glazialablagerungen in den Seehöhen von 1100-1400 (bis zu 1500) m; Zone der Humuspodsole auf den Graniten und Glazialablagerungen in den Seehöhen von 1400-1700 (bis zu 1800) m; Zone schokoladebrauner Gebirgsrasenböden auf dem Granitschutt in den Seehöhen von 1700-1800 (bis zu 1900) m; Zone der schwarzgrauen Gebirgsrasenböden auf dem Granitschutt in den Seehöhen von 1900-2000 (bis zu 2200) m; Zone des Stein- und Steinblockgranitschuttes in den Seehöhen von 1700-2200 m; Zone der Felsen in den Seehöhen von über 1800-2200 m.

Die Zone der Semigleyböden auf den Holozänanschwemmungen des Flusses Poprad umfasst die Semigley- Gley- und vergleyten Alluvialböden die auf einer basalen Schotterterasse abgelagert sind. Granulometrisch sind es Lehm- bis Tonlehmböden mit weniger günstigen physikalischen Eigenschaften und damit auch mit herabgesetzter Wasser- und Luftdurchlässigkeit.

Die Gleyböden (typische und Torf-) sowie die Semigleyböden gehen stellenweise längs der Wildbäche bis in die Seehöhen von 1000-1200 m.

In der *Zone der Niederungspodsole* mit mässig geneigtem Terrainrelief sind die Niederungspodsole (mässige, mittlere, ausgeprägte) auf den Lösslehmen der Delluvionen von Flyschgesteinen und Lössmaterial entwickelt. Granulometrisch sind es Lehmböden mit tonlehmigen Untergrundschichten, die auch mehr oder weniger vergleyt sind und eine unterschiedlich intensive Marmorierung aufweisen. Diese Böden weisen, im Laufe des Jahres ein ziemlich schwankendes hydrothermales Wasserregime auf. In dieser Zone erscheinen stellenweise die Gleypodsole, die vorwiegend in den Terrainmulden ebenfalls auf dem Lössmaterial ausgebildet sind. Granulometrisch sind es vorwiegend tonlehmige Böden mit verdichteten und zähen Untergrundschichten.

Die Zone ockerfarbiger Waldböden ist auf mässigeren Hängen in den Seehöhen von 700-800 (bis zu 900) m verbreitet. Als Hauptböden sind hier ockerfarbige Waldböden auf dem Granit und glazialen Schotterablagerungen etwickelt. Granulometrisch sind es Böden eines leichteren Charakters, überwiegend sandlehmig mit reichlicher Schotterbeimischung. Sie sind gut Wasser- und Luftdurchlässig und weisen schon ein ziemlich

Institutul Geologic al României

verbessertes hydrothermales regime auf. Stellenweise erscheinen hier die Torf- und Gleyböden, vor allem längs der Wasserläufe.

Die Zone rostfarbiger Böden hat ein mässig geneigtes Relief in den Seehöhen von 800-1100 (bis zu 1200) m, wo sich diese rostfarbigen Waldböden (echte und humose) auf dem Granit und auf einem gröberen Glazialschotter befinden. Es handelt sich um Böden eines leichteren Charakters, die tonlehmig mit ausgeprägter Schotterbeimischung, frisch--feucht und locker sind und reichliche Humusvorräte aufweisen. Die günstige Feuchtigkeit bedingt ihre hohe Niederschlagretentionsfähigkeit. In dieser Zone erscheinen auch kleine Inseln schokoladebrauner Waldböden (Gebirgswaldböden) mit kleinen Inseln von Torfböden eines Hügellandtyps.

Die Zone schokoladebrauner Waldböden ist auf den Hängen in den Seehöhen von 1100-1400 (bis zu 1500) m entwickelt. Als Hauptböden kommen hier schokoladebraune Gebirgswaldböden auf den Verwitterungen von Graniten und gröberen Glazialablagerungen vor. Es handelt sich wieder um sandlehmige Böden eines leichteren Charakters mit erhöhtem Schottergehalt, die locker und durchlüftet, frisch-feucht und humusreich sind. Auch diese Böden weisen eine hohe Retentionsfähigkeit auf. Stellenweise erscheinen hier kleine Inseln rostfarbiger Waldböden und Humuspodsole.

Die Zone der Humuspodsole hat ein geneigtes Terrainrelief in den Seehöhen von 1400-1700 (1800)m. Sie stellen gleichzeitig die letzte Waldzone, mit Fichten- und Latschenbeständen dar. Die Humuspodsole (mässig, mittel, ausgeprägt) dieser Gebirgszone sind auf den Verwitterungen der Granite entwickelt und granulometrisch sind es sandlehmige bis lehmsandige Böden mit reichlichem Schotter, so dass sie stellenweise in die Schotter- bis Steinböden übergehen. Sie sind gut wasser- und luftdurchlässig, gut durchlüftet, mit beträchtlichen Vorräten eines sauren und leicht beweglichen Humus. Auch diese Bodenzone ist, was die Retention anbelangt, wichtig.

Die Zone schokoladebrauner subalpiner Gebirgsrasenböden befindet sich oberhalb der Waldgrenze in den Seehöhen von 1700-1800 (bis zu 1900) m auf den Hängen der höchsten Gipfel. Diese schokoladebraunen Böden sind eines leichteren Charakters, sand-lehmig bis lehm-sandig, schotterig bis steinig, frisch-feucht bis feucht mit einem ausgeglichenen Wasserregime während der Sommerzeit.

Institutul Geologic al României

Die Zone schwarzgrauer subalpiner Gebirgsrasenböden bedeckt ebenfalls die Hänge unterhalb des Stein- und Steinblockschuttes in den Seehöhen von 1800-2000 (2200) m. Diese schwarzgrauen Gebirgsrasenböden bilden verschieden grosse Inseln auf dem Steinschutt. Sie sind frisch-feucht bis feucht, beträchtlich humos mit saurem, beweglichem Humus.

Die Zone schokoladebrauner Gebirgsrasenböden und die Zone der schwarzgrauen Gebirgsrasenböden bilden zusammen eine Gebirgstundra mit kryogenen Erscheinungen dar, wie z.B. polygonale und hügelförmige Thufurböden. Die Kryogenformen der Bodenoberfläche, die durch starke Frosteinwirkung bedingt sind, vor allem in der Zone der Gebirgstundra im Nachbarmassiv von Belanské Tatry gut entwickelt, wo polygonale Tundraböden, Guirland- und gürtelförmige Böden sowie Thufuren vorkommen. Sie wurden im Jahre 1950 von P e l i š e k eingehend studiert und beschrieben.

Die Zone des Stein- und Steinblocksschuttes stellt Schuttanhäufungen am Hangfuss der Gipfel der Tatrakämme in den Seehöhen von 1700-2200 m dar. In dieser Zone sind eigentlich keine echten Böden mit Tontelichen entwickelt, denn die chemischen Verwitterungsprozesse sind hier unter dem Einfluss niedriger Temperaturen auf ein Minimum herabgesetzt.

Die Zone der Felsen ist durch die Granitgipfel der Hohen Tatra vertreten und befindet sich in den Seehöhen über 1800-2200 m.

Das Gebiet junger Eruptivgesteine — das Vtáčnik-Gebirge. Das Vtáčnik-Gebirge befindet sich zwischen den Flüssen Nitra und Hron. Sein Kammgipfel erstreckt sich in SW-NO Richtung und erreicht Seehöhen von 1100-1300 m. Mit mässigeren südöstlichen bis östlichen Abhängen neigt sich dieses Gebirge in das Tal des Flusses Hron doch fällt es steiler auf die andere Seite in den Kessel von Horni Nitra ab. Die vertikale Bodenzonalität ist auf beiden Seiten des Vtáčnik-Massivs gut entwickelt und wurde aus dem Tal des Flusses Hron (Hlinik nad Hronom-Ziar nad Hronom) bis zum Vtáčnik-Gipfel eigehender studiert.

Klimatisch ist dieses Gebiet gut vertikal unterschieden sowohl Seitens der Feuchtigkeit als auch der Temperatur. Die Tallagen des Flusses Hron weisen Jahresniederschlagsmengen von 700-800 mm und durchschnittliche Jahrestemperaturen von 8-9°C auf. Der Gipfelgebirgs-

Institutul Geologic al României

kamm hat jährliche Niederschlagsmengen von 1000-1200 mm und Jahrestemperaturen von 4-5°C.

Aus dem Tal des Flusses Hron bis zum Gipfel des Vtáčnik-Gebirges kommen folgende vertikale Bodenzonen vor: Zone der Semigleyböden auf den Holozänanschwemmungen des Flusses Hron in den Seehöhen von 220-240 ; Zone der Niederungsbraunerden auf den Lösslehmen in den Seehöhen von 220-300 (bis zu 350) m; Zone der Niederungspodsole auf den Lösslehmen und gemischten Hangfussdeluvionen in den Seehöhen von 300-400 (bis zu 450) m; Zone ockerfarbiger Waldböden auf dem geneigten Terrain auf den Andesiten in den Seehöhen von 400-600 (bis zu 650) m; Zone schokoladebrauner Waldböden auf den Andesitgesteinen in den Seehöhen von 600-1000 (bis zu 1200) m; Zone grauer Waldböden in den Seehöhen von über 1000-1200 m; die auf den Andesitgesteinen auf dem mässig gewellten Gipfelplateau gebidelt sind.

Die Zone der Semigleyböden auf dem Hronholozän ist durch Semigley-, Gley- und vergleyten Alluvialböden gebildet. Es handelt sich um Lehm bis Tonlehmböden mit nassen bis versumpften Untergrundschichten.

Die Zone der Braunerden ist auf dem mässig geneigten Terrain entwickelt und ist mit Niederungsbraunerden auf den Lösslehmen, die überwiegend einen lehmigen Charakter aufweisen, bedeckt. Stellenweise erscheinen schon podsolierte Braunerden mit mechanischer Verschiebung der Tonteilchen in die Untergrundschichten und es entstehen auf diese Weise tonlehmige Untergrundschichten. Im Grunde genommen sind es Strukturböden nur im oberen Teil, die was die Feuchtigkeit anbelangt, trockener und mineralreich sind.

Die Zone der Niederungspodsole bedeckt mässig gewelltes und geneigtes Terrainrelief in den Seehöhen von etwa 300-400 m. Diese Niederungspodsole befinden sich hier auf den Lösslehmen oder gemischten Hangfussdeluvionen, die aus den Lösslehmen und Andesitverwitterungen zusammengesetzt sind. Granulometrisch sind es Lehmböden mit tonlehmigen Untergrundschichten. Im Grunde genommen sind es Strukturböden nur im oberen Teil, welche was die Feuchtigkeit anbelangt, trockener und mineralreich sind.

Die Zone der Niederungspodsole bedeckt mässig gewelltes und gneigtes Terrainrelief in den Seehöhen von etwa 300-400 m. Diese Niederungspodsole befinden sich hier auf den Lösslehmen oder gemischten

Institutul Geologic al României

Hangfussdeluvionen, die aus den Lösslehmen und Andesitverwitterungen zusammengesetzt sind. Granulometrisch sind es Lehmböden mit tonlehmigen Untergrundschichten, die ziemlich oft unter dem Einfluss des stagnierenden Niederschlagwassers auf den Wasserundurchlässigen Untergrundschichten vergleyt sind. In dieser Zone erscheinen auf den Andesiten eingesprengt ockerfarbige sowie schokoladebraune Waldböden.

Die Zone ockerfarbiger Waldböden ist hauptsächlich durch ockerfarbige Waldböden auf den Andesitablhängen oder lokalen Hangfussdeluvionen gebildet. Granulometrisch sind es lehmige bis tonlehmige Böden mit Schotterbeimischung, hauptsächlich in den Untergrundschichten Eingesprengt kommen hier schokoladebraune Waldböden und braun-ockerfarbige Waldböden auf den Andesitverwitterungen vor.

Die Zone schokoladebrauner Waldböden befindet sich auf geneigtem Terrainrelief in den Seehöhen von etwa 600-1200 m. Schokoladebraune Waldböden sind auf Andesitgesteinen gebildet und es sind lehmige bis tonlehmige Böden mit verschiedener Schotterbeimischung. In den oberen Schichten sind es oft Stukturböden, mit ziemlich günstigem Wasserregime während der Sommerperiode und mit sehr guten Nährstoffvorräten. Eingesprengt erscheinen hier rostfarbige und braun-rostfarbige sowie graue Waldböden.

Die Zone grauer Waldböden hat als Hauptböden graue Gebirgswaldböden auf den Andesitgesteinen entwickelt. Granulometrisch sind es lehmige Böden mit verschiedener Schotterbeimischung und in den oberen Horizonten sind es in der Regel auch Strukturböden. Eingesprengt kommen hier grau-braune und dunkelbraune Waldböden, ebenfalls eines lehmigen Charakters vor.

Schlussfolgerungen. Die vertikale Bodenzonalität im Gebiet des Karpatenflysches im Moravskoslezké Beskydy-Gebirge hat folgende Zonen entwickelt:

Zone der Semigleyböden auf den Holozänanschwemmungen des Flusses Ostravice in den Seehöhen von etwa 390-420 m;

Zone der Niederungspodsole auf den Lösslehmen und Hangfussdeluvionen in den Seehöhen von 390-500 (bis zu 550) m;

Zone ockerfarbiger Waldböden auf den Godulschichten in den Seehöhen von 500-650 (bis 700) m;

Institutul Geologic al României

Zone rostfarbiger Wadböden auf den Godulsandsteinen in den Seehöhen von 650-1000 (bis zu 1100) m;

Zone der Humuspodsole auf den Godulsandsteinen in den Seehöhen über 1000 m (stellenweise über 1100 m) bis zu 1200-1300 m.

Die vertikale Bodenzonalität im Kristallin-Gebiet des Vysoké Tatry-Gebirges (Hohe Tatra) hat folgende Zonen entwickelt:

Zone der Semigleyböden auf den Holozänanschwemmungen des Flusses Poprad in den Seehöhen von 660-700 m;

Zone der Talpodsole auf den Lösslehmen in den Seehöhen von 660-700 (bis zu 750) m;

Zone ockerfarbiger Waldböden auf den Graniten und glazialen Granitablagerungen in den Seehöhen von 700-800 (bis zu 900) m;

Zone rostfarbiger Waldböden auf den Graniten und pleistozänen Glazialablagerungen in den Seehöhen von 800-1100 (bis zu 1200) m;

Zone schokoladebrauner Waldböden auf den Graniten und Glazialablagerungen in den Seehöhen von 1100—1400 (bis zu 1500) m;

Zone der Humuspodsole auf den Graniten und Glazialablagerungen in den Seehöhen von 1400—1700 (bis zu 1800) m;

Zone schokoladebrauner Gebirgsrasenböden auf dem Granitschutt in den Seehöhen von 1700-1800 (bis zu 1900) m;

Zone schwarzgrauer Gebirgsrasenböden auf dem Granitschut in den Seehöhen von 1900-2000 (bis zu 2200) m;

Zone des Stein- und Steinblock-Granitschuttes in den Seehöhen von 1700-2200 m;

Zone der Felsen in den Seehöhen von über 1800-2200 m.

Die vertikale Bodenzonalität im Gebiet junger Eruptivgesteine im Vtáčnik-Gebirge ist durch folgende Zonen charakterisiert:

Zone der Semigleyböden auf den holozänen Anschwemmungen des Flusses Hron in den Seehöhen von 220-240 m;

Zone der Niederungsbraunerden auf den Lösslehmen in den Seehöhen von 220-300 (bis zu 350) m;

Zone der Niederungspodsole auf den Lösslehmen und gemischten Hangfussdeluvionen in den Seehöhen von 300-400 (bis zu 450) m;

Zone ockerfarbiger Waldböden auf geneigtem Terrain auf den Andesiten in den Seehöhen von 400-600 (bis zu 650) m;

Zone schokoladebrauner Waldböden auf den Andesitgesteinen in den Seehöhen von 600-1100 (bis zu 1200) m;

Zone grauer Waldböden in den Seehöhen von über 1000-1200 m, die auf den Andesitgesteinen auf mässig gewelltem Gipfel-plateau entwickelt sind.

Institutul Geologic al României

THE VERTICAL SOIL ZONALITY OF THE WEST CARPATHIANS IN CZECHOSLOVAKIA

(Summary)

The western part of the Carpathian Mountains on the territory of Czechoslovakia constitutes a distinct zonal range which, in respect of the chemism of soil-forming rocks, is grouped under : 1. the zone of Carpatian flysh, 2. the zone of crystallinicum and mesozoicum, and 3. the zone of young eruptive rocks. Each of the zones has developed its own vertical soil zonality and each vertical soil zone simultaneously represents the zone of ecological conditions for the biocoenoses or ecosystems.

In the region of the Carpathian flysh, in the range of the Moravian-Silesian Beskydy Mountains, the vertical soil zonality has developed the following soil zones :

The zone of semigley soils overlying the Holocene alluvia of the river Ostravice, elevations between 390 and 420 m approximately ;

The zone of lowland podzols overlying the loessial loams and the diluvia at the slopefoot, elevations 390—500 (up to 550) m ;

The zone of ochreous forest soils overlying the Godul layers at elevations 500-650 (up to 700) m ;

The zone of rusty forest soils overlying the Godul sandstones, elevations 650-1000 (up to 1100) m ;

The zone of humus podzols overlying the Godul sandstones, elevations exceeding 1000 m (at places over 1100 m) to 1200-1300 m.

In the region of the crystallinicum, in the High Tatra range, the vertical soil zonality has developed the following soil zones :

The zone of semigley soils overlying the Holocene alluvia of the river Poprad, elevations between 660 and 700 m ;

The zone of valley podzols overlying loessial loams, elevations between 660 and 700 (up to 750) m ;

The zone of ochreous forest soils overlying the granites and granitic glacial sediments at elevations 700-800 (up to 900) m ;

The zone of rusty forest soils overlying the granites and pleistocene glacial sediments at elevations 800-1100 (up to 1200) m ;

The zone of chocolate-brown forest soils overlying the granites and glacial sediments at elevations 1100-1400 (up to 1500) m ;

The zone of humus podzols overlying the granites and glacial sediments at elevations 1400-1700 (up to 1800) m ;

Institutul Geologic al României

The zone of chocolate-brown mountain turfy soils overlying the granitic detritus at elevations 1700-1800 (up to 1900) m;

The zone of dark-grey mountain turfy soils overlying the granitic detritus at elevations 1900-2000 (up to 2200) m;

The zone of stoney and bouldery granitic detritus at elevations 1700-2200 m;

The zone of rocks at elevations over 1800-2200 m.

In the region of the young eruptive rocks, in the Vtáčnik range, the vertical soil zonality is characterized by the following soil zones:

The zone of semigleys overlying the Holocene alluvia of the river Hron, elevations 220-240 m;

The zone of lowland brown soils overlying the loessial loams at elevations 220-300 (up to 350) m;

The zone of lowland podzols overlying the loessial loams and mixed deluvia at the slopefoot at elevations 300-400 (up to 450) m;

The zone of ochreous forest soils overlying the slopy ground and andesites at elevations 400-600 (up to 650) m;

The zone of chocolate-brown forest soils overlying the andesitic rocks at elevations 600-1000 (up to 1200) m;

The zone of grey forest soils at elevations over 1000-1200 m, overlying the andesite rocks on a moderately undulated top plateau.

ZONALITATEA VERTICALĂ A SOLURILOR ÎN CARPAȚII OCCIDENTALI DIN CEHOSLOVACIA

(Rezumat)

Partea vestică a Carpaților de pe teritoriul Cehoslovaciei prezintă o succesiune zonală, corespunzătoare chimismului rocilor parentale. Se disting: zona flișului carpatic, zona cristalinului și mezozoicului și zona rocilor eruptive tinere. Fiecare zonă se caracterizează printr-o zonalitate verticală a solurilor proprie și fiecare zonă verticală de sol reprezintă totodată o zonă de condiții ecologice pentru biocenoze sau ecosisteme.

În regiunea flișului carpatic, în lanțul munților Beschizi moravo-silezieni, se observă următoarea succesiune zonală de soluri:

Zona solurilor semigleice corespunzătoare luncii (holocene) a rîului Ostravice, cu altitudinea absolută între aproximativ 390 și 420 m;

Institutul Geologic al României

Zona podzolurilor din regiuni joase, formate pe luturi loessice şi deluvii depuse la baza pantelor, cu altitudinca absolută de 390-500 (pînă la 550) m;

Zona solurilor ochrice de pădure, formate pe stratele de Godul, la altitudinea absolută de 500-650 (pînă la 700);

Zona solurilor ruginii de pădure pe gresii de Godul, cu altitudinea absolută de 650-1000 (pînă la 1100) m;

Zona podzolurilor humico-iluviale pe gresii de Godul, cu altitudinea absolută depăşind 1000 m (pe alocuri chiar peste 1100 m) pînă la 1200-13000 m;

În regiunea cristalinului, în Tatra înaltă, zonalitatea verticală este constituită din următoarele zone de soluri:

Zona solurilor semigleice, formate pe aluviunile holocene ale rîului Poprad, cu altitudinea absolută de 660-700 m;

Zona podzolurilor de vale, formate pe luturi loessice, cu altitudinea absolută de 600-700 (pînă la 750) m;

Zona solurilor ochrice de pădure, formate pe granite şi sedimente glaciare granitice, cu altitudinea absolută 700-800 (pînă la 900) m;

Zona solurilor ruginii de pădure, formate pe granite şi sedimente glaciare pleistocene, cu altitudine absolulă de 800-1100 (pînă la 1200) m;

Zona solurilor brun-ciocolatii, formate pe granite şi sedimente glaciare, cu altitudinea absolută de 1100-1400 (pînă la 1500)m;

Zona podzolurilor humico-iluviale, formate pe granite şi sedimente glaciare, cu altitudinea absolută de 1400-1700 (pînă la 1800) m;

Zona solurilor turboase montane brun-ciocolatii, formate pe detritus granitic, cu altitudinea absolută de 1700-1800 (pînă la 1900) m;

Zona solurilor turboase montane cenuşiu-închise, formate pe detritus granitic, cu altitudinea absolută de 1900-2000 (pînă la 2200) m;

Zona grohotişurilor granitice, cu altitudinea absolută de 1700-2200 m;

Zona stîncăriilor, cu altitudinea absolută de 1800-2200 m.

În regiunea rocilor eruptive tinere, în munţii Vtáčnik, zonalitatea verticală este caracterizată prin următoarea succesiune:

Zona solurilor semigleice, formate pe aluviunile holocene ale rîului Hron, cu altitudine absolută 220-240 m;

Institutul Geologic al României

Zona podzolurilor din regiuni joase, formate pe luturi loessice şi deluvii mixte depuse la baza pantelor, cu alt. abs. 300-400 (pînă la 450) m;

Zona solurilor ochrice de pădure, formate pe materiale andezitice, au altitudine absolută de 400-600 (pînă la 650) m;

Zona solurilor brun-ciocolatii de pădure, formate pe roci andezitice, cu altitudine absolută de 600-1000 (pînă la 1200) m;

Zona solurilor cenuşii de pădure, formate de roci andezitice, pe platouri cu suprafaţă slab ondulată, la altitudine absolută de 1000-1200 m.

Institutul Geologic al României

ZUR FRAGE DER HORIZONTDEFINITIONEN UNTER BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER MITTELEUROPÄISCHEN BÖDEN

VON

E. EHWALD [1]

Im letzten Jahrzehnt sind für die Diagnose taxonomischer Einheiten in der Bodensystematik sowie für die systematische Ordnung dieser Einheiten zunehmend sogenannte „diagnostische" Horizonte verwendet worden. Sie wurden im Zuge der allmählichen Erarbeitung der neuen amerikanischen Bodenklassifikation entwickelt, weil die übliche Horizontnomenklatur den Anforderungen nicht mehr genügte. Während in der „5th approximation" (Soil Survey Staff 1956) zunächst noch eine Reihe bisher gebräuchlicher Horizonte durch zusätzliche Merkmale schärfer gekennzeichnet oder untergliedert worden war, unterschied die „7th approximation" (Soil Survey Staff 1960) zwischen der ABC-Horizont Nomenklatur in der Profilbeschreibung und den „diagnostischen Horizonten", die in der Klassifikation verwendet werden. Die Definitionen dieser Horizonte enthalten z.T. nach wie vor, wenn auch nur sehr allgemeine, genetische Kennzeichnungen, so wird z.B. der „argillic horizon" als „Illuvialhorizont" eingeführt. Für andere diagnostische Horizonte werden nur die Merkmalskombinationen angegeben (z.B. ochric und histicepipedon) oder es werden lediglich die genetischen Konzepte, die den Definitionen zu Grunde liegen, mitgeteilt, ohne dass diese unmittelbare Bestandteile der Definition werden (vgl. die Ausführungen über den „spodic horizont" im supplement zur 7th approximation vom März — 1967 Soil Survey Staff 1967).

Angeregt durch die amerikanischen Versuche wurden diagnostische Horizonte auch von anderer Seite in Vorschlag gebracht (E h w a l d

[1] Institut für Bodenkunde Eberwalde, der Deutschen Akademie der Landwirtschaftswissenschaften zu Berlin.

Institutul Geologic al României

1958, 1966; de Bakker, Schelling, 1966). Von besonderem Interesse sind jedoch die Definitionen in dem Vorschlag für ein einheitliches System der Horizontbezeichungen, die im Zusammenhang mit der Weltbodenkarte von einer Arbeitsgruppe der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft und FAO vorgelegt und auf dem IX. Internationalen Bodenkundekongress in Adelaide diskutiert worden sind (o. A. 1968; Dudal 1968).

Mit der Ausscheidung diagnostischer Horizonte sind indessen eine Reihe theoretischer Fragen verbunden, die weiterer Diskussionen bedürfen. Im folgenden sollen einige dieser Probleme angerissen werden.

Zunächst soll der Begriff „diagnostischer Horizont" schärfer bestimmt werden. Unter „diagnostischen Horizonten" sind Horizonte zu verstehen, die zur Diagnose taxonomischer Bodeneinheiten verwendet werden; so wird der Begriff offensichtlich auch in der „7th approximation" verwendet. Andererseits sind die Definitionen dieser Horizonte ganz überwiegend selbst „diagnostische" Definitionen, d.h. sie geben im wesentlichen die Merkmale an, nach denen diese Horizonte erkannt, diagnostiziert werden können. Es sind also *deskriptive Definitionen* (Wundt 1920) im Gegensatz zu den vielfach benutzten genetischen Horizontdefinitionen, bei denen das Hauptgewicht auf der Aussage darüber liegt, durch welche Vorgänge der betreffende Horizont entstanden ist. Um Verwechslungen zu vermeiden, wird im folgenden der Begriff „diagnostische Horizonte" nur im erstgenannten Sinne gebraucht (Horizonte, die zur Diagnose verwendet werden sollen), die Art der Horizontdefinitionen soll dagegen durch die Bezeichnungen „deskriptiv definierte" und „genetisch definierte" Horizonte gekennzeichnet werden.

Die Gründe für die zunehmende Verwendung diagnostischer sowie überwiegend deskriptiv definierter Horizonte sind in dem unbefriedigenden Stand unserer Kenntnisse über die Gesetzmässigkeiten der Bodenentwicklung zu suchen.

Angesichts der komplizierten vielfach polygenetischen Entstehung der Böden und der Schwierigkeiten, ihre Entwicklung und die Entstehung der einzelnen pedogenen Merkmale im Einzelfall zu rekonstruieren, ist zur Zeit jede rein bodengenetische Kennzeichnung der taxonomischen Einheiten in der Bodenklassifikation bzw. jede Zuordnung von Einzelböden zu derartig definierten Einheiten grossen Fehlermöglichkeiten ausgesetzt. Daher ist zur Zeit mit Recht das Bestreben verbreitet, die Bodenklassifikation auf möglichst sicher fassbare Merkmale aufzubauen, deren Auswahl unter genetischen Gesichtspunkten erfolgen soll (Soil Survey Staff 1960; Cline, Johnson 1963). Allerdings sollte man

Institutul Geologic al României

dabei das Ziel nicht aus den Augen verlieren, zu einer Bodenklassifikation zu gelangen, welche nicht nur eine sichere Identifizierung der Böden gestattet, sondern auch die Gesetzmässigkeiten ihrer Entwicklung und die dadurch gegebenen inneren Beziehungen zwischen den einzelnen Bodentypen möglichst weitgehend widerspiegelt (E h w a l d, 1964, 1965, 1968). Da in fast allen modernen Bodenklassifikationen die Horizontkombination eines der wichtigsten Kriterien ist, kommt den Horizontdefinitionen grosse Bedeutung zu, wie C l i n e, J o h n s o n (1963) mit Recht betonen, dass die Richtigkeit der Prinzipien, die in der Definition der diagnostischen Horizonte verkörpert ist, die Gültigkeit und Wirksamkeit des ganzen Systems kontrollieren. In den vorwiegend deskriptiv definierten „diagnostischen Horizonten" erblickt man also nicht mit Unrecht ein Mittel, die Bodensystematik auf zweifelsfrei feststellbare Tatsachen aufzubauen und von Spekulation über die mögliche oder wahrscheinliche Bodenentwicklung weitgehend frei zu machen, ohne jedoch die genetische Grundlage völlig aufgeben zu müssen.

Es fragt sich nun, ob es gerechtfertigt ist, zwischen diagnostischen Horizonten in diesem Sinne und den bisher bei der Profilbeschreibung verwendeten Horizonten zu unterscheiden, wie das in der „7th Approximation" geschieht. Offenbar handelt es sich dabei nicht nur um eine Übergangserscheinung, hervorgerufen durch das Bestreben, die neu definierten Horizonte zunächst einmal neben den bisher benutzten zu erproben. Vielmehr spielen dabei grundsätzliche Probleme eine Rolle.

An die diagnostischen Horizonte, die als Grundlage der Einordnung in die taxonomischen Einheiten dienen, werden besondere Anforderungen gestellt, insbesondere sollen schwach ausgeprägte, wenn auch eventuell bereits erkennbare Horizonte nicht für die Einordnung bestimmend sein.

Dieses Problem lässt sich leicht lösen, wenn man die „diagnostischen" Horizonte der Bodenklassifikation als gut ausgeprägte Varianten der auch bei der Profilbeschreibung benutzten Horizonte definiert; d.h. für jeden Horizont ein „zentrales Konzept" zu Grunde legt, das auch schwache Ausprägungen der Merkmale einschliesst, für diagnostische Zwecke jedoch Grenzwerte mit schärferen Anforderungen hinsichtlich Horizontmächtigkeit, Deutlichkeit oder Anzahl der Merkmale aufstellt.

Für die Profilbeschreibung sowie für die Diagnose der taxonomischen Einheiten besteht das Bedürfnis nach deskriptiv definierten Horizonten, die im Gelände nach morphologischen Merkmalen sowie im Labor nach chemischen und physikalischen Eigenschaften eindeutig identifiziert werden können. Anderseits besteht aber für die genetische Interpretation der Bodenprofile und taxonomischen Einheiten nach wie

Institutul Geologic al României

vor das Bedürfnis nach genetisch definierten Horizonten. Es fragt sich jedoch, ob man nicht mit gemischten Definitionen arbeiten sollte, in denen genetische und deskriptive Elemente vereinigt sind.

Diese Frage ist jedoch nicht nur für die Definition der einzelnen Horizonte, sondern zunächst für den Horizontbegriff selbst zu stellen.

Bekanntlich ist der Horizontbegriff bisher rein genetisch definiert. Man versteht ja unter Bodenhorizonten annähernd oberflächenparallele, durch morphologische oder sonstige Eigenschaften unterscheidbare Zonen im Boden, die durch Bodenbildungsprozesse entstaden sind (Soil Survey Staff 1951, K u b i ë n a 1953). Unterscheidbare Zonen im Bodenprofil, die nicht durch Bodenbildungsprozesse entstanden sind, sondern bereits im Ausgangsmaterial vorhanden waren, werden bekanntlich nicht als Horizonte, sondern als geologische bzw. petrographische Schichten bezeichnet.

In vielen Fällen lässt es sich jedoch nicht ohne weiteres entscheiden, ob ein bodengenetischer Horizont oder eine petrographische Schicht vorliegt. Daher wäre es sehr erwünscht, auch für den Horizontbegriff eine deskriptive Definition zu haben, die eine klare Aussage gestattet, ob eine unterscheidbare Zone im Boden als Bodenhorizont anzusehen ist. Indessen ist eine rein deskriptive Horizontdefinition von vornherein unmöglich. Rein deskriptiv lässt sich wohl der Begriff einer oberflächenparallelen Lage oder Zone im Bodenprofil definieren, eine Unterscheidung von bodengenetischen Horizonten und petrographischen Schichten ist aber nur unter Einbeziehung des genetischen Gesichtspunktes der Entstehungsweise denkbar. Um die Unterscheidung von petrographischen Schichten und pedogenetischen Horizonten zu erleichtern, kann man lediglich versuchen, die genetischen Horizontdefinitionen durch diagnostische bzw. differentialdiagnostische Merkmale zu ergänzen, d.h. eine gemischte, Definition aufzustellen. Auch das stösst auf erhebliche Schwierigkeiten da es zwischen Bodenbildungsvorgängen und Vorgängen, die zur Bildung des Ausgangsmaterials der Bodenbildung führen (Substratbildungsvorgänge), keine scharfe Grenze gibt.

Wahrscheinlich wird eine solche gemischte Definition des Horizontbegriffes zunächst am ehesten für bestimmte bodengeographische Bedingungen gegeben werden können. Für mitteleuropäische Verhältnisse könnte ein erster Vorschlag für eine derartige Definition des Horizontbegriffes etwa wie folgt formuliert werden:

Ein Bodenhorizont ist eine annähernd oberflächenparallele Zone im Boden, die bodenbildenden Vorgängen ihre Entstehung verdankt und infolgedessen eines oder mehrere der folgenden Merkmale aufweist:

Institutul Geologic al României

1. höheren Gehalt an organischer Substanz als die darunter oder darüber liegende Zone;
2. Unterschiede im Gehalt, der Verteilung oder dem Zustand der „freien", d. h. nicht silikatisch gebundenen Sesquioxide gegenüber den benachbarten Zonen, insbesondere.
   2.1. höheren oder niedrigeren Gehalt an freien Eisen- oder Aluminiumoxiden bezogen auf den Tongehalt und/oder
   2.2. höheren oder niedrigeren Anteil an freien Eisen -oder Aluminiumoxiden am Gesamtgehalt dieser Oxide und/oder
   2.3. flecken- oder streifenweise ungleichmässige Verteilung insbesondere der Eisenoxide bei gleichmässiger Verteilung in den benachbarten Zonen und/oder
   2.4. unterschiedlicher Oxidationsgrad oder Kristallisationsgrad der Eisenoxide und im Zusammenhang damit unterschiedliche Färbung.
3. Höheren oder niedrigeren Gehalt an Ton gegenüber einer darüber oder darunter liegenden Zone, die gleiche Korngrössen und Mineralzusammensetzung in den Fraktionen $> 2\ \mu$ aufweist.
4. Niedrigerer Gehalt an leicht verwitterbaren Mineralen gegenüber darunter liegenden Zonen bei gleicher Korngrössenzusammensetzung und gleichem Verhältnis der stabilen Minerale in den Fraktionen $> 2\mu$.
5. Tonfilme (Cutane) in Poren und/oder auf der Oberfläche von Gefügekörpern (Die Tonfilme müssen sich gegenüber der Matrix der Gefügekörper durch Abwesenheit von gröberen Teilchen auszeichnen).
6. Höheren oder niedrigeren Gehalt an Karbonat-, Gips- oder Salzausscheidungen (also an Neubildungen und nicht an $\pm$ korrodierten Karbonatkörnern, die durch Vergleich mit in tieferen Schichten oder in der Umgebung anstehendem Material als reliktisch nachweisbar sind).
7. Anderseitige Struktur gegenüber unterliegendem, nach Korngrössen- und Mineralzusammensetzung in den Fraktionen $> 2\mu$ gleichartigem Material.
8. Begrenzungen, die erkennbare Grenzen vorhandener petrographischer Schichten unregelmässig schneiden.

Natürlich ist eine derartige Merkmalsdefinition schwerfällig, da sie nur durch Summieren der Merkmale gewonnen werden kann, die für

Institutul Geologic al României

die im Gebiet vorkommenden Bodenhorizonte als differentialdiagnostische Merkmale gegenüber petrographischen Schichten bekannt sind.

Der Vorteil einer solchen Definition liegt jedoch darin, dass auf ihrer Grundlage jede Zone in einem Boden, die eines dieser Merkmale besitzt, als (Boden-) Horizont gelten kann, solange nicht nachgewiesen ist, dass das betreffende Merkmal im gegebenen Fall ausschliesslich sedimentationsbedingt ist oder dergleichen. Auf dieser Grundlage können auch die einzelnen Arten von Bodenhorizonten definiert werden.

Die Definition dieser einzelnen Bodenhorizonte müsste und könnte jedoch aus folgenden Gründen zunächst rein deskriptiv gehalten werden; gemischte Definitionen der einzelnen Bodenhorizonte, die sich bei der Profilbeschreibung und der systematischen Einordnung der Böden bewähren sollen, würden nicht nur die Kenntnis der Gesetzmässigkeiten bei der Horizontbildung voraussetzen, sondern auch das Vorhandensein von sehr straffen Korrelationen, ja Kausalbeziehungen zwischen den zur Definition verwandten horizontbildenden Vorgängen und den diagnostischen Merkmalen. Beides ist in vielen Fällen nicht gegeben. Weder kennen wir z.Z. die Vorgänge ausreichend, die zur Bildung wichtiger Horizonte führen, noch besteht die Sicherheit oder sogar Wahrscheinlichkeit, dass die z.Z. vorgeschlagenen Horizonte bzw. die zu ihrer Definition verwendeten Merkmale stets einheitlicher Entstehung sind.

So wird z.B. für die Definition des „argillic horizon" der 7th approximation (B -Horizont, Textur-B-Horizont, Tonhäutchen-horizont) neben Unterschieden im Tongehalt gegenüber dem darüberliegenden Horizont das Vorhandensein von Tonfilmen (clay skins, cutans) als wesentlich hervorgehoben. Es ist jedoch bekannt, dass die Texturdifferenzierung auch in ausreichend einheitlichem Material vielfach nicht oder doch nicht überwiegend oder gar ausschliesslich mit Tonilluvation aus dem darüber liegenden „Toneluviationshorizont" erklärt werden kann (Oertel 1968; Brewer 1968). Die Tonfilme selbst dürften, wie Feldbeobachtungen auch in Mitteleuropa zeigen, mindestens teilweise nicht oder nicht nur auf Tonilluvation aus höher liegenden Horizonten, sondern auch auf Tonwanderung im Horizont selbst zurückzuführen sein. Damit wird die Bezeichung des „argillic horizon" als „Illuvialhorizont" fragwürdig. In vielen Fällen dürfte es am Einzelprofil jedenfalls nicht möglich sein, mit Sicherheit zu sagen, ob ein solcher „argillic horizon" ein echter Illuvialhorizont ist, insbesondere ob er mit einem darüber liegenden tonärmeren Horizont ohne Tonfilme genetisch zusammengehört.

Angesichts dieser Situation erscheint es z.Z. bei der Profilbeschreibung und in der Bodensystematik tatsächlich besser zu sein, sich auf

Institutul Geologic al României

deskriptive Definitionen der einzelnen Horizonte zu beschränken, wobei jedoch die Auswahl der Merkmale auf der Grundlage einer genetischen Konzeption erfolgen muss. Bei der genetischen Interpretation der Bodenprofile und systematischen Einheiten sollte man daneben genetisch definierte Horizonte dann verwenden, wenn die genetische Aussage ausreichend gesichert erscheint.

Bei der Definition der einzelnen Horizonte ist ausser den Horizontmerkmalen auch die Lage im Solum zu berücksichtigen, die ja bereits in der von D o k u c e a e v eingeführten A-B-C-Horizontnomenklatur eine entscheidende Rolle spielte, und die auch in der „7th approximation" erhebliche Bedeutung besitzt. Nach der Lage im Solum können Auflagehumushorizonte, Oberbodenhorizonte, Unterbodenhorizonte und Zwischenhorizonte unterschieden werden. Als Zwischenhorizonte werden hier Horizonte bezeichnet, die zwischen zwei anderen Horizonten liegen (z.B. der Bleichhorizont des Podsols). Hinzu kommt der Untergrund, der zwar keinen Bodenhorizont darstellt, aber als Ergänzungsbegriff unentbehrlich ist. Allerdings gibt es neben Horizonten, die eine mehr oder minder eindeutige bestimmte Lage im Solum einnehmen, auch mehr oder minder lageunabhängige Horizonte, wie z.B. die braunen Horizonte, die sich bei Braunerden von der Untergrenze des humosen Oberbodens (A-Horizontes) bis zum Beginn des Untergrundes erstrecken, bei Braunpodsolen unter einem Bleichhorizont und dem Horizont mit Akkumulation freier Sesquioxide die Position eines Unterbodenhorizontes einnehmen, in bestimmten Sol lessivés (Fahlerden) aber zwischen dem humosen Oberbodenhorizont und dem Bleichhorizont die Position eines Zwischenhorizontes einnehmen.

Es erscheint zweckmässig, in Zukunft von den Horizontdefinitionen auszugehen, die für die Weltbodenkarte auf Grund des im April 1968 veröffentlichten Vorschlages (o. A. 1968; D u d a l 1968) sowie der auf dem Internationalen Bodenkundekongress in Adelaide geführten Diskussionen geschaffen werden sollen. Jedoch erscheint es für detailliertere Arbeiten in beschränkten Gebieten notwendig, weitere Unterteilungen vorzunehmen und zur besseren Verständigung mit Praktikern Synonyme zu den internationalen Bezeichnungen in der jeweiligen Nationalsprache zu suchen.

Im folgenden werden einige Beispiele für die Verhältnisse in der Deutschen Demokratischen Republik gebracht, die gleichzeitig zeigen sollen, dass derartige deskriptive Horizontdefinitionen eine detailliertere und gleichzeitig sicherere Erfassung und Typisierung wichtiger Bodenmerkmale gestatten als die bisherigen genetischen Horizontdefinitionen

Institutul Geologic al României

(Eine vollständigere Übersicht der in den Böden der DDR auftretenden Horizonte ist nach Veröffentlichung des revidierten Vorschlages der internationalen Arbeitsgruppe vorgesehen).

1. Die Auflagehumushorizonte (O-Horizonte im Sinne von D u d a l 1968) sollten in einen Förnahorizont aus überwiegend unveränderten Pflanzenabfällen, einen Grobhumushorizont aus überwiegend halbzerfallenen aber noch Pflanzengewebestruktur zeigenden organischen Detritus und einen Feinhumushorizont aus äusserlich amorphen dunklen organischen Substanzen untergliedert werden. Diese von H e s s e l m a n n (1926) geschaffene Einteilung ist ja seit langer Zeit üblich, jedoch sollte man an Stelle genetischer Benennungen (z.B. „Fermentationshorizont") die angeführten deskriptiven Bezeichnungen benutzen.

2. Die Oberbodenhorizonte (A-Horizonte im Sinne von D u d a l 1968) bedürfen einer schärferen Abgrenzung gegenüber den darunter liegenden Horizonten. Da die A-Horizonte in Mitteleuropa unter natürlichen Bedingungen — abgesehen von den Schwarzerden — durchweg Waldbodenhorizonte mit nennenswertem Humusgehalt sind, lassen sie sich als „humose A-Horizonte" (humose Oberbodenhorizonte) gegenüber den darunter liegenden Horizonten abgrenzen, wobei die Humusgehalts- und Farb-Kriterien für den „melanic" bzw. „sombric — A-Horizon" nach D u d a l (1968) verwendet werden könnten.

Dagegen erscheint es zweckmässig, die Ackerkrumen der Ackerböden (Ap-Horizonte) gesondert zu definieren. Dadurch wird es möglich, sowohl die Ackerkrumen, d.h. die durch gesellschaftliche Arbeit am stärksten veränderten Teile der Bodenprofile, als auch die humosen Waldbodenhorizonte nach jeweils zweckmässigen Merkmalen weiter zu untergliedern, und man ist nicht genötigt, gemeinsame Merkmale für beide Gruppen zu suchen, die in vielen Fällen nicht zu befriedigenden Ergebnissen führen. Dadurch entfällt auch die Notwendigkeit, ein „pallid A-horizon" („ochric horizon" der 7th approximation) auszuscheiden, der sich gegen die Zwischen- bzw. Unterbodenhorizonte zahlreicher mitteleuropäischer Böden, insbesondere der Braunerden, kaum eindeutig abgrenzen lässt und zudem genetisch in den meisten Fällen nicht einheitlich sein dürfte.

Die Ackerkrumen könnten nach ihrer Farbe in helle (value > 4.5), mittelhelle (value 3.5-3.5, chroma > 2.5) und dunkle (value < 3.5, chroma > 2.5), die dunklen ferner in feucht- und trockendunkle untergliedert werden (T h i e r e 1968). Bei den humosen Oberbodenhorizonten der Waldböden und Steppenböden könnten entsprechend dem internatio-

Institutul Geologic al României

nalen Vorschlag der „melanic horizon" (mollic horizon) und „sombric horizon" (umbric horizon) als diagnostische Horizonte ausgegliedert werden, obgleich die Zweckmässigkeit ihrer Unterscheidung und die genetische Einheitlichkeit des „sombric horizon" noch zu prüfen wären.

Diesen beiden „Mull-Humus-Horizonten" sollte man einen „Moderhumus-Horizont" gegenüberstellen, d.h. ein Humushorizont, in welchem zwischen überwiegend hüllenfreien Sand- und Siltkörnern die organische Substanz isoliert entweder als Detritus oder in Form von Klümpchen liegt. Derartige Moderhumusformen können auch in Ackerkrumen unterschieden werden, sie sind für kultivierte Podsolböden charakteristisch (T h i e r e 1968).

3. Bleichhorizonte (E-Horizonte im Sinne von D u d a l 1968). Innerhalb der Bleichhorizonte können zwei charakteristische Formen besonders hervorgehoben werden, nämlich die „Asch-Horizonte"[2] der nicht hydromorphen Podsolböden, bei denen zwischen den völlig hüllenfreien Sand- oder Siltkörnern vielfach organischer Detritus oder Feinhumusaggregate liegen, sowie die „Konkretionsbleichhorizonte", die mit zahlreichen Eisen-Mangan-Konkretionen durchsetzt sind. Neben diesen beiden besonders auffälligen und relativ leicht zu definierenden Formen der Bleichhorizonte gibt es noch weitere Formen; so z.B. den mehr oder minder fahlgelblichen oder bräunlichen Bleichhorizont der Fahlerden (sols lessivé's), für den jedoch vorher keine Differentialmerkmale gefunden werden konnten. Derartige Horizonte wären einfach als „Bleichhorizont" zu bezeichnen.

4. B-Horizonte (im Sinne von D u d a l 1968) Abgesehen von dem Orthorizont[3] (spodic B-horizon) der Podsole kommen in Mitteleuropa vor allem der „Tonhäutchenhorizont"[4] (argilluvic B-horizon = argillic horizont) sowie der „braune diffuse B—Horizont" der Braunerden sowie des tonärmeren oberen Teils der Parabraunerden u.a. Böden in Betracht. Er kann als besondere Form des „cambric A-horizon" gelten, der genetisch viel zu heterogen ist.

Die *Orthorizonte* (spodic B-horizon) lassen sich in Humus Orthorizonte (Bh- oder Bhs-Horizonte) und Rost-Orthorizonte (Bs-Horizonte) nach dem Humus- und Eisengehalt trennen, die *Tonhäutchenhorizonte* nach der Farbe der Tonfilme in braune, schwarze und marmorierte Tonhäutchenhorizonte. Die braunen Tonhäutchenhorizonte sind für Parabrauner-

[2] Horizonte mit der Farbe von Asche, entsprechend dem russischen „podzol".
[3] von Orterde, Ortstein.
[4] nach dem charakteristischen Auftreten von Tonhäutchen (clay skins).

Institutul Geologic al României

den und Fahlerden kennzeichnend, die schwarzen für bestimmte Böden im Grenzgebiet zur Waldsteppe (Griserden nach Scheffer, Meyer 1965, pratoziommurile nach Florea u.a. 1968). Die marmorierten Tonhäutchenhorizonte treten in pseudovergleyten lessivierten Böden auf.

Die *diffusen braunen Zwischen- und Unterbodenhorizonte* der Braunerden, Braunpodsole sowie im oberen tonärmeren Teil der Parabraunerden usw., die — wie erwähnt — einem Teil der cambic-B-horizons entsprechen (allerdigns auch in sandigem Material ausgeschieden werden sollten), zeichnen sich durch das Fehlen von Tonhäutchen, gleichmässig graubraune, braune oder rostbraune Färbung sowie gegenüber materialgleichem Untergrund durch höheren Gehalt an "freiem Eisen" aus. Gegenüber den Orthorizonten der Podsole können sie wahrscheinlich durch die von Franzmeier, Hojek, Simonson (1965) angegebenen Kriterien unterschieden werden (Sorptionskapazität durch Erhitzen auf 240° um weniger als 30% erniedrigt, Quotient aus pyrophosphat-dithionit-extrahierbarem C+Fe+Al; Ton nicht grösser als 0.15).

Ein besonderes Problem stellen die *Bänderhorizonte* dar, die vor allem in sandigen Böden vorkommen (argillic horizon in fibers, bands or lamellae der 7th approximation). Diese Bänder sind in den Sandböden Norddeutschlands keineswegs immer illuvialer Natur, vielmehr stellenweise verzogenes oder verschwemmtes Geschiebelehmmaterial. Nach der eingangs gegebenen Horizont-definition können Zonen mit derartigen Bändern aber als Horizonte gelten.

Eine besondere Gruppe stellen die *Karbonathorizonte* dar (Bca, Cca-Horizonte, K-Horizonte usw.). Bei ihnen könnten je nach der Art der sekundären Kalziumkarbonatausscheidung z.B. „Schimmel-Karbonathorizonte", „Porenfüllungs-Karbonathorizonte", "Konkretions-Karbonathorizonte" usw. unterschieden werden. (In Mitteleuropa kommen Konkretions-Karbonathorizonte allerdings nicht vor).

Schliesslich verbleiben die *hydromorph geprägten Horizonte.* Ihre Behandlung in der internationalen Horizontnomenklatur ist noch unklar. Hier soll vorläufig davon ausgegangen werden, dass Horizonte mit deutlichen Hydromorphiemerkmalen (entspsechend den Definitionen der „7th approximation") eine besondere Horizontgruppe (G-Horizonte) bilden. Nach der räumlichen Verteilung der grauen Reduktions- und braunen Oxidationszonen könnten Marmorierungshorizonte, „Aderhorizonte", „Graue Gleyhorizonte" und „Roströhrenhorizonte" unterschieden werden. Hinzu kommen die durchweg oxidierten „Rostabsatz-Gleyhorizonte" (Go-Horizonte). Die *Marmorierungshorizonte* zeichnen sich durch fleckigen Wechsen von Rost- und Bleichflecken aus, die *Aderhorizonte*, die wohl

Institutul Geologic al României

überwiegend den Charakter von "fragipans" besitzen, durch Spaltenbleichungen, die im senkrechten Profilschnitt als bleiche Adern mit Rostsäumen erscheinen. Häufig besitzen sie Marmorierung in der Matrix zwischen den Adern („Ader-Flecken-Horizonte" nach Morgenstern 1969).

In den *Grauen Gleyhorizonten* treten die rostfarbigen Oxidationsflecken völlig zurück, in den *Roströhren-Horizonten* beschränken sich die Oxidationszonen auf die Ränder von Wurzelröhren.

Die vollständige Definition der angeführten Horizonte bleibt, wie bereits erwähnt, einer besonderen Veröffentlichung vorbehalten.

Der Nutzen derartiger deskriptiv definierter Horizonte ist vor allem darin zu sehen, dass sie ohne grosse Schwierigkeiten im Gelände bzw. durch Laboruntersuchungen feststellbar sind. Sie gestatten auch eine eindeutige Zuordnung der einzelnen Böden zu den mit Hilfe diagnostischer Horizonte definierten taxonomischen Einheiten. Sie dienen also in erster Linie der Identifikation.

Es soll jedoch abschliessend nochmals betont werden, dass die sichere Identifikation der Böden nur eine Zwischenstufe sein kann. Diese muss in naturwissenschaftlicher Hinsicht durch die genetische Interpretation bzw. die Aufklärung der Bodengenese und der genetischen Beziehungen der Böden untereinander ergänzt werden. Dabei sind genetisch definierte Horizonte nach wie vor erforderlich. Die genetische Interpretation sollte jedoch nicht mit der Identifikation vermengt werden, sondern ihr ebenso folgen, wie die ökologische Interpretation bzw. die Bodenbeurteilung für praktische Zwecke. Auch die Bodenbeurteilung setzt ja einwandfrei identifizierte und klar gegeneinander abgegrenzte Einheiten voraus. In diesem Sinne dienen deskriptiv definierte Horizonte auch der Bodenbeurteilung für Ackerbau, Meliorationswesen und Waldbau.

LITERATUR

Bakker H. de, Schelling J. (1966) System van bodemclassificatie voor Nederland. De hogere niveaus. *Centr. Landbouw Publ.*, Docum., Wageningen.

Brewer R. (1968) Clay illuviation as a factor in particle size differentiation in soil profiles. *9. int. Congr. Soil Sci. Trans.* Adelaide. *Intern. Soc. Soil Sci.* Angus a. Robertson Sydney, London, Melbourne.

Cline A. J., Johnson D. D. (1927) Threads of genesis in the seventh approximation. *Soil. Sci. Soc. America Proc.* 27, S. 220–223, Madison, Wis.

Dudal R. (1968) Definitions of soil units for the soil map of the world. April 1968. *World Soil Resources Rep.* 33, FAO–UNESCO, Rome.

Institutul Geologic al României

Ehwald E. (1958) Bemerkungen zur Abgrenzung und Gliederung der wichtigsten Bodentypen Mitteleuropas unter dem Gesichtspunkt einer internationalen Annäherung in der Bodensystematik. *Zeitschr. Pflanzenernähr., Düng., Bodenk.* 80, S. 18—42. Weinheim.

— (1965) Die neue amerikanische Bodenklassifikation. *Sitz. Ber. Dt. Akad. Landwirtsch. Wiss.* 14, 12, Berlin.

— (1966) Leitende Gesichtspunkte einer Systematik der Böden der Deutschen Demokratischen Republik als Grundlage der land- und forstwirtschaftlichen Standortkartierung. *Sitz. Ber. Dt. Akad. Landwirtsch. Wiss.* 15, 18, S. 5—55, Berlin.

Florea N., Munteanu I., Rapaport C., Chiţu C., Opriş M. (1968) Geografia solurilor României. Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

Franzmeyer D. P., Hajek B. F., Simonson C. H. (1965) Use of amorphous material to identify spodic horizons. *Soil Sci. Soc. America Proc.* 29, S. 737—743, Madison, Wis.

Kubiëna W. L. (1953) Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Enke-Verl., Stuttgart.

Morgenstern H. (1969) Zur Kenntnis und Systematik der Böden der DDR. III. Beitrag zur makromorphologischen Kennzeichung von Horizonten und Horizontkombinationen staunässegeprägter Böden. *Thaer-Arch.* 13 (im Druck), Berlin.

Oertel A. C. (1968) Some observations incompatible with clay illuviation *9. int. Congr. Soil. Sci. Trans.* Adelaide, Sydney, London, Melbourne. *Intern. Soc. Soil Sci.* Angus a. Robertson, 4. S. 481—488, Sidney.

o. A. Commission (1967) V. Arbeitsgruppe für Bodenhorizont-Bezeichnungen. Vorschlag für ein einheitliches System der Bodenhorizont-Bezeichnungen. (1. Entw., Sept. 1967). *Mitt. intern. bodenkdl. Ges.* 31, 5. 10—14, Berlin.

Scheffer F., Meyer R. B. (1965) Urgeschichtliche Siedlungsreihe in Rosdorf, Krs. Göttingen. IV. Ergebnisse pedologischer Untersuchungen der Grabungsfläche : Pedogenetische und stratigraphische Phasengliederung und weitere Beiträge zur Herkunft dunkler Grabenfüllungen im Lössgebiet. *Neue Ausgr. und Forsch. in Nieders.* 2, S. 72—88, Hildesheim.

Thiere J. (1968) Vergleichende Untersuchungen an Wald- und Acker-böden des Jungmoränengebietes der DDR. *Diss. Dt. Akad. Landwirtsch. Wiss.* Berlin.

Wundt W. (1920) Logik der exakten Wissenschaften. 4. Aufl. Enke-Verl. Stuttgart.

— (1951) Soil Survey Staff : Soil survey manual. U. S. Dept. Agric. Hdb. 18, Gov. Print. Off., Washington.

— (1956) Soil Survey Staff : Outline of a scheme of soil classificaeion. 5th approximation. U. S. Dept. Agric. Soil Survey Staff. Soil Conserv. July (Vervielf. Manuskr.), Washington.

— (1960) Soil Survey Staff : Soil classification. A comprehensiv system. 7th approximation. Soil Survey Staff. Soil Conservation. Serv. U. S. Dept. Agric. August 1960. O. O., U. S. Gov. Printing Off., Washington.

— (1967) Supplement to Soil classification system (7th approximation). Soil Survey Staff. Soil Conserv. Serv. U. S. Dept. Agric., March 1967. U. S. Gov. Print. Off., Washington.

Institutul Geologic al României

PROBLÊME DE LA DÉFINITION DES HORIZONS, AVEC DES CONSIDERATIONS SPÉCIALES SUR LES SOLS DE L'EUROPE CENTRALE

(Résumé)

Sous le nom « d'horizons diagnostiques » on entend les horizons utilisés pour la diagnose des unités taxonomiques de sol. En fonction de la manière de définir les horizons on doit préciser s'il s'agit d'horizons « définis de façon descriptive » ou « définis de façon génétique ». La notion même d'horizon, qui a été définie jusqu'à présent de façon génétique devrait être définie aussi de façon descriptive. En ce sens une première tentative pour une pareille définition de la notion d'horizon est présentée dans cet ouvrage.

Afin de démontrer que de cette manière on obtient une définition descriptive, sûre et détaillée des horizons, définition qui reflète les principaux caractères des sols, sont donnés comme exemple des horizons typiques des sols de la République Démocratique Allemande (l'horizon d'accumulation de la matière organique, l'horizon supérieur du profil, l'horizon albique, l'horizon B argillique et spodique, l'horizon en lamelles ,l'horizon calcique, l'horizon de gley, l'horizon bigarré etc.).

PROBLEMA DEFINIRII ORIZONTURILOR, CU CONSIDERAŢII SPECIALE ASUPRA SOLURILOR EUROPEI

(Rezumat)

Sub noţiunea de ,,orizont diagnostic'' se înţeleg orizonturile ce se folosesc la diagnoza unităţilor de sol taxonomice. În funcţie de modul de definire a orizonturilor trebuie precizat dacă avem de a face cu orizonturi ,,definite descriptiv'' sau ,,definite genetic''. Însăşi noţiunea de orizont, care a fost definită genetic, ar trebui să aibe şi o definiţie descriptivă. În acest sens o primă propunere pentru o astfel de definiţie a noţiunii de orizont este prezentată în textul lucrării.

Institutul Geologic al României

Pentru a arăta că acest mod de definire descriptivă a orizonturilor permite o cuprindere detaliată şi totodată sigură, precum şi o tipizare a caracterelor principale ale solului sînt date ca exemplu orizonturi tipice din solurile Republicii Democrate Germane (orizontul de acumulare a humusului, orizontul superior al solului, orizontul podzolic, orizontul B argilo-iluvial şi humico-feriiluvial, orizontul în benzi, orizontul carbonatic, orizontul de glei, orizontul marmorat, etc.

Institutul Geologic al României

DIE MELIORATION VERDICHTETER, STAUNASSER BÖDEN

VON

E. MÜCKENHAUSEN [1]

Die verdichteten, staunassen Böden werden in einigen Ländern Mitteleuropas „Pseudogleye" genannt (Franz 1960, Janekovič 1961, 1964, Kubiëna 1953, Mückenhausen 1952, Neugebbauer 1958). Wenn in anderen Ländern dieser Bodentyp anders bezeichnet wird, so unterstellt man ihm aber doch auch hier gleiche Entstehung und gleiche Eigenschaften (Pelišek 1957, Smoliková 1960). In der 7. Approximation der USA gehört er zu der Unterordnung „Aquept".

Grundwasser und Stauwasser

Bis vor etwa 40 Jahren unterschied man nicht scharf zwischen grundwasserbeeinflussten und staunässebeeinflussten Böden, jedoch war auch vorher der staunasse Boden nicht ganz unbekannt (Treitz 1912). In den letzten Jahrzehnten wurde aber besonders in Europa mehr und mehr ein scharfer Unterschied zwischen den mineralischen Grundwasserböden, den Gleyen, und den mineralischen staunassen Böden, den Pseudogleyen, gemacht (Franz 1960, Janekovič 1961, 1964, Kubiëna 1953, Mückenhausen 1962, Neugebauer 1958). Auf der neuen internationalen Bodenkarte von Europa i.M. 1 : 2,5 Mill. ist der Pseudogley auch ausgewiesen (FAO 1963).

Wenn sich auch Grundwasser und Stauwasser (= Staunässe) hydrostatisch gleich im Boden verhalten, so ist aber doch die Wirkung beider Wasserarten auf Boden und Pflanze sehr verschieden. Das Grundwasser ruht auf einer tieferen Grundwassersohle, erfüllt alle Poren des tieferen Bodenbereiches, des Untergrundes, es ist das ganze Jahr über vorhanden, wenn auch sein Spiegel im Jahresablauf verschieden tief steht; es stammt

[1] Institut für Bodenkunde, Bonn, Bundesrepublik Deutschland.

Institutul Geologic al României

zwar auch aus dem Niederschlag, jedoch nicht nur aus dem örtlich gefallenen Niederschlag, vielmehr wird das Grundwasser auch durch seitliche Bewegung in das Grundwasserreservoir geleitet. Hingegen stammt das Stauwasser aus dem örtlich fallenden Niederschlag, der auf einem dichten oder wenig durchlässigen Horizont des Unterbodens gestaut wird und den oberen Bodenbereich zeitweise vernässt; jedoch verdunstet dieses Wasser schnell, und der Boden trocknet aus. Während also im Gley im Sommer der Grundwasserspiegel fällt, die Wassererfüllte Bodenzone lediglich tiefer liegt, tritt im Pseudogley Trockenheit ein. Gley und Pseudogley haben mithin ein verschiedenes Wasserregime, und das hat bei den beiden Bodentypen spezifische Konsequenzen für die Bodendynamik und für die Pflanze. Vom bodenkundlichen Standpunkt ist es also gerechtfertigt, Grundwasser und Stauwasser zu unterscheiden, während diese Unterscheidung in der Sicht des Hydrologen nicht unbedingt erforderlich ist. In der internationalen Fachliteratur hebt man mehr und mehr das Stauwasser als besondere Wasserform des Bodens hervor, und zwar sind folgende Bezeichnungen üblich: österreichisch-Tagwasser; französisch — nappe perchée; englisch — surface water, impounded water, impeded water.

Aufbau und Endstehung verdichteter, staunasser Böden

In den Böden, welche verdichtet und staunass sind, bestimmen diese bedeutenden Merkmale im wesentlichen die Bodendynamik und die Bodeneigenschaften, indessen ist aber der Grad der Verdichtung und der Staunässe sehr verschieden, und dadurch sind auch Bodendynamik und Bodeneigenschaften graduell sehr verschieden. Diese graduellen Unterschiede müssen bekannt, sein, wenn man Vorschläge für die Melioration der Pseudogleye machen will.

Der allgemeine Aufbau des Pseudogleyes ist folgender: Der oberste, humose Horizont ist der stets durchlässige A_h (A = oberster, humoser Horizont, h von Humus); meistens folgt ein durchlässiger, rostbraun und hellgrau gefleckter S_w-Horizont (S von Staunässe, w von Wasser); darunter folgt ein mehr oder weniger dichter, meistens rostbraun und mittelbraun gefleckter, teils auch gestreifter S_d-Horizont (d von dicht). In manchen Pseudogleyen fehlt der S_w-Horizont, so dass dem A_h-direkt der S_d-Horizont folgt. Das sind die in der Bundesrepublik Deutschland gebräuchlichen Horizontsymbole. In anderen Ländern werden die Staunässemerkmale des Profils mit dei Kleinbuchstaben „g" in Verbindung mit einem Grossbuchstaben, beispielsweise B_g, gekennzeichnet. Die durchlässigen

Institutul Geologic al României

Horizonte A_h und S_w stellen den Staunässeleiter (= Staunässezone der S_d-Horizont die Staunässesohle (= Staukörper) dar (Zakosek 1960).

Die aufgezeigte, allgemeine Horizontierung des Pseudogleyes kann verschiedene Ursachen haben. Es kann eine primäre geologische Schichtung vorliegen, zum Beispiel eine fluviatile, sandige Bodenart oder ein verlehmter Sandlöss oder Lösslehm über Ton oder verdichtetem Terrassenkies. Oft ist der dichte, stauende Horizont der Abtragungsgrest eines alten, dichten Bodens, der später von jüngerem Material überlagert wurde, zum Beispiel von Flugsand, Sandlöss, Löss oder Fliesserde. Im Mittelgebirge sind häufig ältere Flieserden dichtgelagert; oft bilden sie einen S -Horizont, während darüber eine jüngere, durchlässige Fliesserde liegt, in welcher sich S_w- und A_h-Horizont gebildet haben. Schliesslich kann der mit Tonsubstanz angereicherte Horizont (B_t-Horizont) einer Parabraunerde (sol lessivé) mit der Zeit so dicht werden, dass die Versickerung des Bodenwassers stark gehemmt wird und somit Staunässe entsteht. Gerade der durch Tonverlagerung entstehende Pseudogley zeigt eine grosse Varianz im Grad der Staunässe.

Wasserhaushalt staunasser Böden. Die aufgezählten Möglichkeiten, welche die Staunässe verursachen, zeigen schon, dass es mit den Bezeichnungen „Verdichtung" und „Staunässe" allein nicht getan ist, sondern eine sehr differenzierte Kenntnis vom Boden und dem Staunässegrad selbst nötig ist, wenn man sachgerechte Vorschläge für die Melioration machen will. Besonders wichtig für die Beurteilung der Staunässe sind die Dichte des S_d-Horizontes, die Tiefe des S_d-Horizontes unter der Oberfläche, das Kleinrelief (ebene, geneigt, konkav oder konvex) und die Bodenart der oberen Horizonte. Darüber hinaus muss das Klima einbezogen werden. Hohe Niederschläge, vor allem in der Zeit geringer Verdunstung, hohe Luftfeuchtigkeit und niedrige Temperatur verschärfen die Staunässe, wogegen geringerer Niederschlag, vor allem in der Zeit starker Verdunstung, geringere Luftfeuchtigkeit und höhere Temperatur die Staunässe abschwächen (Abb. 1).

Diese Kriterien verursachen vor allem eine verschiedene Intensität und Dauer der Staunässe. Die verschieden starke Wirkung der Staunässe auf Boden und Pflanze macht eine Abstufung des Wassereinflusses notwendig (Arens u.a. 1958). Um den Bodenwasser-Haushalt der staunassen Böden in ökologischer Hinsicht richtig beurteilen zu können, soll man unter Zugrundelegung der obengenannten Kriterien die Dauer der nassen, feuchten und trockenen Phase abschätzen. Bei genauer Kenntnis der

Institutul Geologic al României

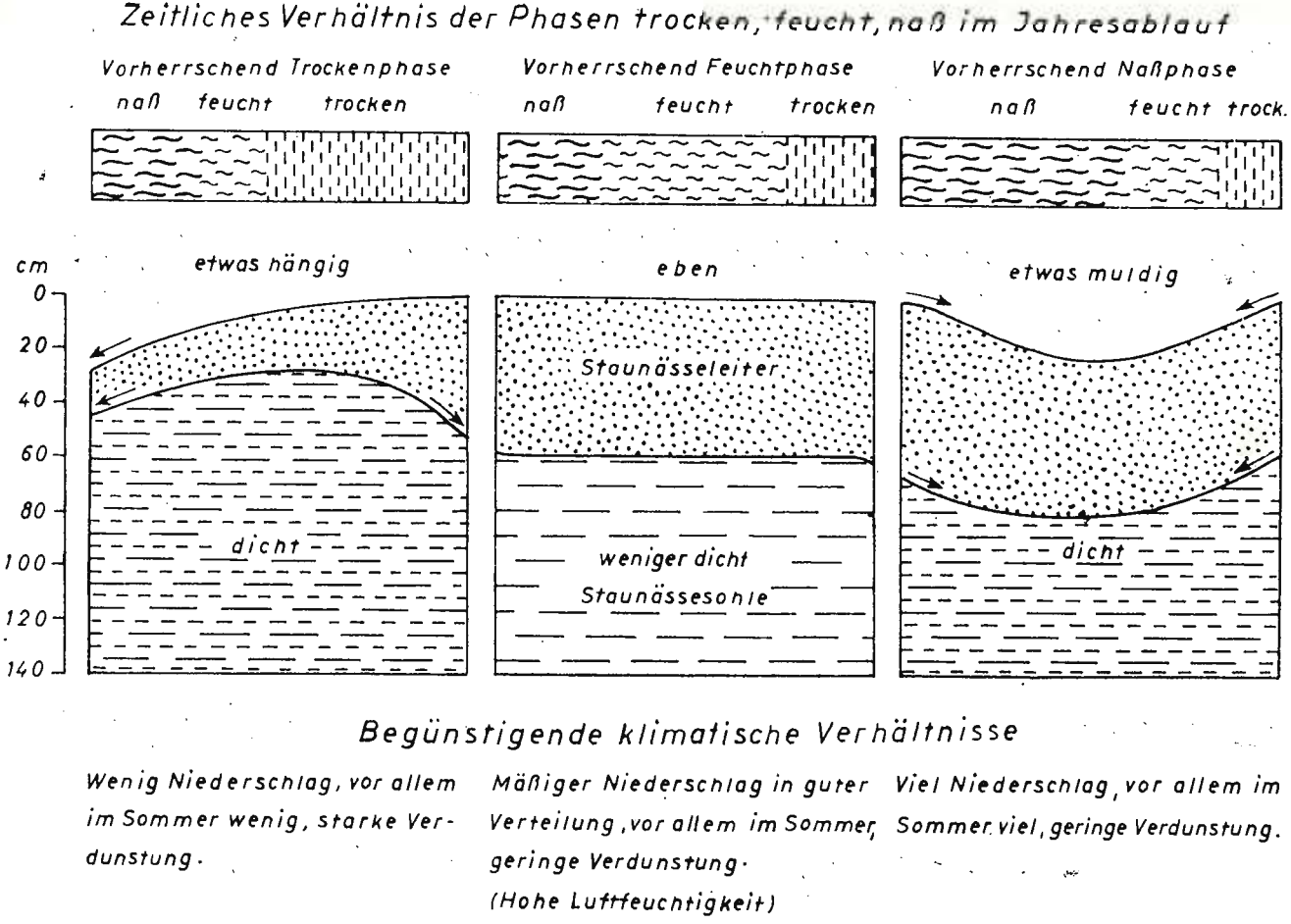


Abb.1.— Schematische Darstellung der Voraussetzungen für die Entstehung der trockenen, feuchten und nassen Phase der Pseudogleye.

Institutul Geologic al României

obengenannten Kriterien des Bodens und Klimas ist dies bei einiger Übung nicht schwierig. Die nasse Phase ist die Zeit der Vernässung, die trockene Phase die Zeit der Austrocknung des Bodens, und die feuchte Phase liegt zwischen den beiden und ist gekennzeichnet durch ausreichend, aber nicht zu viel Bodenwasser sowie ausreichend Bodenluft; es ist letztere also die ökologisch wichtigste Phase. Je länger diese andauert, um so günstiger ist es für die Pflanzen. Die obengennanten Kriterien und die daraus abzuleitenden Phasen des Bodenwasser-Haushaltes sind in Abb. 1 zusammenfassend schematisch dargestellt.

Die Frage stellt sich, bei welcher Tiefe der Staunässesohle eine Staunässe auftritt. Das hängt natürlich nicht nur vom Dichtegrad der Staunässesohle, sondern auch vom örtlichen Klima ab. In einem Klima Mitteleuropas mit zum Beispiel 700 mm Jahresniederschlag und 8°C Jahrestemperatur tritt keine schädigende Staunässe auf, wenn in ebener Lage die Staunässesohle 1,2 m unter der Oberfläche liegt. Das bestätigen viele Beobachtungen. Falls hier die Bodenart bis 1,2 m Tiefe ein sandiger Lehm ist, so kann darin ausreichend Wasser für die Ackerkulturen gespeichert werden. Für andere klimatische Verhältnisse gelten natürlich diese Angaben nicht. Sind zum Beispiel die Niederschläge höher und die Temperaturen niedriger, so kann auch eine Stausohle in 1,2 m Tiefe schädigende Staunässe hervorrufen. Wenn aber die Niederschläge geringer und die Temperatur höher sind, so wird eine höher anstehende Stausohle in 0,8 m unter Oberfläche unter Umständen keine schädigende Staunässe veranlassen. Damit sollte gesagt werden, dass man jeweils bei der Interpretation der Bodenprofile hinsichtlich schädlicher Staunässe den ganzen Komplex „Boden-Klima" berücksichtigen muss (B e c k e l 1963).

Verbreitung der staunassen Böden in Europa. Nach den Ausführungen über den Einfluss des Klimas auf die Bildung und die Dauer der Staunässe im Boden muss man folgern, dass sich ihre Verbreitung mit zunehmendem Niederschlag und abnehmender Temperatur ausdehnt. Selbstverständlich müssen die von Boden her zu fordernden Bedingungen für die Entstehung des Pseudogleyes erfüllt sein, also vor allem ein dichter Unterboden. Im europäischen Teil der Sowjetunion ist die Klimaabhängigkeit des Pseudogleyes besonders gut kenntlich. Von SO nach NW nehmen die Niederschläge zu, und die Temperatur nimmt ab, und damit korrelativ nehmen die staunassen Böden zu. Vor allem sind sie hier verbreitet im Bereich des Bodentyps „Dernopodsol". Darüber hinaus hat der Verfasser auf Exkursionen typische staunasse Böden beobachtet auf einer Verebnungsfläche im Karpatenvorland Rumäniens, in Siebenbürgen auf

Institutul Geologic al României

altem Lösslehm, in Nordbulgarien auf einer altpleistozänen Terrasse, in Böhmen auf Diluviallehm, in der Slowakei und im nördlichen Jugoslawien auf altem Lösslehm, in Ober- und Niederösterreich auf altem Lösslehm und Decklehm, in Polen auf älterem Gehängelehm, in den Niederlanden auf altem Geschiebelehm, in Belgien und Frankreich auf altem Lösslehm. Diese Aufzählung zeigt von einer weiten Verbreitung, wenn auch die einzelnen Flächen relativ klein sind. Das sind zwar in jedem Falle staunasse Böden, Pseudogleye, indessen liegen sie in sehr verschiedenen Klimaten. Sie unterscheiden sich nicht nur im Aufbau, wodurch der Bodenwasser-Haushalt differenziert wird, sondern auch das jeweilige Klima beeinflusst den Wasserhaushalt massgeblich mit.

Dränung und Tieflockerung. Durch Dränung kann gestautes Wasser aus dem Boden entfernt werden. Dies gelingt um so besser und schneller, je durchlässiger A_h-und S_w-Horizont (Staunässeleiter) sind. Wenn der Staunässeleiter infolge vieler grosser Poren das Wasser seitlich gut leitet, so können die Dräns weit (z.B. 25 m) auseinander liegen; wird das Wasser seitlich schlecht geleitet, so müssen sie eng (z.B. 8 m) liegen. Fast alle staunassen Böden lassen sich durch ein geeignetes Dränsystem trocken legen, auch solche mit hoch anstehender Staunässesohle, indessen geht damit viel nützliches Wasser der Pflanze verloren.

Die Tieflockerung des Bodens geschieht im allgemeinen mit einem Tieflockerungsgerät. Dieses besteht aus einem sogenannten Schwert, an dem unten ein breites, schrägstehendes Schar befestigt ist. Schwert mit Schar wird mit Hilfe eines starken Schleppers 60—80 cm tief in Abständen von 70—80 cm durch den Boden gezogen, wodurch dieser angehoben und gelockert wird. Es wird also keine Lockerung des gesamten Bodens erreicht. Das ist technisch zu schwierig. Man müsste dabei auch gelokkerten Boden wieder mit dem schweren Schlepper überfahren, wobei die Lockerung zum Teil wieder verloren ginge (Merbitz 1957, 1961, Schulte-Karing 1966, Steinmetz, Brauer 1967).

Nun ist die Frage zu beantworten, wie tief man den verdichteten Boden lockern muss, um in dem jeweiligen Klima den optimal möglichen Bodenwasser-Haushalt mit der Tieflockerung zu schaffen. Je trockener das Klima ist, um so mehr sollte man durch Tieflockerung die Wasserspeicherung erhöhen, und um so weniger sollte man durch Dränung das Wasser abführen. Nur dann ist die Dränung neben der Tieflockerung nötig, wenn der Niederschlag grösser ist als die für die Pflanzen notwendige, mit Hilfe der Tieflockerung gespeicherte Wassermenge. Hierbei muss auch das Relief in die Beurteilung des Bodenwasser-Haushaltes einbezogen werden.

Institutul Geologic al României

Hierzu ist eine dem jeweiligen Ort angepasste Beurteilung aller Faktoren erforderlich, um Tieflockerung und Dränung optimal zu gestalten (Kopp 1967, Schulte-Karing 1963, 1964).

Nach der Lockerung versickert das Wasser relativ schnell in den Lockerungsfurchen und bleibt auf deren Sohle stehen, wenn nicht die Stausohle vom Lockerungsschar unterfahren wurde, was nur selten gelingt. Das versickerte Wasser darf in der Lockerungsfurche nicht lange stehen bleiben; denn der gelockerte Boden verdichtet sich wieder, wenn er zu lange mit Wasser übersättigt wird. Auch würden die Pflanzenwurzeln und die Mikroorganismen in dem tieferen Lockerungsbereich durch die Wasserübersättigung leiden. Deshalb sollte das Wasser, welches nicht vom gelockerten Boden sorptiv und kapillar gespeichert werden kann, durch ein weiteres Dränsystem abgeführt werden. Dies ist um so nötiger, je höher der örtliche Niederschlag ist. In Hanglagen wird man im allgemeinen in Hangrichtung lockern, und das in den Lockerungsfurchen langsam hangabwärts fliessende Wasser wird mit Dräns, die etwa quer zum Hang gelegt werden, abgefangen und abgeführt. In stärker geneigten Hanglagen kann es auch zweckmässig sein, die Lockerungsfurchen nicht in Hangrichtung, sondern schräg in den Hang zu ziehen, damit das Wasser nicht zu schnell in den Lockerungsfurchen abfliesst. Aber auch in diesem Falle sollen die Dräns etwa quer zur Hangrichtung liegen. Diese Dräns können je nach Lockerungseffekt und örtlicher Niederschlagsmenge 30—60 m auseinander liegen. Wichtig ist, dass an der tiefsten Stelle der Lockerungsfurche im Relief, wohin das Wasser fliesst, ein Drän das Wasser abfängt. Vor allem ist dies nötig am Ende der Lockerungsfurche im Unterhang.

Voraussetzungen für die Tieflockerung. Eine wichtige Voraussetzung für die Tieflockerung ist die Stabilität der Gefügeaggregate im Lockerungsbereich. Durch das Lockerungsschar wird der fest gelagerte Gefügeverband aufgebrochen. Die in verdichtetem Boden ohne Zwischenräume — wie in einem Mauerwerk — dicht ineinandergefügten Aggregate werden durch das Aufbrechen nach allen Richtungen verstellt, vergleichbar mit dem Steinhaufen einer eingestürzten Mauer (Abb. 2). Zwischen den verstellten Gefügeaggregaten sind grössere und kleinere Hohlräume, die Wasser und Luft passieren lassen. Nun ist entscheidend, ob dieser mechanisch geschaffene, hohlraumreiche Gefügeverband beständig oder wenigstens längere Zeit beständig ist, d.h. ob er bestehen bleibt, wenn Sickerwasser durch die Lockerungsfurche fliesst. Dies hängt von der Stabilität der Gefügeaggregate ab. Wenn diese bei der Prüfung der Gefügestabilität mit dem Tauch-

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

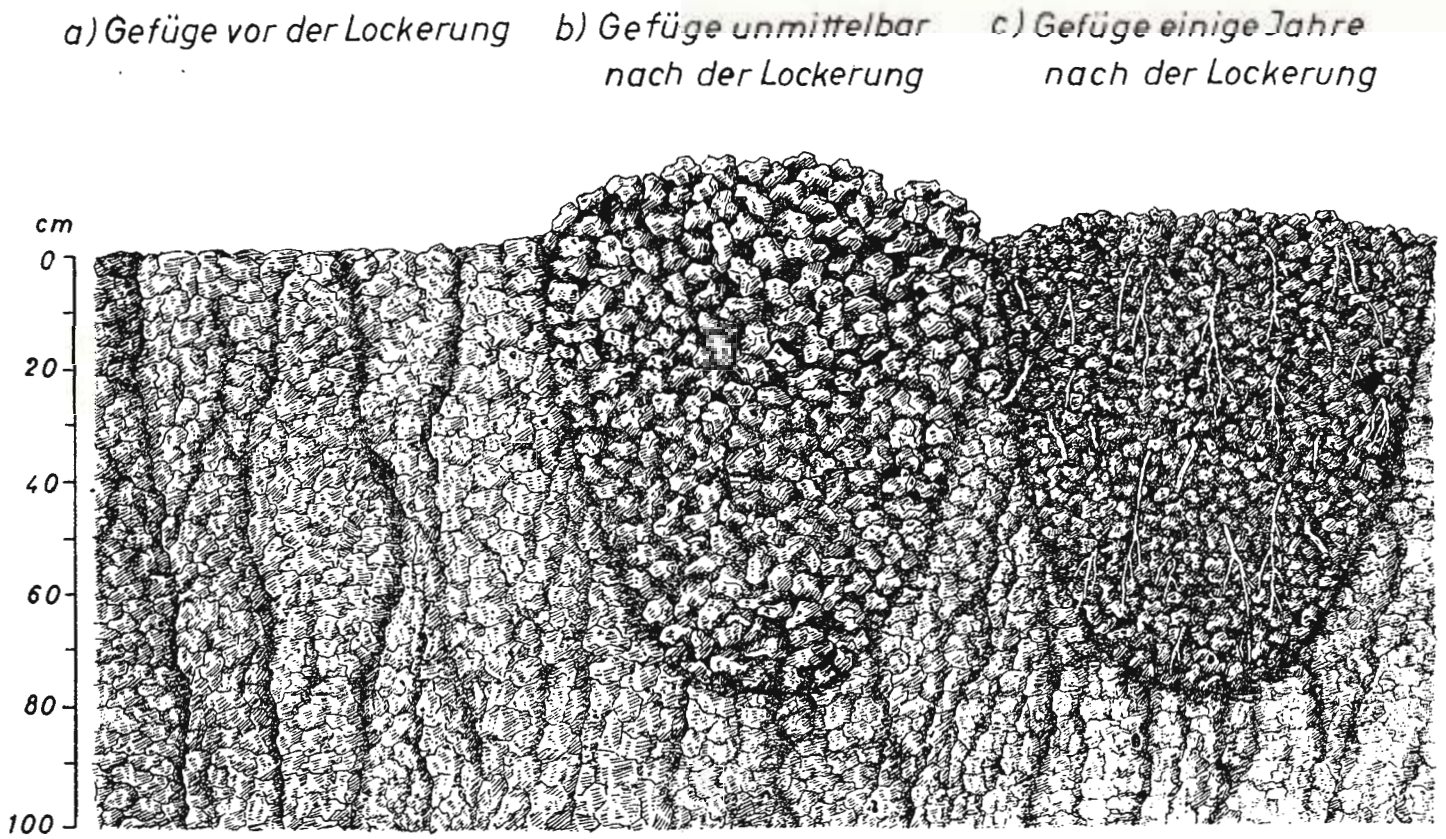


Abb. 2. — Schematische Darstellung des Gefüges eines Pseudogleyes, und zwar: *a*) der dicht gelagerte Gefügeverband (Polyeder), *b*) der elgockerte Gefügeverband mit vielen Hohlräumen, *c*) das durch Düngung und Wurzeln geschaffene, bröckelig-krümmelige Gefüge.

verfahren sich als widerstandsfähig erweisen, so darf man mit einer entsprechenden Stabilität in der Lockerungsfurche rechnen. Oft sind die Gefügeaggregate (Polyeder und Plättchen) der Pseudogleye durch Tonhäutchen, teils auch durch Eisenoxidhydrate und Kieselsäure, stabilisiert. Diese Stabilisierung des Gefüges ist für den Erfolg der Tieflockerung sehr wichtig. Das haben vor allem die umfangreichen Versuche von S c h u l t e - K a r i n g (1963, 1964, 1966) bewiesen. Die Lockerung von Böden mit wenig stabilen Gefügeaggregaten hat dagegen oft keinen Erfolg, so zum Beispiel die Lockerung von künstlich aufgeschüttetem, aber verdichtetem Löss und Lösslehm. Bei der Aufschüttung dieses Lössmaterials werden die natürlichen Gefügeaggregate zerstört, und nun ist das grobschluffreiche Bodenmaterial durch Wasser leicht zerteilbar, so dass die Tieflockerung nicht effektvoll sein kann.

Wahrscheinlich ist aber ebenso wichtig wie die stabilen Gefügeaggregate der richtige Feuchtezustand des Bodens im Zeitpunkt der Lockerung. Ist der Boden zu feucht, so wird der dichte Horizont (Staukörper) durch das Lockerungsschar als plastische Masse zerquetscht, aber er bricht nicht in seine natürlichen Aggregate auseinander. Dabei entstehen grosse, unerwünschte Hohlräume im Boden, die lange Zeit bestehen bleiben. Wenn der Boden bei der Lockerung zu trocken ist, dann bricht er in grosse Klumpen statt in kleine Aggregate. Diese grossen Klumpen schaffen auch unerwünscht grosse, lange haltende Hohlräume. Zudem erfordert die Lockerung im trockenen Bodenzustand ungewöhnlich viel Zugkraft, und das Lockerungsgerät kann dabei leicht brechen. Aus diesen Überlegungen muss gefordert werden, dass die Lockerung verdichteter Schichten nur in dem Feuchtezustand erfolgen darf, bei dem sich der Gefügeverband gut zerlegen lässt. Der Misserfolg der Tieflockerung ist oft darauf zurückzuführen, dass bei dieser Massnahme der Boden zu feucht, seltener zu trocken ist.

An dieser Stelle muss gesagt werden, dass Böden mit einem Porensystem, das die Versickerung überschüssigen Wassers erlaubt, keiner Tieflockerung bedürfen. Hier ist auch kein Erfolg zu erwarten, wie man schon lange weiss (B u e s s 1949).

Tiefendüngung. Die verdichteten, staunassen Böden sind in der Regel auch im Untergrund arm an Basen und anderen Pflanzen-Nährstoffen. Diese Tatsache führt zu der Überlegung, ob man bei der Tieflockerung gleichzeitig Kalk und Handelsdünger in den Untergrund bringen soll. Diese Massnahme würde die Pflanzen veranlassen, ihre Wurzeln in den Untergrund zu schicken, zumal durch die Lockerung auch Wasser im

Institutul Geologic al României

Untergrund gesammelt wird. Die Wurzeln der Pflanzen zerstören einerseits zwar die ursprünglichen Gefügeaggregate, schaffen aber andererseits im Verein mit den sich vermehrenden Mikroorganismen ein biologisch stabilisiertes, dem Krümelgefüge ähnliches, bröckelig-krümeliges Bodengefüge (Abb. 2; Schulte-Karing 1964, 1966). Dieses neue Gefüge hat zwar nicht die Haltbarkeit das ehemaligen Gefüges, das meistens ein Polyedergefüge ist. Aber das durch Lockerung und Tiefendüngung geschaffene, durch Kalk und Phosphordünger sowie biologisch stabilisierte Gefüge wird durch die Wurzeln und Mikroorganismen stabil gehalten. Man kann also annehmen, dass die Tiefendüngung gute Voraussetzungen für das Tiefenwachstum der Wurzeln schafft und direkt durch die zugeführten Stoffe und indirekt durch Wurzeln und Mikroorganismen ein gutes und auch stabiles Gefüge im Untergrund entstehen lässt (Abb. 2).

Die Tiefendüngung ist bis heute noch nicht befriedigend durchführbar, die Düngemittel werden zu schlecht im Untergrund verteilt. Zu erwähnen ist noch, dass durch die Tieflockerung die Kalkung und Düngung der Krume auch für den Untergrund wirksamer ist, da nach der Lockerung das Sickerwasser diese Stoffe leicht in den Untergrund trägt.

Dränung durch Maulwurfdräns. Als Maulwurfdräns bezeichnet man oberflächenparallele, rohrartige Hohlräume, die mit einem Maulwurfdränpflung in etwa 30—70 cm Tiefe in den Boden gezogen werden. Der Maulwurfpflug besitzt ein Schwert, das am unteren Ende einen Kegelartigen und einen daran angehängten flaschenartigen Körper besitzt. Der Pflug zieht das Schwert mit den genannten Körpern durch den Boden und schafft dabei einen rohrartigen Hohlraum, einen Erddrän.

Die Wirkung, die bei der Bildung eines Erdräns im Boden ausgeübt wird, ist nicht die gleiche wie bei der Auflockerung des Gefügeverbandes durch die Tieflockerung. Der Maulwurfdrän soll überschüssiges Wasser ableiten. Das gelingt besser, wenn der Boden über dem Erddrän etwas angehoben und aufgebrochen wird, damit das Wasser besser in den Erddrän einsickern kann. Dieses an sich erwünschte Aufbrechen über dem Erddrän führt aber auch wieder leicht zum Zuspülen des Erddräns mit Feinerde und zum Zerfall des rohrartigen Hohlraumes. Der Maulwurfdrän wird in solchen Böden angebracht sein, in denen die Tieflockerung nicht das erstrebte Zerbrechen des Gefüges bewirkt, ein Erddrän, sich dagegen gut machen lässt und dieser auch relativ lange hält. Die Dränung schwerer Tone der Jura- und Kreideformation in England mit Erddräns war erfolgreich. Der gleiche Erfolg wäre auch bei den übrigen schweren Tonböden (Pelosolen) Europas zu erwarten. Seit Jahrzehnten wird über Erfolge

Institutul Geologic al României

und Misserfolge mit Maulwurfdräns berichtet. Es hängt vom Boden ab, ob diese Erddräns angebracht sind und erfolgreich sein können.

Tiefpflügen. Die Vertiefung der Krume um 5 bis 10 cm und mehr ist eine alte Massnahme der Bodenverbesserung. Diese wurde bereits mit dem Einsatz des Dampfpfluges zu Ende des letzten Jahrhunderts mit Erfolg praktiziert. Auch heute noch findet man immer wieder in der internationalen Literatur Berichte über den Erfolg der Krumenvertiefung, in neuerer Zeit von besonderen Erfolgen auf Sandböden.

Die Krumenvertiefung ist aber in diesem Referat nicht gemeint, auch nicht das Tiefpflügen von Parabraunerden (sol lessivé) und oberflächlich sandreichen Marschen. Hier ist vielmehr die Frage gestellt, ob das Pflügen bis etwa 80 cm Tiefe auch bei verdichteten, staunassen Böden Erfolg verspricht. Derartige Versuche auf staunassen Böden gibt es nur wenige. Die bisherigen Versuche zeigen, dass das Tiefpflügen verdichteter, staunasser Böden weniger erfolgreich ist als auf nicht vernässten Böden. Bei den verdichteten, staunassen Böden wird beim Tiefpflügen roher Boden mit ungünstigem Gefüge an die Oberfläche gebracht; die Krume wird begraben. In dem rohen Bodenmaterial eine neue, gefügegünstige Krume zu schaffen, ist das Problem. Wenn man in der Lage ist, mit viel organischer Masse (Stalldung, Gründung) und hohen Gaben an Kalk und Phosphordünger aus dem hochgepflügten, rohen Untergrund schnell eine gute Ackerkrume zu schaffen, dann mag diese Massnahme vertretbar sein. Das kostet hohen Aufwand und den Verzicht auf eine Ernte oder das Inkaufnehmen von zwei bis drei geringen Ernten. Dem Verfasser ist im Rheinland eine Pseudogleyfläche bekannt, die vor sechs Jahren 80 cm tief umgepflügt wurde. Besondere Massnahmen zur schnellen Schaffung einer guten Krume aus dem rohen Untergrund unterblieben. Bis heute wurden auf dieser Fläche noch keine normalen Ernten erzielt. Das könnte bei höherem Aufwand besser sein. Nach den bisher vorliegenden Erfahrungen werden die Pseudogleye besser durch Tieflockerung und, falls nötig, durch eine zusätzliche weitere Dränung melioriert.

Anders scheint das bei Parabraunerden mit stärkerer Tonverlagerung zu sein. Diese Böden erfahren nach den bisherigen Versuchen durch tiefes Pflügen, nämlich durch das Heraufholen des tonreicheren B_t-Horizontes, eine Verbesserung. Aus dem B-Horizont lässt sich im Gegensatz zum S_d-Horizont des Pseudogleyes schneller und mit wenig Aufwand eine gute Krume herrichten (Golisch 1966, Grosse 1964, Renger 1967, Steinmetz, Brauer 1967).

Institutul Geologic al României

Melioration der Tonböden (Pelosole). Die Tonböden, die in der Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland „Pelosole" (von griechisch — pelos = Ton) genannt werden, besitzen einen anderen Profilaufbau als die Pseudogleye. Der Normatyp des Pelosols hat ein A_h-P-C-Profil, wobei der P-Horizont das durch Verwitterung zwar aufgeweichte und plastische, aber sonst wenig veränderte, tonige Ausgangsgestein darstellt. Letzteres kann ein mehr oder weniger festes Tongestein oder ein Tonmergel sein. Bei geringer Bodenbildung fehlt der P-Horizont; in diesem Falle liegt ein A_h-C-Profil vor. Bei letzteren Böden ist es wichtig, wie das Ausgangsmaterial unter dem A_h-Horizont beschaffen ist, ob es hart oder weich, ob kalkhaltig oder kalkfrei ist.

Die Tonböden besitzen eine eigene, spezifische Dynamik. Bei Wasserzufuhr (Niederschlag) quellen sie stark und werden dicht und luftarm. Beim Austrocknen schrumpfen sie, reissen auf und erhalten ein Spaltensystem. Dabei bilden sich grosse Gefügeprismen, die sich meistens in Grosspolyeder zerlegen lassen. Die Pflanzenwurzeln folgen überwiegend den Gefügespalten, dringen aber wenig in die grossen Gefügeaggregate ein, so dass die Ausnutzung von Wasser und Nährstoffen durch die Pflanzen relativ gering ist. Die Tätigkeit der Mikroorganismen ist hauptsächlich in die obersten cm des Bodens und auf eine dünne Schicht der Spaltflächen des Gefüges konzentriert.

Die Tonböden werden an vielen Orten schon lange landwirtschaftlich genutzt, wenn keine leichteren Böden verfügbar sind. Am besten hat sich eine flache Bearbeitung und flaches Einpflügen der organischen Düngung bewährt. Vor dem Winter soll möglichst gepflügt werden, damit der Frost ein Frostgefüge schafft. Die Bearbeitung ist nur bei einem bestimmten Feuchtegrad möglich, der Boden darf nicht zu nass und nicht zu trocken sein, und diese Zeit ist kurz; deshalb spricht man von „Stundenböden".

Die Frage nach der zweckmässigsten Melioration der Tonböden soll am Normaltyp mit A_h-P-C-Profil diskutiert werden. In den vergangenen Jahren sind verschiedene Untersuchungen über die zweckmässigste Melioration von Tonböden gemacht worden, die aber noch keine eindeutige Empfehlung zulassen (Rid u.a. 1962, 1965, Scharz 1965). Es ist zu erwarten, dass die Melioration der Tonböden noch mehr als bei den Pseudogleyen Rücksicht auf die Eigenart des einzelnen Tonbodens nehmen muss, insbesondere auf die jeweiligen Anteile an Ton, Schluff und Feinsand, auf den Basengehalt, die Verwitterungsintensität, das Gefüge und das Relief.

Institutul Geologic al României

Auf dem normalen Pelosol mit A_h-P-C-Profil ist bisher die Untergrundlockerung ohne und mit Einbringung von Kalk, Handelsdünger und Styromull versucht worden. Meistens war zwar ein geringer Erfolg zu verzeichnen, aber keine durchgreifende Verbesserung. Die enge Dränung zeigte nur geringe Wirkung und ist sehr teuer. Im Süden der Deutschen Bundesrepublik sind weitere Meliorationsversuche auf Tonböden im Gange. Man sollte die Ergebnisse dieser Untersuchungen abwarten, um dann die Diskussion über die Melioration der Tonböden fortzusetzen.

Nutzung als Grünland. In Mitteleuropa, in Gebieten mit 700 mm durchschnittlichem Jahresniederschlag und etwa 7,5° durchschnittlicher Jahrestemperatur können staunasse Böden auch ohne Dränung und ohne Tieflockerung als Grünland genutzt werden, wenn Düngung und Nutzung (Beweidung und Mahd) auf den Wechsel „nass — trocken" ausgerichtet werden (K l a p p, M ü c k e n h a u s e n 1967). Anders ist das natürlich, wenn der Niederschlag wesentlich höher und die Temperatur niedriger sind.

Auf staunassen nährstoffarmen Pseudogleyen mit dem bekannten Wechsel von Nass-, Feucht- und Trockenphase finden sich Gemische feucht- und trockenholder Pflanzen. Ferner lehrt die Beobachtung, dass wertvolle Grünlandpflanzen, die normalerweise auf mittelfeuchten Standorten vorkommen, bei guter Nährstoffversorgung, besonders bei hoher Stickstoffdüngung, sowohl auf trockenere als auch auf feuchtere Standorte vordringen. Ein gut gedüngter, dichter Grasbestand nutzt das Wasser solcher Böden besser aus und mindert die Bodenverdunstung. Trockenzeiten der Pseudogleye werden vom gut gedüngten Grünland relativ leicht überwunden. Anderseits bewirkt starke Düngung eine intensivere Durchwurzelung des Bodens und einen grösseren Wasserverbrauch, womit dann gleichzeitig mehr Luft in den Boden kommt („biologische Entwässerung"). Intensiv bewirtschaftetes Grünland vermag sich also dem Wechsel „nass-feucht-trocken" relativ gut anzupassen. Diese Erfahrungen bestätigen sich in der Tatsache, dass wir in Mitteleuropa auf intensiv bewirtschafteten Pseudogleyen gute Wiesen und Weiden finden. Die Nutzung der Pseudogleye durch intensiv bewirtschaftetes Grünland ist also auch eine gewisse Melioration.

Müssen allerdings die Pseudogleye aus betriebswirtschaftlichem Zwang beackert werden, so ist die Verbesserung des Wasserhaushaltes durch Dränung und/oder Tieflockerung notwendig. In den trockeneren, etwas kontinentalen Ackerbaugebieten Mitteleuropas ist die Tieflockerung verdichteter, staunasser Böden auch deshalb besonders wichtig, weil das

Institutul Geologic al României

Wasser in tieferen Horizonten weniger der Verdunstung ausgesetzt ist Allgemein gilt, dass mit abnehmendem Niederschlag die Tieflockerung gegenuber der Dränung wichtiger wird, anderarseits kann auf eine zusätzliche Dränung bei höherem Niederschlag nicht verzichtet werden.

LITERATUR

Arens R., Krämer F., Langner Ch. (1958) Über die Bodenstruktur, den Wasserhaushalt und die Ertragsfähigkeit von Pseudogleyen und gleyartigen Braunerden. *Zeitschr. f. Acker-und Pflanzenbau*, 107, s. 67—98, Hamburg.

Beckel A. (1963) Die Felduntersuchung meliorationsbedürfiger, verdichteter Böden. *Landw. Forschung*, 17. Sonderheft. S. 32, Frankfurt/M.

Buess O. (1949) Beitrag zur Methodik der Diagnostizierung verdichteter Bodenhorizonte und Ergebnisse von Untergrundlockerungsversuchen auf schweizerischen Ackerböden. *Diss.* Zürich.

FAO, Working Party on Soil Classification and Survey (1963) Soil map of Europe. Food and Agriculture Organisation of the United Nations, Rom.

Franz H. (1960) Feldbodenkunde. Verlag G. Fromme u. Co., Wien und München.

Golish G. (1966) Unterboden- bzw. Untergrundmelioration im Bezirk der Landwirtschaftskammer Hannover. *Arbeitstagung am* 18.2. 1966 in Giessen. Forschungsrat für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, Bad Godesberg.

Grosse B. (1964) Die Ertragsfähigkeit stark erodierter Parabraunerden aus Löss im gemässigten Klima. 8th *Intern. Congress of Soil Science*, II, Bukarest.

Janeković Gj. (1961) Über das Alter und den Bodenbildungsprozess von Pseudogley aus pleistozänem Staublehm am südwestlichen Rande des pannonischen Beckens. *Mitt. d. Österr. Bodenk. Ges.* Heft, 6, S. 184—189, Wien.

— (1964) Spezielle Bodenbildungen Jogoslawiens. *Pedologie*, XIV, 1, S. 85—103, Gent.

Klapp E., Mückenhausen E. (1967) Grundsätzliches zur Tieflockerung des Bodens. *Mitt. Dt. Landwirtsch. Ges.*, 13, Frankfurt/M.

Kopp E. (1967) Topogene Zonen meliorationsbedürftiger Böden in der Eifel. *Bayerisches Landwirtsch. Jahrb. Jahrg.* 44, 3, München.

Kubiëna W. L. (1953) Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Enke Verlag, Stuttgart.

Merbitz H. (1957) Tiefe Bodenlockerung als Mittel zu Ertragssteigerung. *Landtechnik*, Jg. 12, 11, München.

— (1961) Gelockerter Boden — besserer Wasserhaushalt. Deutsche Landwirtschaftliche Presse, Jahrg. 84, nr. 21, Hamburg.

Mückenhausen E., Heinrich F., Laatsch W., Vogel F. (1962) Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. DLG-Verlag, Frankfurt/M.

Neugebauer V. (1958) Pitanje pseudogleja u Hrvatskoj. *Zemljiste i biljka*, VIII, 209—211, Zemun.

Pelišek J. (1957) Lesnické pudoznalstvi. Praha.

Institutul Geologic al României

Renger M. (1967) Verbesserung des Wasser- und Lufthaushaltes bei Parabraunerden aus Löss durch Tiefumbruch. *Mitt. d. Dt. Bodenk. Ges.* Göttingen.

Rid H. u. a. (1962, 1965) Untersuchungen zur Dynamik schwerer Böden. 2. und 3. Mitt. *Bayerisches Landwirtsch. Jahrb.* Sonderheft 1 und 5, München.

Schulte-Karing H. (1963) Verbesserung verdichteter Böden durch Untergrundlockerung und Tiefdüngung. *Landw. Forschung*, 17, Sonderheft, S. 40, Frankfurt/M.

— (1964) Die Melioration staunasser Böden. *Mitt. Dt. Landwirtsch. Ges.* Nr. 8, 32, Frankfurt/M.

— (1966) Die Untergrundlockerung und Tiefendüngung. Forschungsrat für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten. Bad Godesberg.

Schwarz K. (1965) Zur Problematik und den Aufgaben der Melioration schwerer Böden. *Wiss. Zeitschr. d. Friedrich-Schiller-Universität* Jena, Math. — Naturw. Reihe, Jahrg. 14, 3. Jena.

Smolíková L. (1960) Fossile gefleckte Böden in der Tschechoslowakei (Tschech.). *Vestnik Ustredniho Ustavu Geologického*, Rocnik 25, C. 5, Srpen.

Steinmetz H. J., Brauer E. (1967) Empfehlungen für Bodenverbesserung in Hessen. Landeskulturamt Wiesbaden.

Treitz P. (1912) Die Bildungsprozesse des Bodens im Osten des pannonischen Beckens. *Jahresbe. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanst.* Budapest.

Zakosek H. (1960) Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye, *Abhandl. d. Hess. Landesamtes für Bodenf.*, 32, Wiesbaden.

IMPROVEMENT OF COMPACTED HYDROMORPHIC (PSEUDOGLEYED) SOILS

(Summary)

The compacted soils with surface water are called "Pseudogleye". Due to a dense subsoil or underground in these soils the rain water is stunted in the upper profile range. During summer this state of wetness is commonly succeeded by a period of drought. The surface water can be removed by systematic drainage, however under ample loss of much water precious to the plants. By a deep reaching decompaction of the pseudogleys down to 70—80 cm the storage capacity of these soils for water is improved under contemporary curtail of the evaporation. The deep reaching decompaction should be carried out in slightly wetted (not too wet, not too dry) soil, in order not to destroy the natural aggregation and not to create additional large pore space. Even upon deep reaching decompaction higher rainfall conditions require additional, however widely spaced, drainage. Together with deep reaching decompaction one can introduce lime and mineral fertilizer in the subsoil, by which measure deeper raci-

Institutul Geologic al României

nation is induced, thus creating there a new, stable aggregation. Deep plowing of pseudogley (down to 80 cm) seems to be a less favourable amelioration. Mole-drainage (Maulwurdränung) is also useful for improvement of certain compacted soils with surface water, namely in clayey soils, provided the earth drain is stable enough. In general the amelioration of heavy clay soils is difficult; further experiments on these soils are necessary. The pseudogleys can be used for extensive pasture management, also without drainage and deep reaching decompaction.

AMELIORAREA SOLURILOR HIDROMORFE (PSEUDOGLEICE) COMPACTIZATE

(Rezumat)

Solurile compacte gleizate datorită apei acumulate din precipitaţi la suprafaţă sînt numite „pseudogleiuri". Datorită subsolului sau fundamentului dens al acestor soluri, apa din precipitaţii stagnează în orizonturile superioare. Vara, acest stadiu de umiditate excesivă este urmat de obicei de o perioadă de uscăciune. Apa de suprafaţă poate fi îndepărtată printr-un drenaj sistematic, cîteodată cu o pierdere însemnată de apă preţioasă pentru creşterea plantelor. Printr-o afînare adîncă pînă la 70—80 cm, capacitatea de reţinere a apei a acestor soluri este îmbunătăţită prin scurtarea perioadei de evaporare. Afînarea trebuie efectuată în perioada în care solurile sînt umede (nici prea umede, nici prea uscate), ca să nu se distrugă aşezarea naturală a agregatelor şi să nu se creeze pori mari adiţionali. Chiar după o afînare adîncă, în condiţiile unui climat bogat în precipitaţii, sînt necesare lucrările de drenaj, larg spaţiate. Odată cu afînarea, se pot aplica îngrăşăminte minerale şi amendamente calcaroase, prin care se asigură o pătrundere mai adîncă a rădăcinilor, creindu-se astfel o agregare a materialului nouă şi stabilă. Ararea adîncă (pînă la 80 cm) pare să fie o măsură ameliorativă puţin favorabilă pseudogleiurilor. Drenajul sistem cîrtiţă este de asemenea foarte util pentru ameliorarea anumitor soluri compacte pe care stagnează apa, anume pentru solurile argiloase, întrucît drenul de pămînt este destul de stabil. În general, ameliorarea solurilor grele argiloase este dificilă; sînt necesare încă alte experienţe pe aceste soluri. Pseudogleiurile pot fi folosite pentru păşunat extensiv, chiar fără drenaj şi afînare adîncă.

Institutul Geologic al României

DER GLEICHGEWICHTSZUSTAND VON WASSERSTOFFIONEN (PROTONEN) UND PROTOLYTISCHE REAKTIONEN ZWISCHEN BÖDEN UND PUFFERLÖSUNGEN

VON

J. DI GLERIA [1]

Die Fragen der Bodenazidität und der Adsorption von Wasserstoffionen beschäftigen die Forscher schon seit geraumer Zeit. Die sich zwischen Boden und Bodenlösung abspielenden Vorgänge wurden erst nach der Klärung der Ursachen der Adsorptionsphänomene bekannt. In Forschungen dieser Art hatten vornehmlich Wiegner und seine Mitarbeiter, Pallmann und Cernescu, bedeutsame Ergebnisse erzielt. Die eingehendere Kenntnis der Eigenschaften der Wasserstoffionen (Protonen), sowie die Ermittelung der Struktur von Tonmineralen trugen ebenfalls wesentlich zur Deutung mancher Einzelheiten der protolytischen Vorgänge bei.

Reaktionen zwischen Böden und Pufferlösungen lassen sich zweckmässigerweise am Modell eines Bodenteilchens veranschaulichen, worauf nur die in der Reaktion beteiligten Komponenten vorhanden sind. Ein solches Modell ist in Abb. 1 dargestellt.

Wie ersichtlich, ist das Bodenteilchen von der Solvathülle umgeben, einer Flüssigkeitsschicht, deren Zusammensetzung von jener der Bodenlösung abweicht. Untersuchungen über die Struktur der Solvathülle ergaben, dass die darin befindlichen Wassermoleküle regelmässig angeordnet sind, demzufolge das Solvatwasser grössere Dichte und niedrigeren Schmelzpunkt als gewöhnliches Wasser hat. Es wurde ebenfalls festgestellt, dass die Solvatschicht auch verschiedene Ionen enthält, und die Konzentration derselben höher ist als in der Bodenlösung. Am höchsten ist sie dort, wo die Solvathülle das Bodenteilchen berührt, wogegen in

[1] Forschungsinstitut für Bodenkunde und Agrochemie der Ungarischen Akademie der Wissenschaften, Budapest.

Institutul Geologic al României

der Solvatschicht die an die Bodenlösung grenzt, die gleiche Ionenkonzentration wie in der Bodenlösung vorherrscht.

Abb. 1 lässt auch erkennen, dass im Bodenteilchen auch Kapillarporen vorkommen, deren Durchmesser zu klein sind um die Entstehung

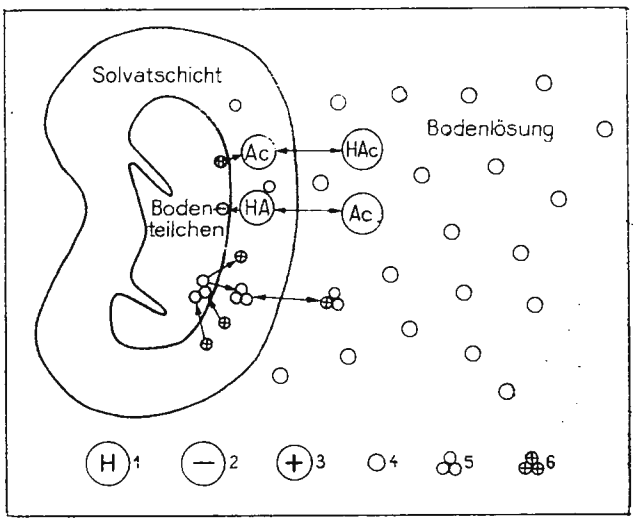


Abb. 1. — Bodenteilchenmodell und protolitische Reaktionen. 1, OH Radical an der Bodenoberfläche; 2, Oxigenion an der Bodenoberfläche; 3, H^8O^+ ion; 4, Wassermoleküle; 5, durch Chemosorption gebundene Al^{3+} ion; 6, Al^{3+} ion hydratisiert.

Protolitische Reaktionen

1. Protonabgabe

$$-OH + CH_3COO^- \rightleftarrows -O^- + CH_3COOH$$

2. Protonaufnahme

$$-O^- + CH_3COOH \rightleftarrows -OH + CH_3COO^-$$

3. Al^{3+} ion Abgabe

$$\begin{matrix} -O \\ -O \\ -O \end{matrix}\!\!\diagdown\!\!\diagup\!\!Al + 3H_3O^+ \rightleftarrows \begin{matrix} -OH \\ -OH \\ -OH \end{matrix} + Al(HOH)_3^{3+}$$

$$Al(HOH)_3^{3+} + 3H_2O \rightleftarrows Al(OH)_3 + 3H_3O+$$

von Solvathüllen in der vollen Dicke zu ermöglichen. In solchen Hohlräumen ist die adsorbierte Ionenmenge je Flächeneinheit geringer, als auf der äusseren Oberfläche des Teilchens, wo der Ausbildung der Adsorptionsschicht nichts im Wege steht. Die Ionenadsorption kann jedoch auch durch einen anderen Faktor gehemmt werden, nämlich durch den Ionen-

Institutul Geologic al României

durchmesser. Cernescu (1933) konnte zeigen, dass Tonminerale, natürliche Zeolithe, sowie künstliche Ionenaustauscher die Kationen grossen Durchmessers nur in sehr geringem Masse adsorbieren. Demgegenüber werden von manchen Böden Kationen mit kleinen und solche mit grossem Durchmesser gleichermassen adsorbiert.

Die Adsorption von Ionen findet nicht nur in der Solvatschicht statt, sondern auch auf der Oberfläche der Bodenteilchen. Diejenigen Ionen, die im Kristallgitter der Tonminerale anzutreffen sind, werden durch Chemosorption auf der Oberfläche der Bodenteilchen festgelegt, so z.B. die Ionen Fe^{3+} und Al^{3+}.

Eine Sonderstellung unter den adsorbierten Ionen nimmt das Wasserstoffion — Proton — ein. Sein Durchmesser ist um 5 Grössenordnungen kleiner als der der übrigen Ionen. Daher vermag das Proton auch in die Kapillaren mit den geringsten Abmessungen einzudringen, und auf der Teilchenoberfläche durch Chemosorption festgebunden zu werden.

Bei der Ionenadsorption spielt die chemische Zusammensetzung der Bodenteilchen eine hochwichtige Rolle. Die Bodenteilchen könen aus organischen oder anorganischen Stoffen aufgebaut sein. Das Skelett der organischen Bodenteilchen besteht aus miteinander verbundenen Kohlenstoffatomen; diese stehen einerseits in Kovalenzbindung mit Wasserstoffatomen, anderseits sind sie mit Sauerstoff- und Stickstoffatomen verbunden. Die unmittelbar an die Kohlenstoffatome gebundenen Wasserstoffatome können nicht in Ionenform aus der Verbindung treten, beteiligen sich daher in protolytischen Reaktionen nicht. Von den in der organischen Substanz des Bodens vorhandenen Wasserstoffatomen können nur jene in Protonform die Substanz verlassen, die über ein Sauerstoff- oder Stickstoffatom mit dem Kohlenstoffskelett der organischen Substanz verbunden sind.

Als Modell der Struktur anorganischer Bodenteilchen kann die Struktur der Tonminerale gelten. Das Skelett der Tonminerale besteht aus Sauerstoffionen in tetraedrischer oder oktaedrischer Anordnung, dazwischen befinden sich im ersteren Fall Si^{4+} oder Al^{3+} Ionen. Bei oktaedrischer Anordnung sind die Sauerstoffionen durch Al^{3+} Ionen miteinander verbunden. In manchen Fällen treten Fe^{3+} oder Mg^{2+} Ionen an die Stelle von Al^{3+}. Auf den Spitzen, Kanten, oder Flächen der Tonmineralkristalle können Sauerstoffionen vorkommen, deren negative Ladung nicht neutralisiert ist, die daher Protonen zu binden und in OH-Radikale umzuwandeln vermögen.

Institutul Geologic al României

Auf dem Bodenteilchen-Modell wurden die zur Bindung von Protonen geeigneten Stellen mit O, jene Stellen, wo die Abgabe von Protonen erfolgen kann, mit H bezeichnet. Weitere Stellen tragen den Vermerk Al, das sind die Orte wo Aluminiumionen durch Chemosorption gebunden wurden.

In der Solvatschicht und in der Bodenlösung bedeutet H^+ Hydroniumionen, und Al^{3+} Aluminiumionen.

Die Reaktionen zwischen Boden und Pufferlösung wurden, zwecks Klärung von Einzelheiten des Vorganges, schrittweise, durch Veränderung der Verhältniszahl Säure : Anion von O bis 100% studiert. Die Konzentration der Pufferlösung war n/100; zu 10 g Boden wurden jeweils 100 ml Pufferlösung zugesetzt, und, nachdem das Gleichgewicht sich eingestellt hatte, folgende Bestimmungen ausgeführt: Mengenverhältnis und pH-Zahl der Pufferlösung einerseits, Zusammensetzung (einschliesslich Al-Gehalt) und pH-Zahl der filtrierten Lösung. Verwendet wurden die Puffergemische Azetat-Essigsäure und Borat-Borsäure.

Die Untersuchungen wurden auch in n KCl-lösung ausgeführt, um den Einfluss der Salzkonzentration auf protolytische Vorgänge ermitteln zu können. Dies erschien notwendig, insofern die Ergebnisse meiner früheren Untersuchungen klar erkennen liessen, dass die pH-Zahl der Pufferlösungen durch konzentrierte Salzlösungen stark verändert wird.

Es wurden Böden verschiedener Art mit dem beschriebenen Verfahren untersucht. Nr. I stammte aus Ragály, und war sauer; Nr. II aus Szilvásvárad war von neutraler Reaktion. In Abb. 2 ist das Vermögen zur Aufnahme und Abgabe von Protonen in wässeriger Azetatpufferlösung veranschaulicht.

Wie ersichtlich hat Boden I 1,1 mg-Aequ. Protonen aus der n/100 Essigsäurelösung aufgenommen. Mit der Verringerung des Essigsäuregehaltes im Puffergemisch nimmt die Aufnahme von Protonen stufenweise ab, bis auf O, bei einer Zusammensetzung der Lösung: 40 Teile Essigsäure — 60 Teile Azetat. Demnach befindet sich der Boden im Gleichgewicht mit dem Puffergemisch von obiger Zusammesetzung. Wird der Essigsäuregehalt noch weiter vermindert, dann gibt der Boden Protonen an die Pufferlösung ab, und zwar bis 1,7 mg-Aequ. — je 100 g Boden — im Falle einer n/100 Azetatlösung.

Abweichend hiervon verläuft die Aufnahme, bzw. Abgabe von Protonen bei Boden II 100 g desselben nehmen 7,5 mg-Aequ. aus n/100 Essigsäurelösung auf. Nur in n/100 Azetatlösung fällt die aufgenommene Menge Protonen auf O herab. Wie aus Abb. 3 ersichtlich verläuft die

Institutul Geologic al României

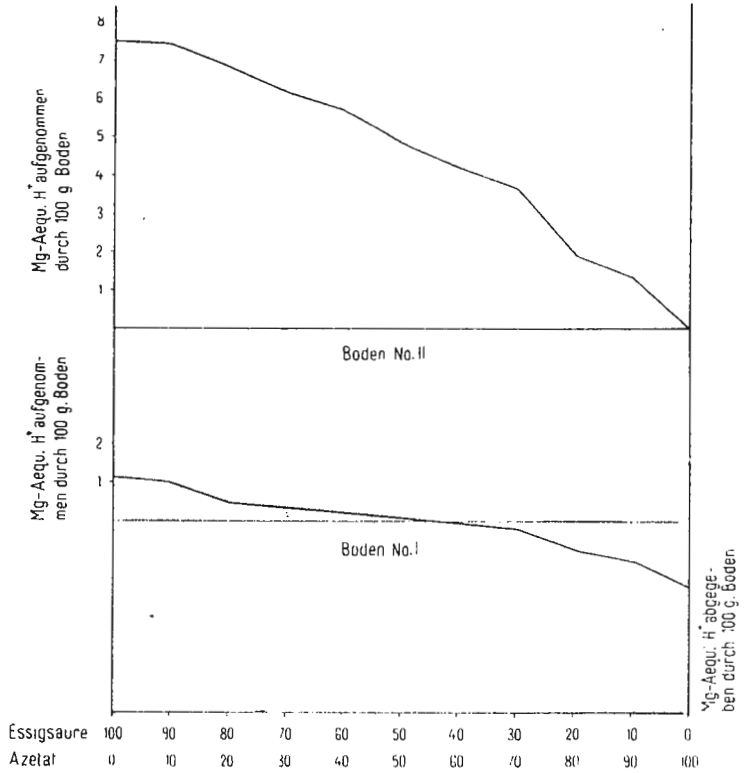


Abb. 2. — Zusammensetzung der wässerigen Azetatpufferlösung.

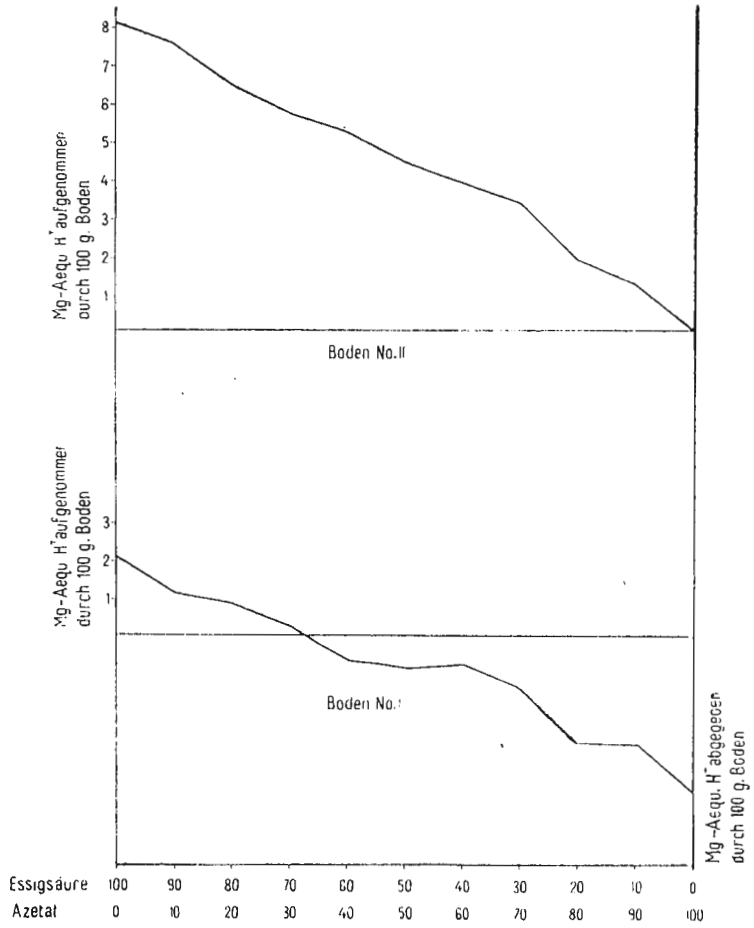


Abb. 3. — Zusammensetzung der KCl-haltigen Azetatpufferlösung.

Institutul Geologic al României

Aufnahme und Abgabe von Protonen anders in der nKCl-als in der wässerigen Pufferlösung.

In einem Puffergemisch, das für KCl normal, für Essigsäure n/100 ist, nimmt Boden I 2 mg-Aequ. Protonen auf. Diese Menge fällt bei der Verringerung des Essigsäuregehaltes schnell ab und erreicht den C-Wert, wenn das Mengenverhältnis Essigsäure : Azetat gleich 67 : 33 ist. Wird der Essigsäuregehalt weiter herabgesetzt, dann steigt die vom Boden abgegebene Protonenmenge schnell, bis zu 4,1 mg-Aequ in der für KCl normalen n/100 Azetatlösung, an.

Bei Boden II zeigen sich, im Verlauf der protolytischen Vorgänge, je nach dem ob KCl zugegen oder die Pufferlösung rein wässerig ist, geringere Unterschiede. Hier wurde wieder nur die Aufnahme von Protonen beobachtet, die in n/100 Azetatlösung auf O herbsank.

Die Veränderung des Säuregehaltes der in diesen Versuchen verwendeten Puffergemische widerspiegelt sich auch in der Verschiebung der gemessenen pH-Zahlen. In Abb. 4 scheinen dieselben auf, für die wässerigen Puffergemische, bzw. für die Filtrate von Gleichgewichts-Suspensionen.

Die pH-Kurven der Puffergemische und der von Boden I abfiltrierten Lösungen schneiden sich bei pH 4,7. Das bedeutet, dass die Pufferlösung und das Bodenfiltrat den gleichen pH-Wert aufweisen. Diese, das Gleichgewicht kennzeichnende Ziffer, ist die Isohydrid-pH-Zahl des Bodens.

Im Falle von Boden II hat die pH-Kurve des Filtrates keinen Schnittpunkt mit jener des Puffergemisches, wahrscheinlich deshalb, weil die Alkalität der n/100 Azetatpufferlösung nicht ausreicht, um dem Boden II Protonen zu entziehen.

Unterschiedlich ist der Verlauf der pH-Kurven mit und ohne KCl. Diese Kurven, für die Pufferlösung und für die Bodenfiltrate zeigt Abb. 5.

Wie ersichtlich, beträgt die Isohydrid-pH-Zahl, 4,10 für Boden I., ist also erheblich niedriger als die in wässeriger Pufferlösung bestimmte Zahl. Die pH-Kurve des Filtrates von Boden II hat auch in diesem Fall keinen Schnittpunkt mit der pH-Kurve der Pufferlösung.

Es ergibt sich aus den Messwerten, dass das Puffergemisch Essigsäure-Azetat im Falle von Boden II zum Studium der protolytischen Vorgänge ungeeignet ist, insofern nicht einmal reine Azetatlösung dem

Institutul Geologic al României

Boden Protonen zu entziehen vermag. Deshalb wurden die Untersuchungen bei diesem Boden auch mit Puffergemisch Borsäure-Borat ausgeführt.

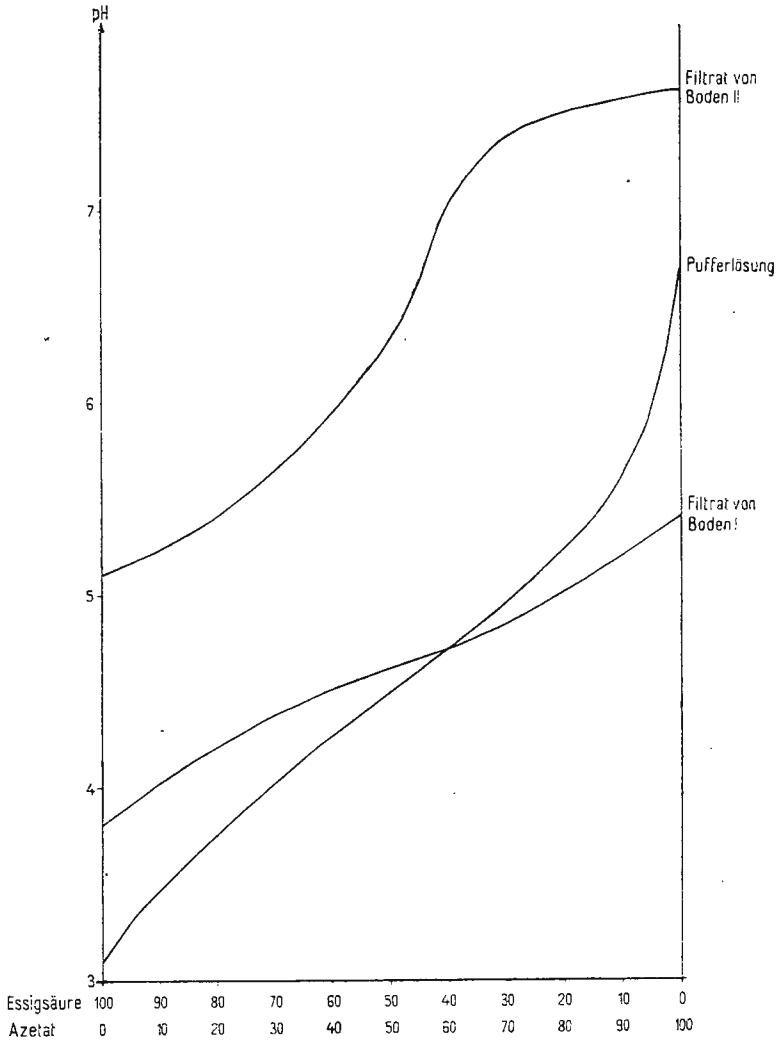


Abb. 4. — Zusammensetzung der wässerigen Azetatpufferlösung.

Die Angaben betreffend protolytische Gleichgewichtslagen zwischen Boden II und dem Puffergemisch Borsäure-Borat sind in Abb. 6 und 7 verzeichnet.

Institutul Geologic al României

Wie in Abb. 6 gezeigt, nehmen 100 g von Boden II aus der 0,01 molaren Borsäurelösung 1,2 mg/Aequ. Protonen auf. Mit der Verringerung der Borsäuremenge im Gemisch nimmt auch die Menge der gebundenen

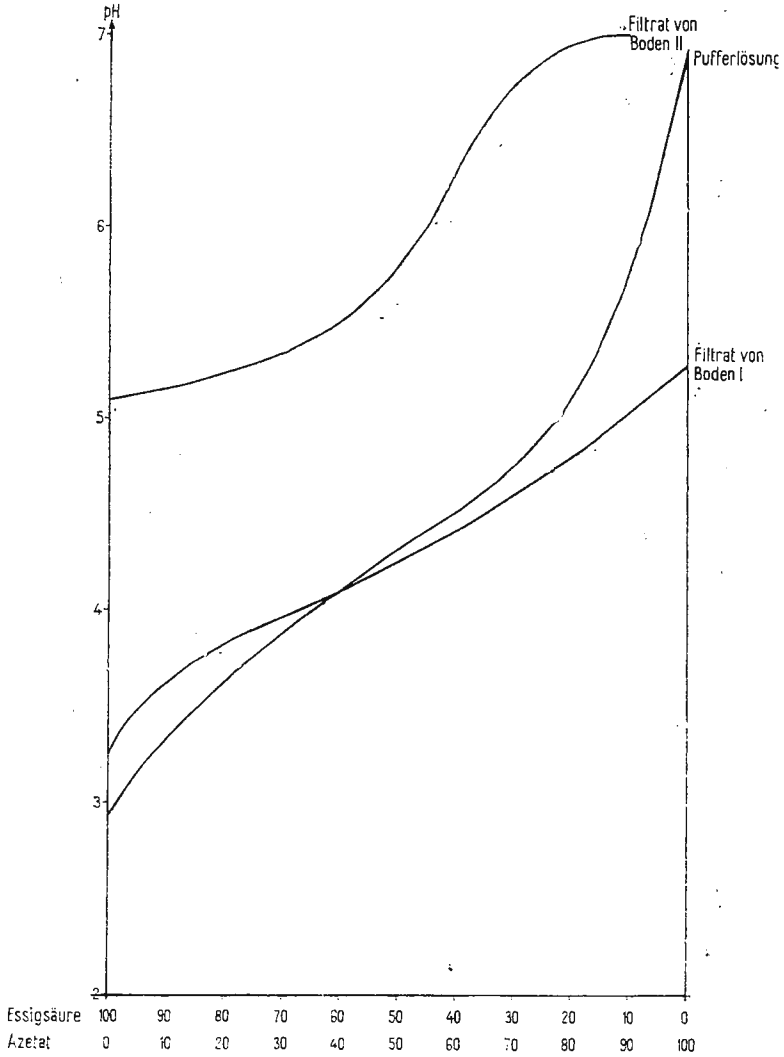


Abb. 5. — Zusammensetzung der KCl-haltigen Azetatpufferlösung.

Protonen ab, um bei einem Mengeverhältnis Borsäure : Borat von 72-29 auf O zu sinken. Bei weiterer Herabsetzung des Borsäureanteils in der Pufferlösung beginnt die Abgabe von Protonen seitens des Bodens; bei

Institutul Geologic al României

dem Mengenverhältnis 30 Teile Borsäure gegen 70 Teile Borat beträgt die Menge der an die Lösung abgegebenen Protonen 1,7 mg-Aequ. je 100 g Boden.

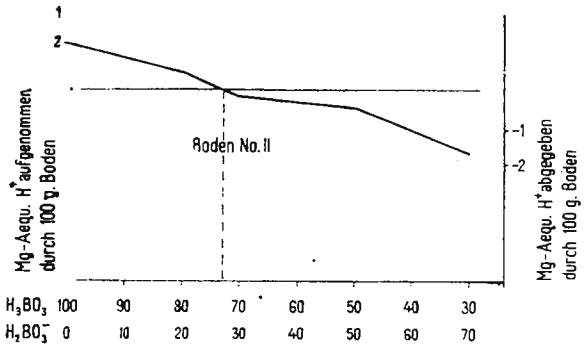


Abb. 6. — Zusammensetzung der wässergen Boratpufferlösung.

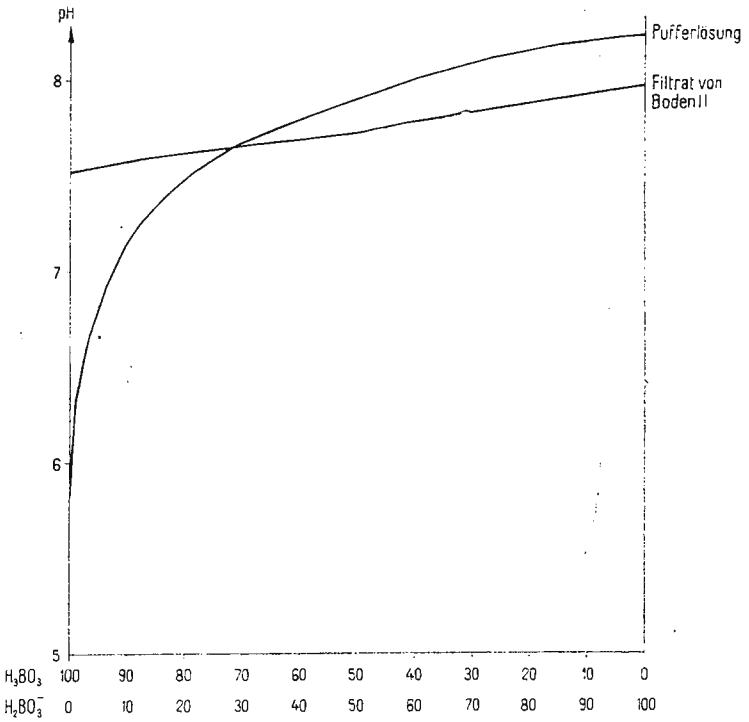


Abb. 7. — Zusammensetzung der wässerigen Boratpufferlösung.

In Abb. 7 sind die Gleichgewichts-pH-Zahlen der unterschiedlich zusammengesetzten Borsäure-Boratlösungen und der mit denselben hergestellten Bodenfiltrate wiedergegeben. Wie ersichtlich liegt der Schnitt-

Institutul Geologic al României

punkt der beiden Kurven bei 7,66 pH; dies ist folglich der Isohydrid-pH-Wert von Boden II.

Aus den mitgeteilten Untersuchungsangaben können folgende Schlüsse gezogen werden:

1. Die sich zwischen dem Boden und den verschiden zusammengesetzten Pufferlösungen abspielenden protolytischen Vorgänge können auf Grund des Säuregehaltes und der pH-Zahl der im Gleichgewicht mit dem Boden befindlichen Pufferlösungen (der Bodenfiltrate) gekennzeichnet werden.

2. Aus dem Säuregehalt lässt sich die Menge der vom Boden aufgenommenen, bzw. abgegebenen Protonen berechnen.

3. Der Schnittpunkt der pH-Kurven des Bodenfiltrates und der Pufferlösung gibt die Isohydrid-pH-Zahl des Bodens an.

4. Im Falle von neutralen oder schwach alkalischen Böden sind zum Studium der protolytischen Vorgänge Borsäure-Boratpufferlösungen zu verwenden. Die Isohydrid-pH-Zahlen solcher Böden liegen ausserhalb der Zone jener pH-Werte, die mit dem Puffergemisch Essigsäure-Azetat bestimmbar sind.

5. Durch KCl-haltige Puffergemische werden die protolytischen Vorgänge, und somit auch die Isohydrid-pH-Zahlen der Böden nach der sauren Seite hin verschoben. Die Erhöhung der Salzkonzentration der Bodenlösung bewirkt also eine Zunahme der Menge von Hydroniumionen. Dieser Vorgang findet während des Austrocknens der Böden, wobei die Salzkonzentration der Bodenlösung erhöht wird, immer statt und hat vorübergehend eine relative Versauerung der Böden zur Folge.

6. Mit der Zunahme der Bodensäure verlassen Al-Ionen die Bodenoberfläche, d.h. die Bodenteilchen zersetzen sich.

7. Laut eigener Untersuchungsergebnisse ist stets mehr Al in den KCl als in den Wasserauszügen der Böden enthalten.

8. Es konnte festgestellt werden, dass die Bodenteilchen geringe Mengen (etwa 5%) des Puffergemisches adsorbieren, doch werden dadurch die Messertgebnisse nur unwesentlich beeinflusst.

LITERATUR

Cernescu N. (1933) Kationenumtausch und Struktur, vergleichende Untersuchungen an Ton, Permutit und Chabasit. *Diss. E.T.H. Zürich,* 661, Zürich.

Di Gleria J., Klimes-Szmik A., Dvoracsek M. (1962) Bodenphysik und Bodenkolloidik. Budapest.

Wiegner G., Pallmann H. (1929) *Verh. 2. Komm. u. Alk-Subkomm. Int. Bdk. Ges.,* B, 29, Budapest.

Institutul Geologic al României

ÉTAT D'ÉQUILIBRE DES IONS D'HYDROGÊNE (PROTONS) ET LES RÉACTIONS PROTOLITHIQUES ENTRE LE SOL ET LES SOLUTIONS TAMPON

(Résumé)

On a étudié les processus protolithiques de la surface des particules du sol. Les réactions entre le sol et la solution tampon ont été suivies en modifiant le rapport acide/anion de 0 à 100 (pour les solutions tampon acide acétique-acétate, acide borique-borate). On a effectué des recherches aussi à l'aide de solutions nKCl, afin de tirer au clair l'influence de la concentration en sel sur ces processus.

Étant donné les recherches entreprises on a pu conclure :

1. Les processus protolithiques qui se passent entrele sol et les solutions tampon de compositions différentes peuvent être caractérisés à partir de l'acidité et de la valeur pH des solutions tampon qui sont en équilibre avec le sol (les filtrats de sol).

2. La quantité des protons retenus ou libérés par le sol peut être calculée à partir de l'acidité.

3. Le point d'intersection des courbes du pH, du filtrat de sol et de la solution tampon représente la valeur du pH isohydride du sol.

4. Au cas des sols neutres ou faiblement alcalins, afin d'étudier les processus protolithiques, on emploie des solutions tampon acide borique-borate; la valeur du pH isohydride pour pareils solt se situe en dehors de la zone des valeurs pH déterminées avec mélange de tampon acide acétique-acétate.

5. Au cas des mélanges tampons contenant du KCl, les processus protolithiques autant que les valeurs pH isohydride du sol se déplacent en dehors du domaine acide.

L'accroissement de la concentration en sel de la solution du sol influence ainsi l'abaissement de la quantité d'ions de l'hydronium. Ce processus a lieu au cours de l'asséchage du sol, lorsque la concentration en sel de la solution du sol augmente, conduisent ainsi à une acidification du sol.

6. À mesure que l'acidité du sol augmente, les ions d'aluminium abondonnent la surface du sol. fait qui conduit à une désagrégation des particules du sol.

7. D'après les résultats obtenus par l'auteur, l'extrait en KCl contient plus d'Al que l'extrait en eau.

Institutul Geologic al României

8. Bien que les particules du sol adbosrbent des quantitésre duites (x 5%) de mélange tampon, on a toutefois réussit à établir que les résultats des mesurages n'en sont que de manière insignifiante influencés.

STAREA DE ECHILIBRU A IONILOR DE HIDROGEN (PROTONI) ŞI REACŢIILE PROTOLITICE DINTRE SOL ŞI SOLUŢII TAMPON

(Rezumat)

Au fost studiate procesele protolitice de la suprafaţa particulelor de sol. Reacţiile dintre sol şi soluţia tampon au fost urmărite prin modificarea raportului acid : anion, de la 0 la 100 (la soluţii tampon acid acetic-acetat, acid boric-borat). Cercetările au fost efectuate şi cu soluţia nKCl în scopul clarificării influenţei concentraţiei de sare la aceste procese.

Pe baza studiilor întreprinse s-au putut trage următoarele concluzii :

1. Procesele protolitice ce au loc între sol şi soluţii tampon de compoziţie diferită pot fi caracterizate pe baza acidităţii şi valorii pH-ului soluţiilor tampon ce sînt în echilibru cu solul (filtratele de sol).

2. Cantitatea de protoni luată sau cedată de sol se poate calcula din aciditate.

3. Punctul de întretăiere a curbelor pH-ului, filtratului de sol şi a soluţiei tampon, reprezintă valoarea pH-ului isohidrid al solului.

4. În cazul solurilor neutre sau slab alcaline, pentru studiul proceselor protolitice se folosesc soluţiile tampon acid boric-borat. Valoarea pH-ului isohidrid la astfel de soluri se situează în afara zonei valorilor pH determinate cu amestec tampon acid acestic-acetat.

5. La amestecurile tampon ce conţin KCl, procesele protolitice, precum şi valorile pH-ului isohidrid al solului sînt deplasate din domeniul acid.

Mărirea concentraţiei în sare a soluţiei de sol influentează astfel o scădere a cantităţii ionilor de hidroniu. Acest proces are loc în timpul

Institutul Geologic al României

uscării solului, cînd concentrația de sare a soluției de sol devine mare, conducînd ulterior la o relativă acidifiere a solului.

6. Cu creşterea acidității solului, ionii de aluminiu părăsesc suprafața solului, ajungîndu-se la o dezagregare a particulelor de sol.

7. Potrivit rezultatelor proprii, extrasul în KCl conține mai mult Al decît extrasul în apă.

8. S-a putut stabili că cu toate că particulele de sol adsorb cantități mici (~ 5%) din amestecurile tampon, totuşi rezultatele măsurătorilor nu sînt decît neînsemnate influențate.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PARALLEL STONE CRACKING, A WEATHERING PROCESS ON DESERT SURFACES

BY

D. H. YAALON[1]

Weathering processes which have been recognized as operating on rock surfaces and boulders in desert environments include granular disintegration, exfoliation, cracking, flaking, and alveolation (Schattner, 1961; Ollier, 1965; Dragovich, 1967; La Marche, 1967). The most important factor in activating these processes is expansion due to hydration (Schattner, 1961; Roth, 1965; Dragovich 1967), salt crystallization (Meckelein, 1959), or the release of residual stresses (Bradley, 1963; La Marche, 1967). Only for cracking did Schattner (1961) and Ollier (1965) invoke the previously generally favoured insolation theory of weathering as the main mechanism. Schattner mentions *inter alia* (p. 261) that in the granite mountains of southern Sinai the smaller boulders frequently crack at a right angle to the base, producing flat inside surfaces and sharp edges. Ollier suggests that in Central Australia fine dirt particle enter into small crevices in the boulder and put the rock under stress. Expansion of the particles widens the cracks. During subsequent cycles of contraction and expansion they lodge deeper and deeper, the cracks gradually widen, until the boulder splits. He discounted pressure due to crystal growth and chemical weathering as factors in this process and termed it therefore "dirt cracking".

In the present note observations made in the Sinai desert in 1967 and 1968 on parallel, often vertical cracking of stones on desert surfaces will be discussed. It is believed to have been caused not by insolation but by pressure due to crystal growth.

[1] Department of Geology, The Hebrew University, Jerusalem, Israel.

Institutul Geologic al României

In the course of the study of desert pavement surfaces and soils in the central Sinai protruding sharp edges of flint flakes were frequently observed imbedded in the pavement. While usually only a small number of such cracked stones seems to be occurring on mature desert pavements a considerable number of them was found on a few meters high sandy and gravelly terrace in the Wadi Araba, 5 km north of Abu Durba on the SW Sinai coast. The pictures accompaniyng this note were all taken at this locality (Plate I to III) and they could have been multiplied by many more showing the varied shapes of the extraordinary sharp protruding edges several centimeters above the generally flat surface.

On this relatively young surface the typical reg soil profile was not yet fully developed. Since only relatively larger stones seem to be affected by this type of weathering, thereby producing smaller flat stones of the sizes often dominant on the desert pavements, it seems that an older mature reg surfaces the small flat flint stones have been derived in part by cracking of larger ones.

While the large majority of the stones with parallel cracking are flints (Plate I, fig. 1), they also include limestones (Plate I, fig. 2) and black aphanitic igneous rocks (Plate II, fig. 1). The remarkable feature of this kind of weathering are the sharp protruding flakes above the flat desert pavement (Plate II, fig. 2). In most cases less than half of the boulder is ankered in the pavement (Plate III, fig. 1), though occasionally most of it is buried (Plate I, fig. 1). With flint stones a highly characteristic feature are the very sharp edges and the many parallel flakes (Plate II, fig. 2 and Plate III, fig. 1). This indicates that after cracking has occurred and the flakes were pushed apart there is a great resistance to subsequent weathering processes.

The flakes occur at a distance of a millimeter or less to a few centimeters from each other. When reassembled they fit perfectly together. This implies, as O l l i e r (1965) has also observed, that they are gradually moving apart. Flakes only a fraction of a mm or so apart often had salt or gypsum crystals between their inner faces, suggesting that salt crystal growth and not dirt expansion was the prime cause of the cracking. No cemented dirt breccia was found to be present.

Mostly uniform and dense rocks are affected by this type of cracking, as reported by O l l i e r (1965). This seems to be an additional reason against the theory of insolation weathering. Less differential expansion and contraction would be produced in such homogeneous rocks than in polycrystalline ones. On the other hand structural micro-cracks (B i s d o m, 1967) seem to be present in many minerals, which during hydration can

Institutul Geologic al României

become enlarged to macro-cracks and then split the minerals or rocks It may well be that this inherent property of the minerals is utilized by salt solutions penetrating into the surface and that it is the ultimate cause of the parallel cracking.

The dominant vertical or almost vertical orientation could possibly be explained as due to the fact that only vertically or almost vertically standing flakes remain sufficiently ankered in the pavement (Plate II, fig. 2 and Plate III, fig. 1), especially as the stones are being gradually pushed apart. Flakes which split off at a sharp angle to the base of the boulder would be a less strongly ankered and soon tumble over. Thus it was observed that only almost completely buried boulders exhibit cracking at an acute angle to the base of the pavement (Plate II, fig. 1). No doubt many of the small flat stones making up the desert pavement were derived in part in this way and were not transported over long distances.

Dew, together with airborne aerosols and the infrequent precipitation have supplied the required moisture and salts for the process to proceed. Large amounts of dew condensation have been observed on many nights in the Sinai desert, sufficient to wet the rock surfaces and to penetrate its solution into the cracks. Dew has been recently shown to be a scavenger of salts and aerosols from the air, and it is therefore more saline than rainwater (Y a a l o n, G a n o r, 1968). Airborne salts have been postulated to be the main cause of salinity in the Negev and Sinai deserts (Y a a l o n, 1963) and their occurrence would of course be particularly common in coastal areas.

Seasonal movement of the desert surface in response to wetting and drying cycles, similar to that observed by J e s s u p (1960) for the vertical movement of stones in Australia, seem to have been the main cause in pushing the cracked flakes apart. Particles lodged between the cracks no doubt are a significant adjunct in this process, especially preventing the flakes to be pushed together again.

In conclusion, since both for the penetration of the salt solution and for the subsequent movement apart of the flakes the presence and activity of moisture has been invoked, it is suggested that chemical weathering processes rather than temperature changes are the main factor producing parallel cracking in flints and other homogeneous stones imbedded in desert pavement surfaces. The reason for the pronounced tendency to parallel splitting of the stones needs further examination.

Institutul Geologic al României

SUMMARY

Dense uniform stones in the desert pavement surfaces of the Sinai desert often weather by parallel almost vertical cracks. Examination of flakes only a fraction of a millimeter apart indicated that the cracking is the result of gypsum and salt crystal growth in the fine crevices.Protruding sharp edged flakes occurring now up to a few centimeters apart are believed to have been pushed away by loose particles lodged between them and by wetting and drying cycles of the surface in which they are imbedded. The processes activating this type of weathering are mostly chemical rather than the effect of insolation.

REFERENCES

Bisdom E. B. A. (1967) The role of micro-crack systems in the sphcroidal weathering of an intrusive granite in Galicia (NW Spain). *Geol. en Mijnbouw*, 46, 333—340.

Bradley W. C. (1963) Large-scale exfoliation in massive sandstone of the Colorado Plateau. *Geol. Soc. America Bull.*, 74, 519—528.

Dragovich D. (1967) Flaking, a weathering process operating on cavernous rock surfaces, *Geol. Soc. America Bull.*, 78, 801—804.

Jessup R. W. (1960) The stony tableland soils of the south-eastern portion of the Australian arid zone and their evolutionary history. *J. Soil Sci.*, 11, 189—196.

La Marche V. C. Jr. (1967) Spheroidal weathering of thermally metamorphosed limestone and dolomite, White Mountains, California, *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 575—C 32—37.

Meckelein W. (1959) Forschungen in der zentralen Sahara. Westermann, Braunschweigg, 181 pp.

Ollier C. D. (1965) Dirt cracking — a type of insolation weathering. *Austral. J. Sci.*, 27, 236—237.

Roth E. S. (1965) Temperature and water content as factors in desert weathering. *J. Geol.*, 73, 454—468.

Schattner Isaac (1961) Weathering phenomena in the crystalline of the Sinai in the light of current notions, *Bull. Res. Counc. Israel*, 10 G, 247—266.

Yaalon D. H. (1963) On the origin and accumulation of salts in ground-water and in soils of Israel, *Bull. Res. Counc. Israel*, 11 G, 105—131.

Yaalon D. H., Ganor E. (1968) Chemical composition of dew and dry fallout in Jerusalem, Israel, *Nature*, 217, 1139—1140.

Institutul Geologic al României

CRAQUEMENT PARALLÈLE DES PIERRES, UN PROCESSUS D'ALTÉRATION SUR LES SURFACES DES DÉSERTS

(Résumé)

Sur les surfaces de pavé désertique de la presqu'île de Sinaï on observe fréquemment des pierres soumises à un processus d'altération par fentes parallèles, presque verticales. L'examen des flocons gros seulement d'une fraction de mm montre que ce craquement est le résultat de l'accroissement des cristaux de gypse et d'autres sels précipités dans de fines crevasses. Les flocons aux arrêtes tranchantes s'avancent de quelques centimètres ; selon toute vraisemblance cette avancée est due tant à la poussée des particules formées de matériau meuble qui existent entre les flocons qu'à l'humectation et le séchage alternatif des surfaces sur lesquelles ils se sont fixés. Le processus qui génère ce type d'altération est plutôt de nature chimique et en moindre mesure l'effet de l'insolation.

CRĂPAREA PARALELĂ A PIETRELOR, UN PROCES DE ALTERARE PE SUPRAFEŢELE DEŞERTURILOR

(Rezumat)

Pe suprafeţele de pavaj desertic din peninsula Sinai se observă frecvente pietre supuse unui proces de alterare prin crăpături paralele, aproape verticale. Examinarea particulelor de numai o fracţiune de mm arată că această crăpare este rezultatul creşterii cristalelor de gips şi alte săruri în crevase fine. Cristale cu muchii ascuţite avansează cu cîtiva cm şi par a fi fost împinse înainte atît de particulele de material dintre ele cît şi prin umezirea în uscarea alternativă a suprafeţelor pe care sînt prinse. Procesul care generează acest tip de alterare este mai mult chimic decît efectul insolaţiei.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PLATE I

Institutul Geologic al României

PLATE I

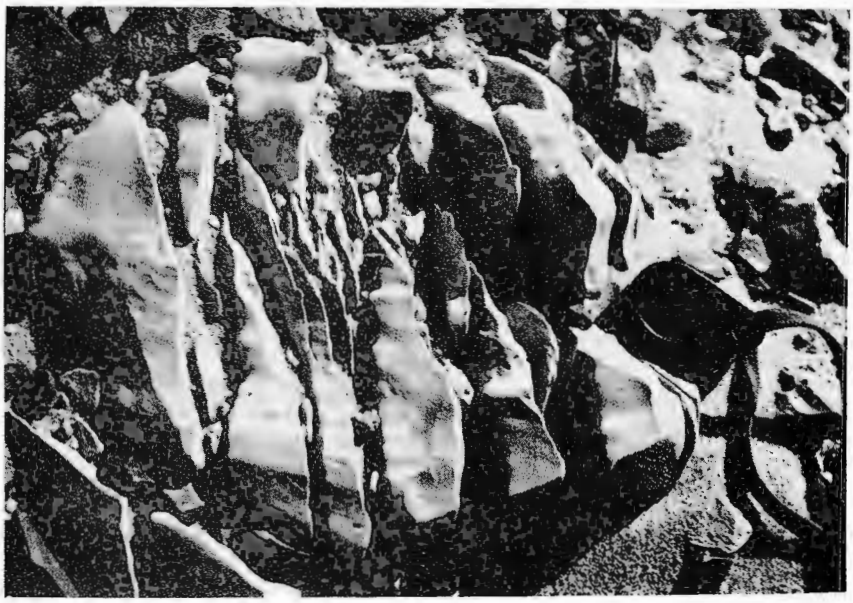
Fig. 1. — Extensive parallel cracking of flint stones imbedded in the desert pavement surface. Long axis of magnifying glass is 3.5 cm. Note that some of the flakes, which were ankered at an acute angle have tumbled over and are lying flat on the surface.

Fig. 2. — Parallel cracking in hard limestone. When excavated the fragments fitted perfectly to each other. Long axis of magnifying glass is 3.5 cm.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLATE II

Fig. 1. — Parallel cracking in black aphanitic igneous boulder imbedded in the desert surface; the long axis is 15 cm.

Fig. 2. — Vertically protruding flakes of parallelly cracked flint, up to 6 cm above desert surface. Note the thin and sharp edges.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLATE III

Fig. 1. — Almost vertically protruding flint flakes, up to 11 cm high. Note the sharply pointed edges.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

SUR L'ANALYSE MINÉRALOGIQUE DE LA FRACTION SABLEUSE DU SOL

PAR

F. A. VAN BAREN[1]

Nous avons plusieurs fois déjà insisté sur le fait que l'étude minéralogique de la fraction sableuse du sol devrait faire partie intégrante des recherches de laboratoire couramment utilisées (van Baren et Kiel, 1954, 1956). Ces recherches comprennent, après analyses physiques et chimiques standards, la détermination des minéraux argileux de la fraction inférieure à 2 μ par rayonnement X, analyse thermique différentielle et microscopie électronique.

D'une part, à cause de sa nature plutôt spécifique et, d'autre part, probablement à cause du manque de compréhension dans son utilité et aussi des ses limitations, la détermination microscopique des matériaux constitutifs du sol n'a jamais attiré grande attention. Le but de cette contribution, faite en l'honneur de notre regretté collègue, Cernescu, est de mettre en évidence quelques aspects justificatifs dans l'estimation de la minéralogie de la fraction sableuse.

L'importance de la composition minéralogique de cette fraction ne concerne pas seulement la contribution qu'elle apporte (1) dans la classification du matériel parental, (2) dans les critères pour contrôler l'uniformité du matériel parental, (3) dans une évalution meilleure de la fertilité du sol, mais également (4) dans la connaissance du développement du profil.

En ce qui concerne le point (1), le tableau suivant donne des résultats montrant clairement la différence dans la composition minéralogique des résidus de minéraux lourds de sols d'origines diverses.

Pour ce qui concerne le point (2), nous pouvons nous référer à l'étude de Harmse sur les sols d'Afrique du Sud (1967). Il prouve l'influence

[1] Royal Tropical Institute, Amsterdam, Pays-Bas.

Institutul Geologic al României

TABLEAU 1

Origine	opaque	tourmaline	zircon	grenat	rutile	brockite	anatase	sphène	staurolide	disthène	andalousite	chloritoïde	épidote	hornblende verte	oxy-hornblende	augite	hypersthène	glaucophane	lawsonite
roche andésitique	— 2 —													1 94 15		98 4 —	1 2 85		
roche métamorphique	6	6	37		3				8		32		10	4					
roche schisteuse	55	5	13	2	10	1	1	1	1	3		4	1			1		40	17

intensive de dépôts éoliens sur les produits d'altération d'une dolérite. Un exemple assez convaincant est le sol brun rouge eutrophe (sol H suivant D'H o o r e, 1964) de la région du « High veld » au Transvaal. La description du profil est la suivante :

Horizon	Profondeur en cm	
A1	0—31	limon finement sableux brun rougeâtre 2.5YR 4/4 (à l'état sec) ; friable à faiblement induré ; structure granulaire grossière ; concrétions ferrugineuses indurées dispersées, devenant plus abondantes avec la profondeur et atteignant leur maximum entre 26 et 31 cm ; cailloux de quartzite dont certains sont apportés à des concrétions entre 26 et 31 cm ; racines abondantes ; transition abrupte.
IIB2	31—76	argile finement sableuse brun rougeâtre foncé 2.5YR 3/4 (à l'état sec) ; légèrement indurée ; structure polyédrique angulaire bien développée ; faces structurales glacées ; poreux ; quelques racines ; limite non distincte.
IIIC	76—122	limon granuleux brun jaunâtre 10YR 5/6 (à l'état sec) provenant d'une dolérite altérée ; friable ; poreux ; fines taches rouge brun ; nombreuses veines de dolérite compacte ; transition graduelle.
IIIR	122+	dolérite indurée avec exfoliation diminuant la compacité.

L'organisation des minéraux lourds de la fraction 500—50 μ a la composition :

	A1	B2	C
Opaque	80	99	25
Zircon	45	49	1
Tourmaline	10	8	tr.

Institutul Geologic al României

Grenat	1	2	—
Rutile	23	18	tr.
Anatase	4	3	—
Staurotide	1	1	—
Andalousite	1	2	—
Épidote	tr.	3	—
Zoïsite	1	—	—
Pigeonite	5	11	97
Monazite	4	3	—
Altérites*	5	tr.	2

* Produits d'altération indéterminables

Ces résultats ne demandent pas d'explication complémentaire. Il est bien connu que, à l'exception de quelques cas particuliers, l'organisation des minéraux lourds compense son faible pourcentage dans la fraction minérale totale. Au point de vue quantitatif, les minéraux sont les feldspaths potassiques (sanidine, orthose et microcline) et les plagioclases du type albite-anorthose, mais avec dominance du type albite acide au type intermédiaire andésite-labradorite.

De cette brève énumeration, il s'ensuite que immédiatement après le quartz non diagnostique, il n'existe que quelques composés de la famille des feldspaths, et leur valeur diagnostique est faible, comme l'albite ou l'oligoclase qui peuvent se combiner à l'un ou l'autre type de minéraux lourds. Pour déterminer l'origine d'un matériel de sol, ils ne sont qu'exceptionnellement d'une importance spécifique.

Cependant, si nous étudions la fertilité du sol du point de vue minéralogique, l'appréciation quant aux minéraux légers change complètement. Ils forment la grande masse de la fraction sableuse. Parmi eux, on trouve parfois les micas avec une gamme assez large de poids spécifique, tels que muscovite (p.s. 2.6—2.9) biotite (p.s. 2.7—3.1) comme minéraux accessoires importants. Même avec un p.s. > 2.89, ils peuvent être retenus dans la fraction légère parce que leur structure écailleuse les maintient en surface.

En examinant la fraction sableuse entière, sans avoir séparé les minéraux légers des lourds, d'intéressantes corrélations entre la fertilité et la composition minéralogique ont été établies par van Baren et Kiel (1956) sur des sols de la petite île de Kolombangara qui fait partie des îles Solomon dans l'Océan Pacifique.

Le tableau 2 montre les résultats de l'analyse minéralogique des sols de sites différents (A2, C, etc.)

Institutul Geologic al României

TABLEAU 2

Minéraux	A2	C1	J2	L1	F1	K2	30	31
Plagioclase	13	20	6	1	17	16	1	1
Quartz	—	—	1	—	6	2	4	2
Hornblende	1	—	2	1	7	4	3	—
Oxy-hornblende	5	5	1	2	2	2	—	—
Augite	40	37	41	67	5	8	2	—
Hypersthène	1	—	—	—	—	—	—	—
Minerai	23	16	30	15	53	52	90	97
Montmorin	8	6	8	4	3	6	—	—
Concrétions de fer	2	3	2	7	1	2	—	—
Fragments de fer	6	7	1	1	—	2	—	—
Divers	1	6	8	2	6	6	—	—

Si nous rapportons à 100 le quartz et les plagioclases, l'augite contenant du fer et la hornblende (pyriboles), et les minerais (magnétite et ilménite), nous pouvons dresser un diagramme triangulaire montrant clairement la relation existant entre les rapports mutuels de groupes et l'estimation de la fertilité du sol.

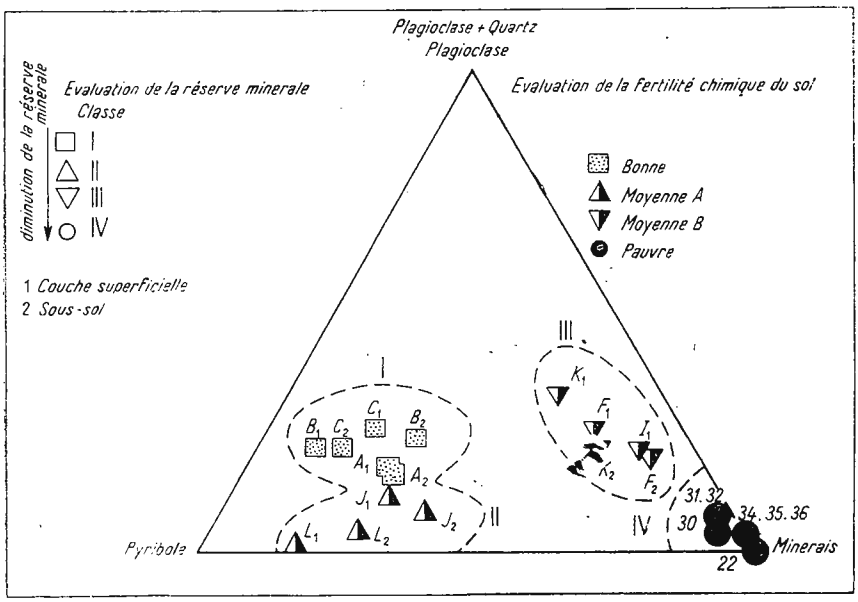


Fig. 1

Les classes de fertilité sont dérivées d'analyses chimiques.

Cet ensemble de données n'explique pas seulement les différences dans la fertilité mais également les différences dans les teneurs en Mg qui correspondent parfaitement au pourcentage en pyriboles.

Institutul Geologic al României

TABLEAU 3

Classes de fertilité	Echantillons	P_2O_5 Truog ppm/sol	ppm dans une solution d'acétate acide de Na suivant Morgan 1: 21/2				
			Ca	Mg	K	Al	Mn
I	A2	50	800	200	10	10	2
	C1	75	1 050	140	25	5	0
II	J2	0	1 400	110	10	25	0
	L1	10	1 250	175	20	5	0
III	F1	5	1 900	110	15	5	0
	K2	5	1 850	70	10	10	0
IV	30	0	68	43	8	46	113
	31	0	10	8	4	66	23

Pour ce qui est d'autres exemples, tels que rapport muscovite et/ou biotite et potasse extractible par HCl respectivement en fonction des phosphates et le pourcentage d'apatite, le lecteur peut se rapporter à Mohr et van Baren (1954).

Enfin, l'importance de la connaissance de l'organisation des minéraux et le développement du profil doit être discutée. Ceci est particulièrement vrai quand un type donné de minéral est décomposé, puis totalement dissous avec disparition de ses ions composants, ou est transformé en un composé secondaire de néoformation qui appartient au groupe des minéraux argileux.

On connait peu d'exemples avec preuves à l'appui par examen microscopique de roches altérées dont le feldspath s'est transformé en kaolinite ou, suivant les cas, en gibbsite (Mohr et van Baren, 1954).

Intéressants sont également les exemples de décomposition et de dissolution préférentielles d'oligoclase peu stable comparativement à l'orthose plus résistante, tandis que Kiel et Rachmad (1948), qui ont travaillé sur la minéralogie d'un sol ferralitique de Sumatra, ont montré une concentration résiduelle de types très resistants de minéraux. Le tableau suivant nous le montre.

On peut voir d'après ces données que le profil de ce sol latéritique est réellement homogène et que la présence de tourmaline arrondie et de rutile indique une legère contamination par des matériaux non volcaniques. L'augmentation dans les couches supérieures de terres rares (cérium, yttrium, etc.), de silicates et d'orthite associée à une diminution de hornblende verte est une indication d'une altération selective de ce dernier minéral, tandis que l'orthite est très résistante.

Institutul Geologic al României

TABLEAU 4

Horizons	Profondeur en cm	opaque	Minéraux non opaques exprimés en %							
			Tourmaline	Zircon	Grenat	Rutile	Hornblende verte	Augite	Hypersthène	Orthite
Sol latéritique										
A1	0— 10	35	—	7	—	tr	54	—	tr	39
A2	19— 30	17	tr	4	—	1	64	tr	—	31
A3	30— 55	73	—	4	—	1	42	tr	—	53
B1	55—120	86	tr	10	—	tr	55	—	tr	35
B2	120—270	67	tr	16	—	—	46	tr	tr	38
B3	270—500	10	—	4	—	—	80	tr	—	16
C	500—600	12	tr	2	—	—	88	—	—	10
D	600+	1	tr	3	—	—	90	2	1	4

Une observation intéressante est finalement rapportée par H a r m s e (1967) qui a trouvé en étudiant les fractions légères des sols du Transvaal, une quantité remarquable de plagioclases pseudomorphes altérés qu'il a appelés ,,tecto-allophanes" pour les distinguer des allophanes résultant de l'altération des verres volcaniques comme dans les sols ando. Le nom est dérivé de la classification structurale des silicates (B e r r y et M a s o n, 1959) qui groupe le quartz, les feldspaths et feldspathoïdes sous le terme de tectosilicates à cause de leur disposition continue de tétraèdres de silice, chacun acceptant 4 oxygènes.

Ceci nous conduit au problème de la résistance à l'altération ou à la stabilité. La stabilité est une propriété relative telle qu'elle n'est pas déterminée par la persistance des minéraux dans un milieu indifférent, mais, et ceci est vrai dans la formation des sols, sous une série de conditions très variables. Cette propriété concerne plus particulièrement les minéraux silicatés constituant la masse du squelette du sol. L'unité de base de l'architecture de ces composés est le tétraèdre de silice entouré de quatre ions oxygène situés à égale distance et aux quatre coins. Ces tétraèdres Si-O peuvent être associés à d'autres de différentes manières de façon à former des unités cristallines de minéraux silicatés comme nous les connaissons. Le tableau suivant donne un schéma de la structure telle qu'elle se présente pour les minéraux les plus courants.

Cependant, il n'y a pas que la manière suivant laquelle les tétraèdres se combinent pour former les organisations spécifiques structurales qui soit décisive pour la stabilité des minéraux silicatés. La substitution

Institutul Geologic al României

TABLEAU 5

Classification structurale des silicates

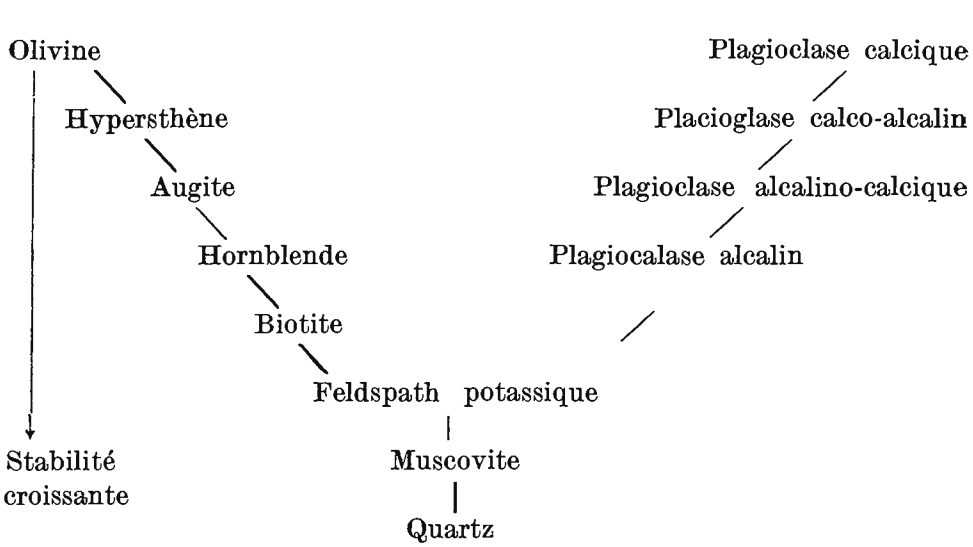
Classification	Etymologie grecque	Arrangement structural	Exemples	Si : O
Nésosilicates	île	tétraèdres indépendants	Sphène, Olivine, Andalousite, Kyanite, Staurotide, Zircon et Sillimanite	1 : 4
Sorosilicates	groupe	deux tétraèdres partageant un oxygène	Groupe de l'Épidote, Lawsonite	2 : 7
Cyclosilicates	anneau	anneaux fermés de tétraèdres partageant chacun deux oxygènes	Tourmaline, Cordiérite et Axinite	1 : 3
Inosilicates	chaîne	chaînes simples continues de tétraèdres partageant chacun deux oxygènes	Pyroxènes et Pyroxènoïdes	1 : 3
		Chaînes doubles continues de tétraèdres partageant alternativement 2 et 3 oxygènes	Amphiboles	4 : 11
Phyllosilicates	feuille	feuilles continues de tétraèdres partageant chacun 3 oxygènes	Biotite, Muscovite et minéraux argileux	2 : 5
Tectosilicates	squelette	squelette continu de tétraèdres partageant chacun les 4 oxygènes	Quartz, Feldspaths, Feldspathoïdes	1 : 2

des ions joue également un rôle important. Les phyllosilicates comme la muscovite et la biotite et le groupe des feldspaths sont des cas dignes d'attention. Pour ces minéraux, un ou deux Si^{4+} sont remplacés par un ou deux Al^{3+} permettant aux ions Na^{+}, K^{+} et/ou Ca^{2+} de pénétrer dans la structure et maintenir ainsi sa neutralité électrique. Cette substitution ionique est plus fréquente dans les minéraux formés à haute température qui, par conséquent, sont moins stables à des températures faibles.

Un autre fait pourrait être mentionné. Il a trait à la présence de cations qui peuvent s'oxyder par altération et influencent profondément la stabilité structurale des minéraux. Le Fe^{2+} a un rayon de 0,83 Å alors que le Fe^{3+} a un rayon de 0.67 Å. L'oxydation du fer ferreux en fer ferrique cause une perturbation dans la stabilité électrique et dans la stabilité géométrique. La résistance relative des minéraux à l'altération semble être en relation avec le degré de basicité, le degré de liaison des tétraèdres

Institutul Geologic al României

et le nombre relatif d'Aluminium et de trétraèdres. La série comparative suivante de minéraux avec augmentation de la stabilité résoud ce problème.



Le fait que l'olivine dans le groupe mafique des minéraux soit le minéral qui ait la plus faible résistance à l'altération, est en relation directe avec ce qui a été mentionné plus haut de l'oxydation du Fe^{2+} en Fe^{3+}. B a r s h a d (1964), dont le chapitre consacré à la chimie du développement du sol fut la source des discussions précédentes, donne l'explication suivante de ce phénomène et de ceux qui lui sont associés. Par oxydation, certains autres cations peuvent disparaître de la structure de façon à maintenir la neutralité électrostatique du réseau cristallin. Puisque de tels cations peuvent jouer un rôle dans la liaison du tétraèdre, leur départ affaiblirait la structure.

Il faut encore signaler que les oxygènes sont plus étroitement associés à des cations autres que ceux qui sont en position tétraédrique. Cela veut dire que plus le volume occupé par un nombre donné d'oxygènes est petit, plus le minéral est stable. Ceci, par exemple, explique la plus grande résistance de la microcline comparée à celle de l'orthose due à sa symétrie triclinique par comparaison à la symétrie monoclinique de cette dernière. Le contraste de stabilité entre l'olivine et le zircon est encore plus frappant. Les deux appartiennent au groupe des nésosilicates étant constitués de tétraèdres indépendants. Cependant

Institutul Geologic al României

l'olivine est très susceptible d'être altérée alors que le zircon fait partie des minéraux les plus stables connus. Ceci est un exemple très marquant de l'effet de réduction de l'encombrement. L'olivine forme une cellule unitaire dont le volume est de 291 $Å^3$ tandis que le zircon n'occupe que 231 $Å^3$.

On peut citer comme exemple final la différence d'altérabilité de la biotite et de la muscovite, la première étant la moins résistante.



Fig. 2

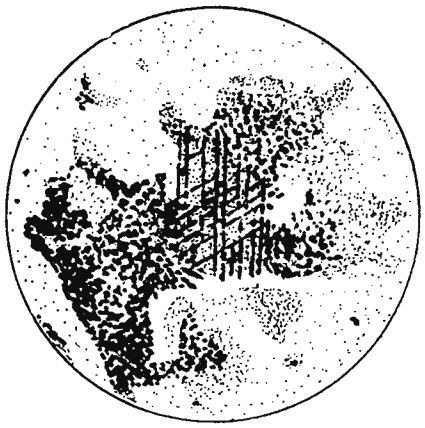


Fig. 3

Les deux minéraux ont le même type de liaison tétraédrique et le même nombre de tétraèdres d'alumine, mais la biotite contient du Fe^{2+} et son unité cellulaire occupe 489 $Å^3$, alors que la muscovite ne contient pas de Fe^{2+} et son volume est de 459 $Å^3$.

Cette série de constatations peut être complétée en se référant à une observation intéressante faite par van Rummelen (1940) qui attire l'attention sur deux points. Le premier est que l'altération des minéraux à organisation structurale en chaînes ou en doubles chaînes se fait très probablement suivant une direction du cristal corespondant à l'allongement des chaînes ou, autrement dit, suivant l'axe c du minéral.

Le second point à considérer est que la décomposition des minéraux se fait principalement au cours du refroidissement du magma qui commence à se solidifier suivant le type spécifique de roche. Il peut exister un moment où les minéraux qui cristallisent déjà, ne sont plus longtemps en équilibre avec le fluide magmatique qui les entoure. Il s'ensuit que ces minéraux peuvent commencer à se dissoudre. Van Rummelen a observé présentement ce phénomène au cours d'une

Institutul Geologic al României

étude sur une andésite de Java. L'augite montrait l'aspect typique rugueux d'un minéral en pleine voie de destruction complète.

Nous avons observé un stade très avancé de décomposition d'une hornblende dans une trachy-andésite provenant également de Java. Dans une coupe de la roche, nous avons remarqué que le minéral mentionné a été totalement dissous et transformé en nodules de fer qui se sont tous disposés suivant les plans de clivage de la hornblende (v a n B a r e n, 1947).

Ces observations prouvent que les minéraux tels qu'ils sont trouvés dans la fraction sableuse d'un sol peuvent avoir subi un processus prépédogénétique de décomposition et il faut être très prudent dans l'interprétation d'un phénomène d'altération observé.

Un déséquilibre magmatique peut parfois ne pas provenir d'une destruction chimique mais d'un changement de la disposition du cristal et donc être également une source d'erreur dans l'histoire de ce minéral. Un exemple de cet espèce est le zircon, minéral qui cristallise dans un des tout premiers stades du refroidissement d'un magma. Dans les fractions sableuses, on le trouve aussi bien sous forme de cristaux à cassure nette que sous forme de grains arrondis. Il est assez courant de conclure de cette forme arrondie que les minéraux ont été soumis longtemps au transport, l'eau étant l'agent responsable de sa forme actuelle. Cela n'est pas nécessairement vrai. La forme observée des minéraux peut avoir été causée par le déséquilibre dans le magma au cours de la formation de la roche.

On peut conclure cette contribution par quelques remarques sur la texture de surface de l'un des minéraux les plus communs : le quartz. Suivant P e t t i j o h n (1957), la texture de surface est une des propriétés les plus caractéristiques des grains de minéraux sujets à un transport sédimentaire prolongé, tandis que K u e n e n (1960) a démontré par des expériences l'effet continu de l'abrasion éolienne sur les grains de quartz.

Ceci soulève un problème de sédimentologie intéressant qui, cependant, s'appuie sur le fait que la contamination par des matériaux transportés par le vent est à exclure. Comme moyen de distinction entre brassage résultant d'une abrasion éolienne et texture de surface causée par transport par l'eau, il est indispensable d'avoir recours à la recherche par microscopie électronique. H a r m s e (1966) qui a étudié ce problème en détail, affirme que les grains transportés par l'eau, bien que rayés par attaque chimique et montrant une surface mate, sont parfaitement dépourvus de nodules de percussion visible sur la surface des sables éoliens.

Institutul Geologic al României

Les photos montrent clairement cet état et sont un argument de plus pour dire que les recherches minéralogiques détaillées des fractions sableuses sont un outil important dans la recherche sur les sols.

BIBLIOGRAPHIE

Baren F. A. van (1948) On the Petrology of the Volcanic Area of the Gunung Muriah (Jawa). *Comm. Gen. Agric. Exp. Station* (Bogor, Indonesia) 60, Bogor.

— Kiel H. (1954) The mineralogy of an apparently autochthonous soil profile in French Equatorial Africa. *Trans. Vth. Int. Congr. Soil Sci.*, II, Léopoldville.

— (1956) Relationship between the mineralogical composition and fertility of tropical soils. *Trans. Vth. Int. Congr. Soil Sci.*, D, Paris.

Barshad I. (1964) Chemistry of Soil Development. In Firman E. Baer, *Chemistry of the Soil A.C.S. Monograph*, 160, New York.

Berry L. G., Mason B. (1959) Mineralogy. Freeman, San Francisco.

Harmse H. J. von (1957) Soil Genesis in the Highveld Region, South Africa. Thesis Univ., Utrecht.

Kiel H., Rachmad H. (1948) Voorlopige mededeling over het mineralogisch onderzoek van bodenprofilen. *Landbouw*, 20, Bogor.

Kuenen Ph. H. (1960) Experimental abrasion, 4: Aeolian action. *J. Geol.*, 68.

Mohr E. C. J., Baren F. A. van (1954) Tropical Soils, The Hague.

Pettijohn F. J. (1957) Sedimentary Rocks, 2nd ed. Harper, New York.

Rummelen F. F. F. E. van (1948) Magmatische corrosie van pyroxenen. *Geo. & Mijnd.*, 11.

ON THE MINERALOGICAL ANALYSIS OF THE SANDY FRACTION OF SOIL

(Summary)

The mineralogical composition of the sandy fraction of soil is important both as regards (1) the classification of parent material, (2) criteria used in order to check the uniformity of the parent material, (3) a better evaluation of the fertility of soil and (4) knowledge on development of the soil profile.

The analysis of the mineralogical composition of the sandy fraction obviously demonstrates the difference between the residua of heavy minerals in soils of various origin (table 1), as well as between horizons formed on varied parent material. In the research work on the fertility

Institutul Geologic al României

of soil, the light materials which form the great majority of the sandy fraction are of a peculiar importance. The study of the sandy fraction (without separating light minerals from the heavy ones) allowed to establish interesting correlationships between classes of fertility and the mineralogical composition of soils from Kolombangara island belonging to the Solomon archipelago.

Mineralogical investigations carried out in order to study the development of the soil profile have to trace up the mineral starting with its decomposition so far as its transformation in secondary compounds of neoformation which belong to the group of clay minerals. The problem of resistivity regarding alteration or stability has been raised. In case of soils, the stability is a relative property determined by the persistance of minerals under a series of quite varied conditions, and particularly concerning the silicate minerals which constitute the mass of the soil framework. The problem with respect to the part played by the cations, which may oxidate through alteration and strongly influence the structural stability of minerals, is also to be examined.

Studying the minerals in the sandy fraction of soil eventual prepedogenetic processes are also to be taken into account, as well as the possibility of a magmatic desequilibrium which does not proceed from a chemical destruction but from a change in the arrangement of crystals.

In conclusion, the importance of the study on the surface texture of quatz granules in order to minutely establish the aeolian or fluviatile genesis of the material, is pointed out.

ASUPRA ANALIZEI MINERALOGICE A FRACȚIUNII NISIPOASE DIN SOL

(Rezumat)

Compoziția mineralogică a fracțiunii nisipoase din sol este importantă atît în : (1) clasificarea materialului parental ; (2) criteriile utilizate pentru a controla uniformitatea materialului parental ; (3) evaluarea mai bună a fertilității solului, cît și (4) în cunoașterea dezvoltării profilului de sol.

Analiza compoziției mineralogice a fracțiunii nisipoase arată clar diferențe între reziduurile de minerale grele din soluri de origini diferite (tab. 1), ca și între orizonturile formate pe materiale parentale diferite.

Institutul Geologic al României

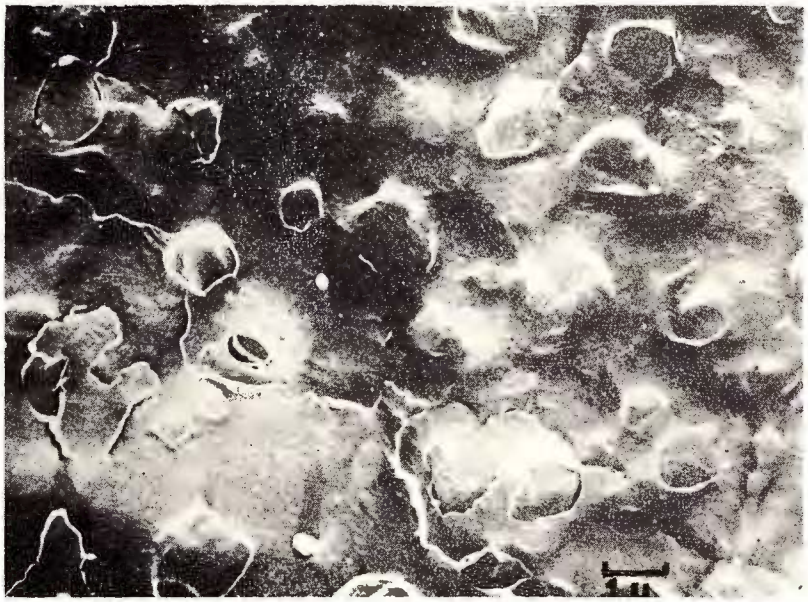
În cercetările asupra fertilității solului, mineralele ușoare, care formează marea majoritate a fracțiunii nisipoase, au o importanță deosebită. Studiind fracțiunea nisipoasă (fără separarea mineralelor ușoare de cele grele), s-au stabilit corelații interesante între clasele de fertilitate și compoziția mineralogică a solurilor din insula Kolombangara din arhipelagul Solomon (tab. 2, fig. 1).

Studiul mineralogic în scopul cunoașterii dezvoltării profilului de sol trebuie să urmărească un mineral de la descompunerea lui pînă la transformarea în compuși secundari de neoformație care aparțin grupei mineralelor argiloase. Se pune problema rezistenței la alterare sau la stabilitate. În cazul solurilor, stabilitatea este o proprietate relativă, determinată de persistența mineralelor într-o serie de condiții foarte variabile și privește îndeosebi mineralele silicatice, care formează masa scheletului solului. Se pune de asemenea problema rolului cationilor care pot să se oxideze prin alterare și să influențeze profund stabilitatea structurală a mineralelor. În studiul mineralelor din fracțiunea nisipoasă a solului nu trebuie neglijate nici eventualele procese prepedogenetice de descompunere și nici posibilitatea existenței unui dezechilibru magmatic, care să provină nu dintr-o destrucție chimică, ci dintr-o schimbare în dispoziția cristalelor.

În încheiere se remarcă importanța studiului texturii de suprafață a grăunților de cuarț, în scopul precizării genezei eoliene sau fluviatile a materialului.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

THE TRANSPORT OF INORGANIC NUTRIENTS IN THE SOIL PROFILE BY WATER AND PLANT GROWTH

BY

J. LÅG [1]

Many problems in soil science are associated with the transport of nutrients in the soil profile. This transport may take place in many different ways. Transport by water occurs in a variety of ways, such as downwards in percolating gravitational water, upwards in capillary water, and more or less parallel with the soil surface in moving groundwater, particularly in rough terrain. The plants are responsible for the transport of matter, upwards as nutrient uptake from the soil, and downwards by the supply of organic matter as the remains of roots in the different layers of the soil and as litter on the surface. The soil material is mixed together by the living organisms, and a certain amount of transport takes place in the wind. Tree falls in forests may locally cause considerable disturbance. Solifluction, landslides, slips, and other mechanical processes lead to transport of material in the soil profile, while in agricultural soils continuous admixture takes place during cultivation.

The two most widespread processes in the transport of inorganic nutrient seem to be downward transport in percolating water and upward transport due to plant uptake. The intensity of these two opposing processes has a considerable influence on the soil development which occurs at each individual locality.

Attempts have been made to construct universal systems of soil classification. Several major principles have been suggested as a basis for these classifications. It is possible that greater emphasis should be laid on the relationship between nutrient transport by water and plants respectively. The equilibrium point between these two processes may form a major criterium for characteristic properties of the soil.

[1] Agric. College of Norway, Vollebekk, Norway.

Institutul Geologic al României

Data which may form the basis for an appraisal of the intensity of these two forms of transport have slowly been accumulated. An example of a general comparison of data on nutrient transport by plants is the publication by K o v d a (1956). A comparison with the scale of chemical denudation is also made in this paper.

Intensive research is necessary before a detailed grouping of soils on the basis of the relation between the two forms of transport can be made. At the present moment, however, it is still possible to cite several examples.

A fairly comprehensive programme of rainwater and soil analyses has been carried out in Norway. This material may allow the conclusion that the humus layer of podzol soils is approximately in ion exchange equilibrium with the rainwater (L å g 1962, 1963, 1968 a and 1968 b). The large degree of variation in the composition of rainwater from the coast to the interior formed a good basis for investigations of this nature. The calcium content in rainwater compared with the contents of magnesium and sodium is much higher in the interior than in the typical coastal districts. This fact is clearly reflected in the relative contents of exchangeable metallic cations in the raw humus layer. In addition to the theoretical interest attached to this discovery, the relationship may also be important in the solving of several practical questions, e.g. in fertilization, and in human and animal nutrition.

We have also compared the chemical composition of the rainwater by that of humus of brown earths. The amount of data on this group of soils is fairly small at present. The collection of information on soil properties, to allow of more well-founded conclusions, will be continued. It appears, however, that the relationship between the chemical composition of the rainwater and the humus layer is considerably weaker in the case of brown earths than in podzols.

Some data are available on the supply of nutrients to the soil surface in leaf litter in different forest types in Norway (M o r k, 1942; B o n n e v i e - S v e n d s e n, G j e m s 1957). Further investigations are necessary, however, particularly for vegetation on certain special profile types.

Estimation of the yield of trees on podzol and brown earth respectively has been based on a very large amount of data (see, for example, L å g 1967). Information from over 100,000 survey plots hitherto investigated indicates that the average increment on podzol soils is roughly 60% of that on brown earths.

Institutul Geologic al României

This figure makes it easier to understand why the relationship between the composition of the rainwater and the humus is weaker in brown earths than in podzols. The higher yield is the result of increased biological activity, and hence greater quantities of nutrients taken up by the roots and returned in the leaf litter.

Outside Norway, soil groups occur where the importance of nutrient transport by plant growth compared with transport by percolating water is assumed to be even much greater. Chernozem may be taken as a typical example.

It seems desirable to attempt a more thorough study of the intensity of the different forms of nutrient transport in the soil profile. Amongst other things, it will form a basis for the evaluation of certain problems of classification. The first task will be to gain more data from accurate series of analysis.

SUMMARY

The different forms of transport for inorganic nutrients in the soil profile have been described. The relationship between downward transport in percolating water and upward transport by means of plant uptake is mentioned as a possible basis for a general classification. In podzol soils in Norway, the tendency towards leaching is so strong that the processes seem to approach an ion exchange equilibrium between the raw humus and rainwater. Upwards transport by plant growth is of greater importance in brown earths. In soil groups which occur outside Norway, e.g. chernozem, it may be assumed that upward transport in the plants will still be much stronger.

More analytical data are necessary for a better understanding of these questions.

REFERENCES

Bonnevie-Svendsen C., Gjems O. (1957) Amount and chemical composition of the litter from larch, beech, Norway spruce and Scots pine stands and its effect on the soil. *Medd. fra Det norske Skogforsøksvesen.* 14, 111—174.

Kovda V. (1956) Composition minérale des plantes et formation des sols. *VIe Congrès International de la Science du Sol*, E, 201—206. Paris.

Institutul Geologic al României

Låg J. (1962) Undersøkelse av skogjorda i Nord-Trøndelag ved Landsskogtakseringens markarbeid sommeren 1960 (Summary: Investigations on forest soils in Nord-Trøndelag county, Norway, in connection with the field work of the National Forest Survey). *Jordbunnsbeskrivelse* 47. *Medd. fra Det norske Skogforsøksvesen*, 64, 18, 107 — 160.

— (1963) Tilføring av plantenaeringsstoffer med nedbøren i Norge (Summary: Plant nutrition in precipitation in Norway) *Forskning og forsøk i landbruket*. 14, 1963 553—563.

— (1967) Studies on the productivity of different natural soils. — *8th International Congress of Soil Science*, 1964, Bucharest — Romania.

— (1968 a) Undersøkelse av skogjorda i Oppland ved Landsskogtakseringens markarbeid somrene 1962 og 1963 (Summary: Investigations on forest soils in Oppland county, Norway, in connection with the field work of the National Forest Survey). — *Medd. fra Det norske Skogforsøksvesen* (in press).

— (1968 b) Relationships between the chemical composition of the precipitation and the content of exchangeable ions in the humus layer of natural soils. *Acta Agriculturae Scandinavica* (in press.)

Mork E. (1942) Om strøfallet i våre skoger. (Zusammenfassung: Über den Streufall in unseren Wäldern). — *Medd. fra Det norske Skogforsøksvesen*. 29, 8, 297—365.

TRANSPORT, LE LONG DU PROFIL DE SOL, DES SUBSTANCES NUTRITIVES ANORGANIQUES PAR L'EAU ET PAR LES PLANTES

(Résumé)

On y décrit les différentes formes du transport des substances nutritives anorganiques le long du profil de sol. Le rapport entre le transport descendant dû à l'eau de percolation et le transport ascendant effectué à l'intermédiaire des plantes est indiqué comme une base possible pour une classification générale. Dans les sols podzoliques de la Norvège, la tendance de lessivage est si intense que les processus font semblant d'approcher d'un équilibre d'échange ionique entre l'humus brut et l'eau de précipitation.

Le transport ascendant à l'intermédiaire des plantes est plus important chez les sols bruns. Chez les autres sols qui n'apparaissent pas en Norvège, par exemple les chernozems, le transport ascendant est probablement de beaucoup plus intense.

Pour mieux comprendre ces problèmes sont nécessaires encore beaucoup de données analytiques.

Institutul Geologic al României

TRANSPORTUL SUBSTANȚELOR NUTRITIVE ANORGANICE PE PROFIL PRIN APĂ ȘI CREȘTEREA PLANTELOR

(Rezumat)

Sînd descrise diferitele forme de transport al substanțelor nutritive anorganice pe profilul de sol. Raportul între transportul descendent al apei de percolare și transportul ascendent prin intermediul plantelor este indicat ca o bază posibilă pentru o clasificare generală. În solurile podzolice feri-humicoiluviale din Norvegia, tendința de spălare este atît de intensă, încît procesele par să se apropie de un echilibru de schimb ionic între humusul brut și apa din precipitații.

Transportul ascendent prin intermediul plantelor este de importanță mai mare în solurile brune. În alte soluri, care nu apar în Norvegia, spre exemplu în cernoziomuri, transportul acesta ascendent este probabil mult mai intens.

Sînt necesare încă multe date analitice pentru o mai bună înțelegere a acestor probleme.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

INFLUENCE OF WATER EROSION ON THE DISTRIBUTION OF TRACE ELEMENTS IN SOILS AND ON SOIL ORGANIC COMPOUNDS

BY

BOHDAN DOBRZAŃSKI, JAN GLIŃSKI, RYSZARD TURSKI [1]

About 20% of soils in Poland are affected by water erosion. Particularly strong action of water erosion occurs in the Lublin Upland and in mountain areas.

The action of water erosion results in the change of the soil profile structure, of its physical and chemical properties and it affects the development of soil microflora.

Several papers on the influence of erosion on changes of soil morphology and some of its chemical, physical and microbiological properties were published in Poland (Borowiec, 1966; Dobrzański et al. 1962, 1959; Dobrzański, 1964, 1965, 1968; Gliński, Dobrzański, 1960). There are, however, very few data regarding the changes in the composition of trace elements caused by water erosion (Chudecki 1963; Dobrzański, Gliński, u.p.; Gliński, 1967) and the influence of erosion on humus composition of eroded soils (Mirovski, 1964; Turski, 1959, 1961, 1964).

To elucidate this problem partially, the total content of Cu, Mn, Ni and Cr and composition of humus compounds was determined in five soil-cross-sections characteristic of eroded areas. The material investigated came from soil pits located on top-land, slope and foot-slope representing non-eroded, strongly eroded and deluvial soils. The estimation of trace elements was carried out by spectrographic method (Dobrzański et al., 1966; Gliński, 1964) and that of humus composition — by Tiurin's method.

[1] Department of Soil Science, Agricultural College, Lublin, Poland.

Institutul Geologic al României

Cross-section No. I characterizes pseudopodzolic soils formed of loess, cross-section No. II — degraded chernozems, cross-section No. III — rendzinas, cross-section No. IV — brown acid mountain soils formed of Carpathian flysh and cross-section No. V — brown soils formed of gaize.

THE INFLUENCE OF EROSION ON THE DISTRIBUTION OF TRACE ELEMENTS IN SOILS

The content and distribution of Cu, Mn, Ni and Cr in soils of areas affected by erosion are very differentiated. This occurs both in the depth of the soil profile and in the top layer (fig. 1). On the one hand it is caused by the character of the parent rock, soil-forming processes and by the action of water erosion.

TABLE 1

Trace elements content in soils (ppm)

Soil	Cu	Mn	Ni	Cr
Pseudopodzolic from loess (cross-section No. I)	8.0—20.5	390—650	11.5—20.0	18—35
Chernozems (cross-section No. II)	9.3—28.6	380—700	12.5—16.5	19—23
Rendzinas (cross-section No. III)	8.0—27.0	120—375	28.3—42.5	39—70
Brown acid from flysh (cross-section No. IV)	13.0—27.0	580—1060	25.1—38.0	66—130
Brown from gaize (cross section No. V)	2.5—8.5	65—178	8.0—36.0	7—37

The content of trace elements in the soils examined is shown in table 1. The largest amount of Cu was found in horizon A_1 of chernozems and rendzinas and the smallest in brown soils formed of gaizes and sands. A large quantity of Mn is contained in soils formed of loess and Carpathian flysh. Considerable amounts of Ni and Cr occur in rendzinas and in soils formed of flysh and those of Ni in soils formed of gaizes.

It is obvious that soils most characteristic of a given profile type occur on top-land. In those profiles the accumulation of trace elements in horizons A_1 and a decrease of their content with the depth is found.

Institutul Geologic al României

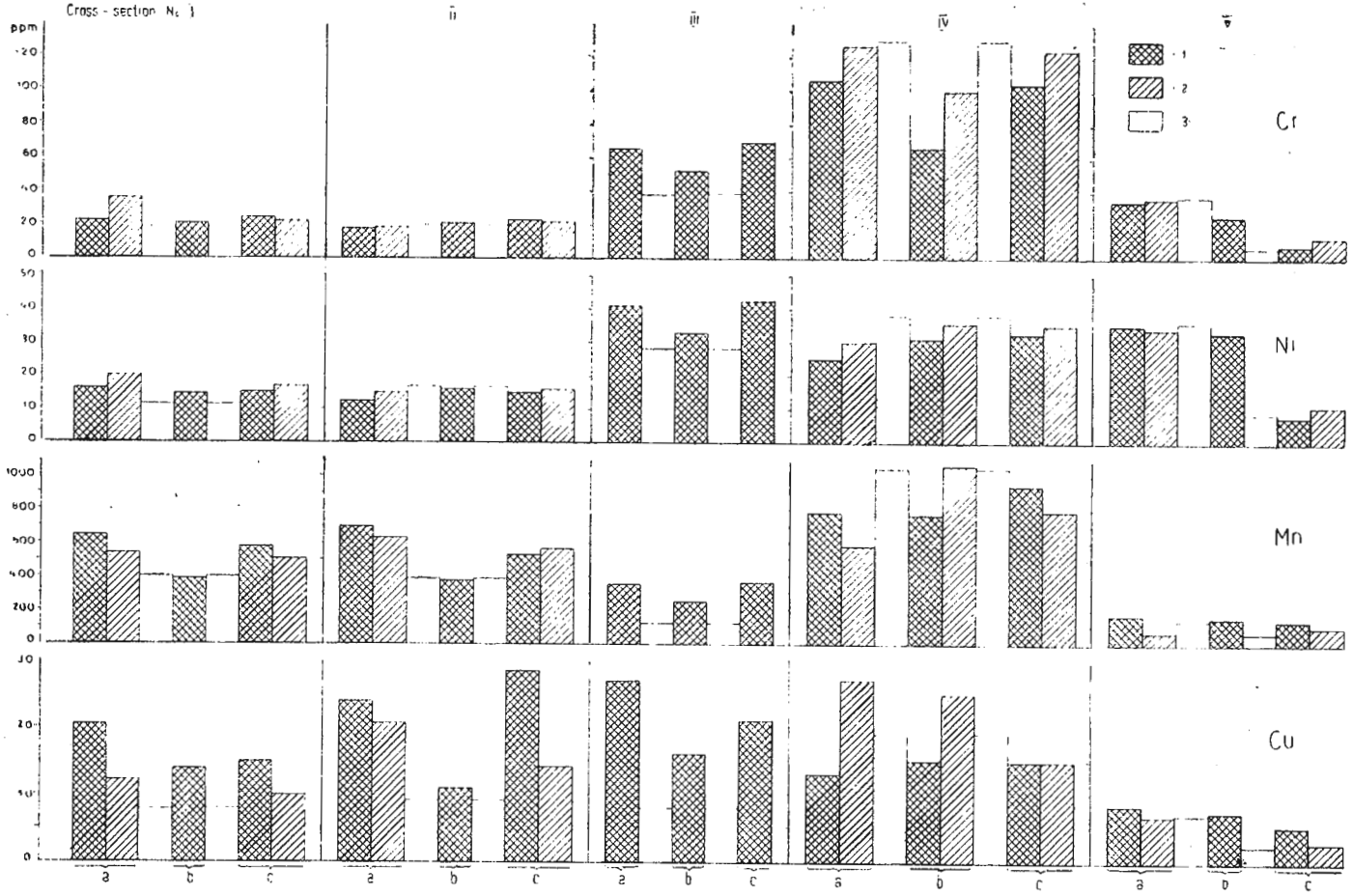


Fig. 1. — Trace elements distribution in soils of cross-sections I—V.
a, non-eroded soil; *b*, strongly eroded soil; *c*, deluvial soil; 1, A_1 horizon; 2, A_3,B_1, (B), B/C horizons; 3, C horizon

Institutul Geologic al României

This occurs particularly distinctly in soils the parent rocks of which are poor in trace elements, like loess or limestones. In soils formed of rocks rich in trace elements such as mountain soils formed of Carpathian flysh (rich in all determined trace elements) and in those formed of gaize (rich in Ni and Cr), horizons A_1 are poorer in the trace elements studied than the deeper horizons.

Water erosion, which causes washing down of soils on slopes, removes also trace elements with soil material. Hence soils on slopes, except those formed of rocks rich in trace elements, show in horizons A_1 considerably smaller amounts of trace elements in comparison with soils on top-land or on foot-slope.

THE RELATION BETWEEN THE COMPOSITION OF SOIL ORGANIC COMPOUNDS AND THE ACTION OF WATER EROSION

Data characterizing the influence of erosion on the group composition of humus, fraction composition of humus acids and on the properties of humic acids are presented in tables 2, 3 and in fig. 2.

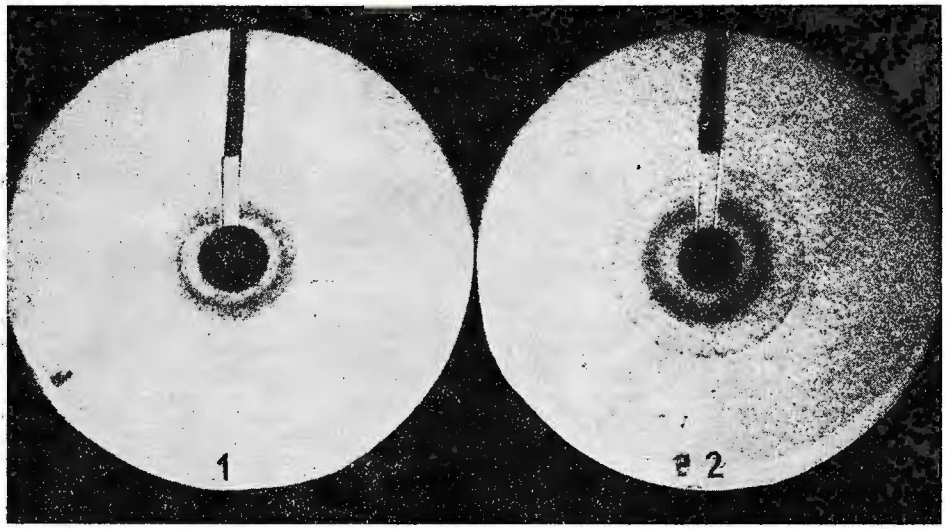


Fig. 2. — Chromatogram of humic acids in non-eroded (1) and eroded (2) soils.

On the basis of the data presented it can be concluded that erosion affects very distinctly the quantitative proportion of the particular groups in humus. This becomes evident chiefly in the decrease of the amount of humic acids and in actual or proportional increase of fulvic acids to

Institutul Geologic al României

TABLE 2

Composition of organic compounds in soils of eroded area

Soils		Depth cm	Total C in %	Bituminous % of total C	Humic acids % of total C	Fulvic acids % of total C	Humic acids / Fulvic acids	Compounds extracted with Na_2SO_4 % of total C	Humins and ulmins % of total C
Pseudopodzolic from loess	non-eroded	5—15	0.948	1.9	28.3	19.6	1.4	10.9	39.3
		40—50	0.247	2.9	22.8	17.2	1.3	18.3	38.8
	strongly eroded	5—15	0.881	4.0	19.3	16.9	1.1	13.4	46.0
	deluvial	5—15	1.152	2.5	25.1	24.2	1.0	9.5	38.7
		50—60	0.450	2.0	35.5	13.9	2.6	12.5	36.1
		100—120	0.394	1.5	51.0	12.2	4.2	4.5	30.8
		135—160	0.757	3.8	68.1	7.2	9.5	3.1	17.8
Chernozems	non-eroded	5—15	1.540	3.6	25.6	18.6	1.4	10.0	43.3
		40—60	1.050	1.8	36.3	13.4	2.7	10.4	38.1
		70—80	0.833	3.1	35.2	13.2	2.7	8.4	40.1
	strongly eroded	5—15	1.139	3.9	27.3	11.9	2.3	7.8	49.1
	deluvial	5—15	1.703	2.8	27.5	15.7	1.7	12.5	41.5
		40—50	1.385	2.7	32.4	16.4	2.0	7.6	40.9
		60—70	1.280	2.6	34.6	16.4	1.9	7.0	37.7
		100—120	1.228	2.5	47.7	11.5	4.1	4.2	34.1
Rendzinas	non-eroded	0—20	1.122	6.3	15.7	12.9	1.2	3.6	61.5
		20—40	0.500	5.2	4.8	17.2	0.3	7.6	65.2
	strongly eroded	0—20	1.297	2.7	13.1	17.2	0.8	1.0	66.0
	deluvial	0—25	1.703	2.5	17.0	13.9	1.2	2.1	64.0
		30—50	1.041	1.2	28.6	15.2	1.9	1.0	54.0
		60—70	0.877	3.5	23.4	11.3	2.1	1.5	60.3
Brown acid from flysh	non-eroded	0—20	0.821	8.1	13.9	22.5	0.6	10.2	45.3
	strongly eroded	0—15	1.117	8.1	13.1	24.2	0.5	7.3	47.2
	deluvial	0—20	1.365	8.5	15.6	25.2	0.6	5.8	44.9
		30—50		8.9	13.1	27.4	0.5	10.5	40.2
Brown from gaize	non eroded	0—20	1.392	3.5	16.0	18.5	0.9	—	62.0
	strongly eroded	0—20	0.936	4.2	15.3	21.9	0.7	—	58.6
	deluvial	0—20	0.960	5.4	18.9	18.4	1.0	—	57.3

Institutul Geologic al României

TABLE 3

Fractions of humic acids from soils of eroded area

Soil		Depth cm	Fractions in per cent						
			I_h	II_h	III_h	I_{af}	I_f	II_f	III_f
Pseudopodzolic from loess	non-eroded	5—15	22.0	51.0	27.0	8.0	67.0	9.0	16.0
		40—50	54.0	—	46.0	27.0	8.0	45.0	20.0
	strongly eroded	5—15	19.0	48.0	33.0	0.0	31.0	32.0	37.0
	deluvial	5—15	48.0	32.0	20.0	6.0	61.0	17.0	16.0
		50—60	55.0	23.0	22.0	23.0	0.0	51.0	26.0
		100—120	37.0	43.0	20.0	11.0	68.0	0.0	21.0
		135—160	41.0	45.0	14.0	43.0	51.0	0.0	6.0
Chernozems	non-eroded	5—15	20.0	56.0	24.0	6.0	39.0	21.0	34.0
		40—60	7.0	59.0	34.0	16.0	24.0	40.0	20.0
		70—80	9.0	43.0	48.0	23.0	12.0	40.0	25.0
	strongly eroded	5—15	10.0	55.0	35.0	0.0	66.0	0.0	34.0
	deluvial	5—15	15.0	58.0	27.0	0.0	10.0	47.0	43.0
		40—50	4.0	59.0	37.0	12.0	35.0	9.0	44.0
		60—70	14.0	43.0	43.0	21.0	16.0	22.0	41.0
		100—120	5.0	55.0	40.0	0.0	31.0	17.0	52.0
Rendzinas	non-eroded	0—20	11.0	49.0	40.0	29.0	26.0	16.0	29.0
		20—40	29.0	29.0	42.0	0.0	34.0	66.0	0.0
	strongly eroded	0—20	11.0	71.0	18.0	0.0	14.0	76.0	10.0
	deluvial	0—25	8.0	62.0	30.0	0.0	27.0	48.0	25.0
		30—50	7.0	75.0	18.0	0.0	11.0	78.0	11.0
		60—70	13.0	65.0	22.0	0.0	18.0	45.0	37.0
Brown acid from flysh	non-eroded	0—20	73.0	0.0	27.0	7.1	63.0	0.0	29.9
	strongly eroded	0—15	56.0	29.0	15.0	8.7	71.0	0.0	21.3
	deluvial	0—20	72.0	13.0	15.0	9.9	68.0	0.0	22.1
		30—50	77.0	0.0	23.0	16.0	56.0	0.0	28.0
Brown from gaize	non-eroded	0—20	39.0	61.0	—	40.0		60.0	—
	strongly eroded	0—20	39.0	61.0	—	34.0		66.0	—
	deluvial	0—20	33.0	67.0	—	34.0		66.0	—

h — humic acids, f — fulvic acids

Institutul Geologic al României

TABLE 4

Rankers

Profile n°.	Horizon	Depth cm	Mechanical analysis					C %	N %	C/N	Free iron %	pH	Exch. cations — m.e./100g					S m.e./100 g	T m.e./100 g	V %
			> 2 mm %	Coarse sand %	Fine sand %	Silt %	Clay %						Ca	Mg	K	Na	H			
522	A_1	0—30	41.0	13.2	74.5	10.0	2.3	8.69	0.46	18.9	2.42	5.0	0.93	0.18	0.20	0.12	18.40	1.43	19.83	7.2
	C&R	30— ?	62.7	32.1	27.8	36.8	3.3	—	—	—	1.74	5.3	0.53	Traces	0.06	0.38	2.60	0.97	3.57	27.2
707	A_{11}	0—20	41.2	13.3	44.6	20.8	21.3	4.91	0.22	22.2	2.15	4.7	0.75	Traces	0.35	0.10	33.80	1.20	35.00	3.4
	A_{12}	20—50	48.7	14.6	47.9	19.8	17.7	2.63	0.23	11.7	2.86	4.9	0.13	Traces	0.15	0.02	27.60	0.30	27.90	1.1
	C&R	50— ?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
716	A_1	0—20/35	27.3	19.1	31.2	29.4	20.3	5.20	0.38	13.6	1.79	5.1	0.28	0.10	0.17	0.18	47.40	0.73	48.13	1.5
	A_3C	20/35—35/45	35.7	20.6	49.7	23.4	6.3	2.48	0.21	12.0	1.79	5.5	0.07	Traces	0.10	0.18	35.00	0.35	35.35	0.9
	C	35/45— ?	37.0	27.8	40.3	22.7	9.2	0.76	0.11	6.7	1.07	5.4	0.07	Traces	0.03	0.11	25.00	0.21	25.21	0.9

TABLE 5

Humic Cambisols

378	A_1	0—40	35.5	39.7	35.1	21.6	3.6	5.50	0.41	13.4	3.30	5.3	1.84	Traces	0.14	0.07	12.00	2.05	14.05	14.6
	B	40—50/80	33.0	41.4	29.7	24.1	4.8	0.96	0.12	8.0	1.06	5.4	1.81	Traces	0.06	0.07	4.0	1.94	5.94	32.7
	C&R	50/80— ?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
381	A_1	0—40/60	25.0	8.1	45.0	44.2	2.7	8.10	0.66	12.3	1.33	5.4	1.88	Traces	0.28	0.13	14.7	2.29	16.99	13.5
	B	40/60—50/100	16.0	2.2	42.1	52.0	3.7	0.57	0.08	7.1	0.17	5.5	0.78	Traces	0.06	0.07	2.5	0.91	3.41	26.7
	C&R	50/100— ?	10.5	1.5	50.6	43.7	4.2	0.18	—	—	0.42	5.4	0.78	Traces	0.06	0.33	1.0	1.17	2.17	53.9
708	A_1	0—30	51.7	51.4	20.4	15.1	13.1	4.31	0.27	16.3	1.43	5.0	0.22	0.10	0.06	0.06	25.70	0.44	26.14	1.7
	B	30—70	48.7	24.7	38.0	26.5	10.8	0.64	0.10	6.2	1.43	5.2	0.07	0.10	0.02	0.11	7.60	0.30	7.90	3.8
	C&R	70— ?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

TABLE 6

Ochric Cambisols

19	A_{11}	0—20	26.3	27.4	33.8	14.1	24.7	4.47	0.34	13.1	1.43	5.2	0.16	Traces	0.19	0.24	27.10	0.59	27.69	2.1
	A_{12}	20—35	24.8	25.9	31.7	20.3	22.1	0.98	0.10	10.2	1.43	5.4	0.13	Traces	0.07	0.12	12.90	0.32	13.22	2.4
	II B	35—60/80	24.6	16.3	38.4	24.0	21.3	0.34	0.04	8.2	2.32	5.5	0.16	Traces	0.11	0.14	9.70	0.41	10.11	4.1
	II C	60/80—110	3.0	17.6	49.9	14.6	17.9	0.30	0.04	7.1	2.15	5.4	0.13	Traces	0.04	0.11	7.90	0.28	8.18	3.4
379	A_1	0—20	22.5	21.1	28.8	38.8	11.3	2.60	0.14	18.6	1.06	5.8	3.10	1.42	0.32	0.07	4.00	4.91	8.91	55.1
	B	20—30/60	16.5	16.2	27.1	42.6	14.1	0.31	0.04	7.8	2.28	5.3	1.78	Traces	0.09	0.07	3.00	1.94	4.94	39.3
	C&R	30/60— ?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
385	A_{11}	0—2	20.0	9.7	42.8	39.4	8.1	5.30	0.30	17.7	0.78	6.1	5.50	1.80	0.51	0.36	5.00	8.17	13.17	59.6
	A_{12}	2—20	40.0	18.9	30.5	31.4	19.2	1.50	0.09	16.7	0.90	5.4	1.78	Traces	0.26	0.35	4.50	2.39	6.89	34.7
	B	20—45	25.5	19.8	31.1	30.6	18.5	0.51	0.02	25.5	1.02	5.6	1.78	Traces	0.17	0.44	3.00	2.39	5.39	44.3
	C&R	45— ?	24.5	13.3	35.1	29.7	21.9	0.32	—	—	1.15	5.7	1.80	0.65	0.10	0.27	4.50	2.82	7.32	38.5
702	A_1	0—15	3.8	8.1	51.9	23.9	16.1	3.53	0.21	18.7	1.43	4.3	0.13	Traces	0.09	0.21	23.90	0.43	24.33	1.8
	II B	15—35	3.6	5.7	31.6	49.5	13.2	0.84	0.15	5.7	2.50	4.7	0.07	Traces	0.03	0.10	14.90	0.20	15.10	1.3
	II C&R	35— ?	53.0	15.6	23.7	50.6	10.1	0.49	0.13	4.0	1.43	4.8	0.09	Traces	0.04	0.20	11.10	0.33	11.43	2.9
703	Ap	0—15	36.4	9.5	48.3	24.1	18.1	1.35	0.14	9.5	2.15	5.3	1.56	Traces	0.32	0.14	9.90	2.02	11.92	16.9
	BC	15—45	36.0	11.1	43.9	28.7	16.3	1.52	0.17	8.9	1.79	5.4	1.32	Traces	0.20	0.10	11.50	1.62	13.12	12.3
	C&R	45— ?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
704	A_1	0—15	49.9	9.8	37.9	33.4	18.9	5.36	0.37	14.5	1.79	4.9	0.19	Traces	0.11	0.17	41.40	0.47	41.87	1.1
	C&R	15— ?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
717	A_1	0—15	41.6	15.0	51.1	18.5	15.4	1.71	0.13	13.3	2.15	5.3	0.22	Traces	0.10	0.22	26.90	0.54	27.44	1.9
	B	15—35	56.8	18.8	46.3	15.1	19.8	0.65	0.08	8.6	3.22	5.4	0.19	Traces	0.06	0.13	24.40	0.38	24.78	1.5
	C	35— ?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

TABLE 7

Castanozems

386	A_{11}	0—8	33.5	11.2	36.9	48.2	5.7	7.10	0.49	14.5	1.17	6.2	19.00	3.60	0.60	0.33	4.50	23.53	28.03	83.9
	A_{12}	8—30	44.8	21.0	38.1	38.6	2.3	2.40	0.19	12.6	1.00	5.8	4.65	0.76	0.56	0.31	5.00	6.38	11.38	56.1
	C& R	30— ?	48.8	25.9	35.4	37.6	1.1	0.19	—	—	0.30	5.9	2.06	0.42	0.20	0.26	1.50	2.94	4.44	66.2
457	A_1	0—15	38.5	17.4	24.5	44.1	14.0	3.70	0.22	16.8	1.77	6.2	5.51	2.93	1.11	0.31	4.00	9.86	13.86	71.1
	B	15—35	15.5	17.3	20.9	32.4	29.4	1.20	0.11	10.9	1.99	5.8	4.60	0.86	0.40	0.31	4.20	6.17	10.37	59.5
	C& R	35— ?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

TABLE 8

Brunic and Chromic Luvisols

376	Ap	0—20	31.0	36.4	38.2	23.6	1.8	0.63	0.04	16.2	0.89	5.6	2.06	Traces	0.25	0.07	2.50	2.38	4.88	44.8
	B	20—50	6.0	9.5	48.1	29.2	13.2	0.15	0.02	7.1	0.75	6.0	4.80	2.10	0.26	0.14	1.50	7.30	8.80	84.1
	C& R	50— ?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
377	A_1	0—15	35.0	36.0	36.4	22.2	5.4	0.73	0.06	12.2	0.72	6.4	3.00	Traces	0.44	0.08	1.00	3.52	4.52	77.9
	B	15—35	32.5	21.3	31.1	34.7	12.9	0.21	0.03	7.0	0.70	5.9	4.06	0.62	0.18	0.14	2.00	5.00	7.00	71.4
	C& R	35— ?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
454	Ap	0—15	13.8	23.7	38.7	25.0	12.6	0.88	0.11	8.0	2.34	5.9	4.12	1.03	0.18	0.25	1.80	5.58	7.38	75.6
	B	15—40	26.0	20.3	32.5	21.2	26.0	0.32	0.08	4.0	2.35	5.7	4.00	1.37	0.17	0.23	1.00	5.77	6.77	85.2
	C& R	40— ?	60.5	19.6	35.6	21.3	23.5	0.08	—	—	2.43	5.8	4.46	2.06	0.11	0.23	1.00	6.86	7.86	87.3
455	Ap	0—20	18.0	35.5	26.1	22.1	16.3	0.57	0.08	7.1	2.59	6.0	6.42	1.34	0.10	0.34	2.00	8.20	10.20	80.4
	B	20—40	16.5	27.7	27.2	20.2	24.9	0.26	—	—	1.22	6.2	9.00	1.60	0.08	0.67	2.60	11.35	13.95	82.1
	C& R	40—60	64.9	11.6	15.8	32.9	39.7	0.08	—	—	1.00	5.8	9.50	4.85	0.15	0.24	2.60	14.74	17.34	85.0
456	Ap	0—10	10.5	17.8	20.9	45.4	15.9	0.92	0.13	7.1	0.78	5.5	4.75	1.39	0.27	0.55	3.00	6.96	9.96	69.9
	B	10—35	14.5	12.2	16.4	44.6	26.8	0.30	0.07	4.3	0.62	5.9	5.10	1.54	0.07	0.57	2.60	7.28	9.88	73.7
	C& R	35—55	65.5	7.1	11.6	37.4	43.5	0.24	—	—	0.92	6.0	5.31	2.60	0.09	0.48	2.00	8.48	10.48	80.9

TABLE 9

Ferric and Rhodic Luvisols

382	A_1	0—25	4.5	2.2	48.1	44.2	5.5	5.30	0.29	18.3	1.51	5.5	1.72	0.22	0.14	0.34	7.50	2.42	9.92	24.4
	B_1	25—40	8.5	8.1	33.9	48.4	9.6	1.10	0.10	11.0	1.14	5.2	1.80	Traces	0.06	0.11	3.00	0.97	3.97	24.4
	B_2	40—65	8.0	5.4	33.4	45.0	16.2	0.45	0.08	5.6	0.84	5.4	0.78	Traces	0.06	0.26	1.00	1.10	2.10	52.4
	C& R	65—90	14.5	2.8	13.7	72.1	11.4	0.30	—	—	0.23	5.3	0.78	0.31	0.05	0.14	1.50	1.28	2.78	46.0
383	A_1	0—15	23.5	15.6	18.0	59.2	7.2	7.60	0.34	22.4	0.05	5.0	1.83	0.33	0.25	0.49	1.50	2.90	17.90	16.2
	AB	15—40	7.0	8.2	12.3	69.1	10.4	1.50	0.12	12.5	2.70	5.4	1.78	0.18	0.08	0.31	8.50	2.35	10.85	21.7
	B_2	40—80	0.0	7.6	21.2	58.0	13.2	0.24	—	—	1.22	5.5	1.00	Traces	0.06	0.33	1.50	1.39	2.89	49.1
	C& R	80— ?	31.5	4.1	1.6	73.2	21.1	0.29	—	—	1.04	5.6	1.00	Traces	0.07	0.55	2.00	1.62	3.62	44.8
458	A_{11}	0—10	33.8	9.8	24.0	52.0	14.2	5.40	0.30	18.0	2.36	5.9	3.90	0.78	1.15	0.40	4.50	6.23	10.73	58.1
	A_{12}	10—25	23.0	11.0	20.5	43.1	25.4	2.03	0.12	16.9	2.47	5.3	1.33	0.78	0.86	0.24	4.20	3.11	7.31	42.5
	B	25—45	26.0	17.1	9.6	41.6	31.7	0.38	0.05	7.6	0.93	5.3	0.78	Traces	0.46	0.16	1.50	1.40	2.90	48.3
	C& R	45— ?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
459	A_1	0—15	45.5	15.8	22.6	41.4	20.2	2.40	0.20	12.0	1.32	5.8	5.07	2.92	0.72	0.32	4.60	9.03	13.63	66.3
	B	15—50	16.5	4.7	5.7	34.4	55.2	0.62	0.15	4.1	1.57	5.3	1.85	1.60	0.38	0.42	4.20	4.25	8.45	50.3
	C& R	50— ?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
460	Ap	0—18	38.0	14.0	7.6	45.2	33.2	2.68	0.21	12.8	1.98	5.0	8.73	0.61	0.36	0.40	5.30	10.10	15.40	65.6
	B	18—65	32.0	17.5	10.3	30.6	41.6	0.60	0.11	5.5	1.70	5.2	6.60	0.34	0.13	0.25	3.10	7.32	10.42	70.2
	C& R	65— ?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
523	Ap	0—10	24.5	30.6	44.4	19.0	6.0	0.87	0.08	10.9	1.68	5.1	1.75	0.52	0.13	0.24	3.00	2.59	5.59	46.3
	B	10—40	12.5	15.8	40.8	24.8	18.6	0.29	0.04	7.3	0.88	5.3	1.56	Traces	0.10	0.14	2.50	1.80	4.30	41.9
	C& R	40— ?	26.0	16.4	47.6	25.1	10.9	0.13	0.02	6.5	1.85	5.2	1.90	2.02	0.08	0.24	3.50	4.24	7.74	54.8

TABLE 10

Helvic Acrisols

380	A_1	0—20	36.5	29.6	43.3	22.9	4.2	4.30	0.24	17.9	0.91	6.5	1.82	0.65	0.64	0.96	5.00	4.07	9.07	44.9
	B	20—30/50	25.0	21.1	27.2	32.9	18.8	0.52	0.06	8.7	0.99	5.7	1.78	0.62	0.13	0.11	2.50	2.64	5.14	51.4
	C& R	30/50— ?	47.2	17.1	24.6	31.1	27.2	0.62	—	—	2.44	5.4	1.78	0.02	0.13	0.21	4.50	2.14	6.64	32.2
384	A_1	0—20	21.0	15.8	32.8	40.1	11.3	3.60	0.37	9.7	0.98	4.9	1.81	0.30	0.35	0.25	7.50	2.71	10.21	26.5
	B_{21}	20—40	20.0	9.6	14.2	45.2	31.0	0.77	0.12	6.4	0.76	5.2	0.80	Traces	0.09	0.32	2.50	1.21	3.71	32.5
	B_{22}	40—65	3.0	4.3	21.0	47.1	27.6	0.40	—	—	0.40	5.4	1.00	Traces	0.05	0.17	3.50	1.22	4.72	25.8
	C& R	65—110	20.5	5.0	10.1	60.4	24.5	0.24	—	—	0.70	5.4	0.78	Traces	0.06	0.33	2.50	1.17	3.67	31.9
461	A_{11}	0—10	36.3	14.1	33.0	35.8	17.1	3.80	0.20	19.0	2.50	6.2	2.66	1.10	0.39	0.40	1.00	4.55	5.55	82.0
	A_{12}	10—25	32.5	22.7	20.4	37.2	19.7	1.07	0.10	10.7	2.66	6.0	2.64	1.10	0.39	0.33	2.60	4.46	7.06	63.2
	B	25—50	11.5	7.9	9.3	28.2	54.6	0.35	—	—	1.74	5.2	2.10	Traces	0.24	0.52	6.10	2.86	8.96	31.9
	C& R	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
521	A_1	0—10	29.0	18.0	20.7	49.6	11.7	1.50	0.14	10.7	1.64	5.3	2.47	0.74	0.29	0.14	2.50	3.64	6.14	59.3
	B	10—40	19.0	9.3	15.3	46.6	28.8	0.42	0.11	3.8	1.61	5.2	1.21	0.30	0.10	0.19	3.50	1.80	5.30	34.0
	C& R	40— ?	15.5	18.8	10.7	48.5	22.0	0.32	—	—	1.57	5.4	1.31	0.62	0.08	0.19	6.50	2.20	8.70	25.3

Institutul Geologic al României

humic acids in eroded soils. The above effect of erosion occurs relatively weakest in brown soils of mountain areas. In these soils high acidity does nor favour condensation and polymerization of humic acids apart from the relief elements. In the examination of chernozems the above generalization was deduced when comparing humus composition of washed-down soil with that of the humus from 40—60 cm horizon of non-eroded soil, because the present top layer of eroded soil was formed from the 40—60 cm horizon of non-eroded soil.

The quantitative relation of humic acids to fulvic becomes closer in eroded soils. This relation can be a good identification criterion in selection within a given type of soils undergoing erosion.

In eroded soils there appear tendencies to increase the quantity of humins and ulmins (an insoluble group in NaOH and H_2SO_4 and during decalcitation) most probably due to the increased quantity of non-humified compounds in this group.

In profiles of deluvial soils distinct vertical differentiation of organic compounds can be noticed. As a rule a distinct similarity of their composition to that of humus of eroded soils is found in the top layers. This is connected with deluvial accumulation of organic compounds on the surface of foot-slope soil which were formed on the slope. In the deeper layers of deluvial profiles, and particularly those which show features of periodic and strong moistening, the amount of humic acids increases distinctly. Their ratio to fulvic acids reaches many a time a value which does not occur in soils of this climatic soil zone.

The effect of erosion can be observed in fraction composition of humus acids. In eroded soils a drecrease of the amount of fraction I (free or weakly combined humus acids with nonsiliceous forms R_2O_3) was found with a simultaneous increase of humus acids, excluding mountain soils, fixed with Ca and clay minerals.

The use of chromatography for examination of humic acids showed a considerable defractionating of those acids selected from eroded soils (figure 2). The picture of humic acids becomes similar to the chromatogram of fulvic acids. This proves a smaller condensation of their aromatic nucleus and a considerable participation of not closed aside chains. These results confirm also the data obtained earlier on the basis of extinction and coagulation threshold (T u r s k i, D o b r z a ń s k i, u.p.).

Institutul Geologic al României

CONCLUSIONS

The analysis of the distribution of trace elements and the composition of humus compounds in soils of eroded areas showed a differentiation of those properties in the soils examined.

1. Water erosion, which causes washing down of soils on slopes, removes with soil material also trace elements. Hence soils on slopes strongly eroded, except soils formed of rocks rich in trace elements, show in horizons A_1 considerably larger quantities of trace elements in comparison with soils on top-land or on foot-slope.

2. In eroded soils the relation of humic to fulvic acids becomes closer, the amount of free humus acids combined with nonsiliceous forms R_2O_3 decreases and humic acids become similar to fulvic.

3. In deluvial soils, in top layers, humus compounds are similar to those in eroded soils. In deeper horizons, particularly in those strongly moistened, there occurs a great deal of humic acids.

REFERENCES

Borowiec J. (1966) Influence of Deforestation and Agricultural Utilization on the Morphology and Properties of Chernozem in Areas of Differentiated Relief. *Annal. Univ. M. C. Skłodowska, sec. E*, XXI, 4, Lublin.

Chudecki Z. (1963) Some Factors Forming the Content and Distribution of Iodine, Copper and Zinc in the More Important Mineral Soils of West Pomeranie. *Zeszyty Naukowe Wyższej Szkoły Rolniczej w Szczecinie*, 10, Szczecin.

Dobrzański B., Gliński J., Guz T., Pomian J. (1962) Characteristic of Eroded Soils of the Czarna Woda Torrent Basin. *Roczniki Nauk Roln.*, 96—D, Warszawa.

— Gawlik J. (1959) Dependence of the Development of Some Groups of Soil Microorganisms on the Configuration of the Grajcarek River Basin. *Annal. Univ. M. C. Skłodowska, sec. E*, XIV, 3, Lublin.

— (1964) Correlation between the Occurrence of Rendzina Soils in the Lublin Upland and the Action of Water Erosion. *Annal. Univ. M. C. Skłodowska, sec. E*, XIX, 1. Lublin.

— (1965) The Influence of Relief on the Typology of the Lublin Upland Rendzinas. *Annal. Univ. M. C. Skłodowska, sec. E*, XX, 2, Lublin.

— Gliński J., Magierski J., Malicki M. (1966) Quantitative Direct Spectrographic Determination of Trace Elements in Soils. *Agrochimica*, X, 3, Pisa.

— Gliński J. Trace Elements Distribution in Eroded Soils. *Polish Journal of Soil Sci.*, 2, Lublin (in press).

— (1968) Distribution of Some Elements in Soil Profiles in Relation to the Relief. *Annal. Univ. M. C. Skłodowska, ses. E*, XXII, Lublin.

Institutul Geologic al României

Gliński J., Dobrzański B. (1960) Changes of Structures and Properties under the Influence of Terracing. *Trans. 7th Int. Congress of Soil Sci.*, I, Madison.

— (1964) A Rapid Spectrographic Method of Determination Trace Elements in Soils. *Trans. 8th Int. Congress of Soil Sci.*, II, Bucharest.

— (1967) The Influence of Some Soil Forming Factors on the Content and Distribution of Trace Elements in Soil Profiles. Part. I. The Occurence of Cu and Mn in Soils in Relation to the Relief. *Annal. Univ. M. C. Skłodowska, sec. E*, Lublin.

Mirowski Z. (1964) The Properties of Soil of Eroded Morain Areas with Particular Allowance for Qualitative Composition of Organic Matter. *Roczniki Gleboznawcze*, XIV dodatek, Warszawa.

Turski R. (1959) The Influence of Erosion on Some Properties of Chalk Rendzina of the Lublin District. Part. II. *Annal. Univ. M. C. Skłodowska, sec. E*, XIV, 2, Lublin.

— (1961) Studies on Humus in Eroded Soils of the Naleczów Plateau. *Annal. Univ. M. C. Skłodowska, sec. E*, XVI, 3, Lublin.

— (1964) Investigations on the Organic Substance in Typical Soils of the Lublin Upland. Part. II: Rendzinas and Pseudorendzinas. *Annal. Univ. M. C. Skłodowska. sec. E*, XIX, 3, Lublin.

— Dobrzański B. Properties of Humic Acids of Soils from Eroded Areas. *Polish. Journal of Soil Sci.*, II. Lublin (in press).

INFLUENCE DE L'ÉROSION EXERCÉE PAR L'EAU SUR LA DISTRIBUTION DES MICROÉLÉMENTS ET DES COMPOSANTS ORGANIQUES DANS LES SOLS

(Résumé)

Pour élucider ce problème les auteurs ont dosé du Cu, Mn Ni, et Cr et ont examiné la composition de l'humus de cinq profils de sols situés sur des interfluves à surface horizontale, sur des versants et au pied des versants, respectivement des sols non-érodés, des sols fortement érodés et des sols déluviaux. Le dosage des microéléments a été fait par la méthode spectrographique, et l'analyse qualitative de l'humus par la méthode Tiurin. Les sols analysés sont de types différents (P. I — sol lessivé ; P. II — chernozem dégradé ; P. III — rendzine ; P. IV — sol brun acide ; P. V — sol brun).

On arrive aux conclusions suivantes : 1, l'érosion exercée par l'eau éloigne en même temps que le matériau du sol aussi les microéléments. Par conséquent, les sols fortement érodés des versants, exception faite pour ceux formés sur des roches riches en microéléments, contiennent dans l'horizon A_1 une quantité de microéléments plus grande que les sols des interfluves ou ceux situés au pied du versant ; 2, le rapport H : F

Institutul Geologic al României

des sols érodés est très réduit (les acides humiques et fulviques apparaissent en proportions à-peu-près égales); 3, chez les sols déluviaux, l'humus de l'horizon supérieur présente une composition similaire à celle du même horizon des sols érodés. Les horizons inférieurs, surtout ceux très humides, accusent une quantité plus élevée d'acides humiques.

INFLUENŢA EROZIUNII PRIN APĂ ASUPRA DISTRIBUŢIEI MICROELEMENTELOR ÎN SOLURI ŞI ASUPRA COMPUŞILOR ORGANICI DIN SOL

(Rezumat)

Pentru a lămuri problema, autorii au dozat Cu, Mn, Ni şi Cr şi au cercetat compoziţia humusului la 5 profile de soluri situate pe teren plan, pe versant şi la baza versantului, respectiv soluri neerodate, puternic erodate şi soluri deluviale. În dozarea microelementelor s-a aplicat metoda spectrografică, iar analiza calitativă a humusului s-a făcut prin metoda Tiurin. Solurile analizate sînt de tipuri diferite (P. I — sol argilo-iluvial; P. II — cernoziom levigat; P. III — rendzină; P. IV — sol brun acid; P. V — sol brun).

Concluziile sînt următoarele: 1. eroziunea prin apă îndepărtează odată cu materialul de sol şi microelementele. Ca urmare, solurile puternic erodate de pe pantă, cu excepţia celor formate pe roci bogate în microelemente, au în orizontul lor A_1 o cantitate de microelemente considerabil mai mare decît solurile de pe interfluviu sau de la baza pantei; 2. în solurile erodate, raportul H : F este mic (acizii huminici şi fulvici apar în cantităţi asemănătoare); 3. în solurile deluviale, humusul din orizontul superior are o compoziţie asemănătoare celui din acelaşi orizont al solurilor erodate. În orizonturile inferioare, îndeosebi în cele puternic umezite freatic, apare o cantitate mare de acizi huminici.

Institutul Geologic al României

ZONALITY OF PORTUGUESE SOILS DERIVED FROM SHALES

BY

J. CARVALHO CARDOSO [1]

I. INTRODUCTION

Shales cover a large area of Portugal. They were deposited during Precambrian and Paleozoic Eras. In many places they are more or less metamorphosed.

As they occur in many different phytoclimatic regions it seemed quite important to study the main soils derived from them and to know whether or not they show a general zonal distribution.

Several profiles of mature soils developed in well defined phytoclimatic regions were selected avoiding sites where soil forming factors determining intrazonality or azonality could mask the law of zonality. This excluded from consideration the quite frequent Lithosols, the Hydromorphic Soils, and all soils derived from shales associated with calcareous rocks.

II. GEOLOGY

Map 1 [2] shows the distribution of the geologic areas where shales occur. These are found in deposits of the Lower Permian, Carboniferous (Stephanian, Westphalian and Moscovian, and Dinantian), Devonian (Upper and Lower), Silurian (Gotlandian, Ordovician) and Cambrian geologic periods, and of the Complex shales-graywackes (Ante-Ordovician) and Metamorphic Complex (generally Pre-Cambrian) (T e i x e i r a, 1955; T h a d e u, 1958).

---

[1] E.A.N. & S.R.O.A. Lisboa, Portugal.

[2] This map was extracted from the Geological Map of Portugal (T h a d e u, 1958).

Institutul Geologic al României

Shales are of different types, and particularly in the Metamorphic Complex and in areas close to igneous rocks, have been subject to more or less intensive metamorphism.

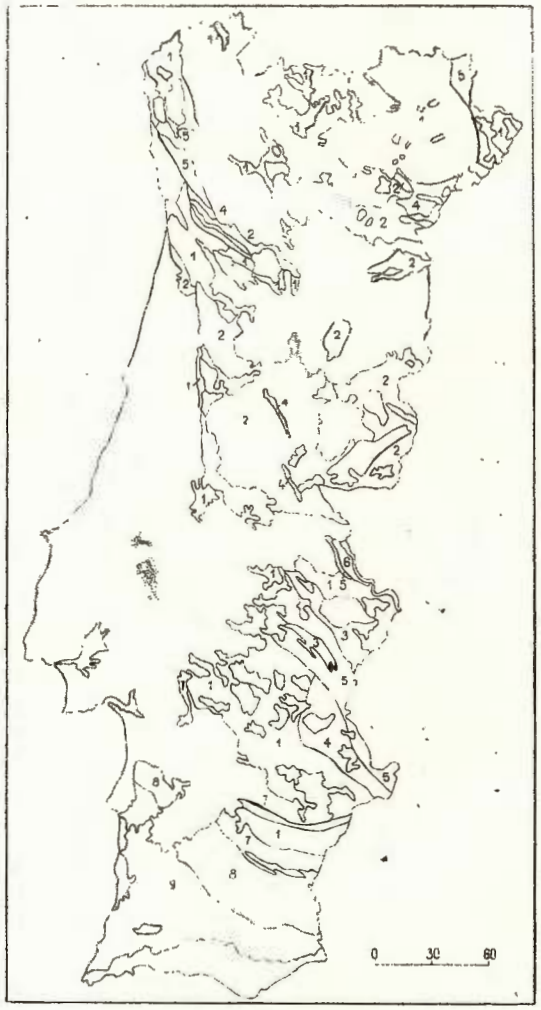


Fig. 1. — Geological areas where shales occur

1, metamorphic complex; 2, complex shales-graywackes (Ante-Ordovician); 3, Cambrian; 4, Lower Silurian; 5, Upper Silurian; 6, Lower Devonian; 7, Upper Devonian; 8, Stephanian; 9, Westphalian and Moscovian; 10, Dinantian; 11 Permian.

III. PHYTOCLIMATOLOGY

The Ecological Map of Portugal (A l b u q u e r q u e, 1954) shows that there are 5 poles of ecological differentiation :

a) Atlantic zone (A) characterized by rainy and humid climate, mild winter, mesothermic summer, and the presence of *Quercus robur* (= *Quercus pedunculata*).

Institutul Geologic al României

b) Thermo-atlantic zone ($\overline{A}$) characterized by oceanic, more or less rainy, humid and mesothermic climate, and the presence of *Myrica faya*.

TABLE 1

Ecological zones of Portugal

	Phytoclimatic Zones	Autophytic characterization
Mountains	BA	Jc
	BA × OA	Jc, B
	OA	Jc, Ps, Tx, B
	A × SA × OA	Qp, Qr
	SA × OA	Qp, Jc, Ps, Tx, B
	I × SA × OA	Qp, Jc, Ps, Tx
	A × SA	Qp, Qr, Tx, C, B
	SA	Qp, Tx, C, B
	I × SA	Qp, Qi, C
	I	Qp, Qi, P
Subdued mountains and high plateaus	SA × A × MA	Qp, Qr, Qs, Tx, C, $\overline{P}$, P, B
	SA × MA	Qp, Qr, Qs, Tx, C, $\overline{P}$. P
	SA × MA × AM	Qp, Qr, Qlj Qs, O, C, $\overline{P}$ P
	SA × AM	Qp, Ql, Qs, O, C, $\overline{P}$, P
	SA × AM × SM	Qp, Ql, Qs, O, C, $\overline{P}$, P
	SA × SM	Qp, Qs, O, C, $\overline{P}$
	SA × I × SM	Qp, Qs, Qi, C, $\overline{P}$
	SM × $S\overline{A}$	Ms, Rp, Ql, Ql, O, C, $\overline{P}$, P, No
	$S\overline{A}$	Ms, Rp, $\overline{Q}$l, Qs, O, C, $\overline{P}$, P
Low plateaus, hills and plains	A	Qr, C, B
	A × MA	Qr, Qs, O, C, $\overline{P}$, P
	MA	Qr, Qs, O, C, $\overline{P}$, P
	MA × AM	Qr, Ql, Qs, $\overline{O}$j C, $\overline{P}$, P
	AM	Ql, Qs, $\overline{O}$. C, $\overline{P}$, P
	AM × SM	Ql, Qs, $\overline{O}$, C, $\overline{P}$, P
	SM	Ql, Qs, Qi, $\overline{O}$, $\overline{P}$, P
	SM × M	Ql, Qs, Qi, $\overline{O}$ $\overline{P}$, Jo, Am
	M	Cs, Ch, Qs, Qi, $\overline{O}$, $\overline{P}$, Am
	M × IM	Qs, Qi, $\overline{O}$, $\overline{P}$, Jo, Am
	IM	Qi, $\overline{O}$
	IM × SM	Qs, Qi, $\overline{O}$, $\overline{P}$
	$\overline{A}$M	Ms, Rp, $\overline{Q}$l, $\overline{O}$, $\overline{P}$, P, No
	SM × $\overline{A}$M	Ms, Rp, $\overline{Q}$l, Qs, $\overline{O}$, C, $\overline{P}$, P, Jo, No

BA = Boreo-atlantic; OA = Oro-atlantic; SA = Subatlantic; A = Atlantic; MA = Mediterraneo-atlantic; AM = Atlante-mediterranean; SM = Submediterranean; SA = Thermo-subatlantic; M = Eumediterranean; IM = Ibero-mediterranean; AM = Thermo-atlante-mediterranean; Am = *Amygdalus communis*; B = *Betula pubescens*; C = *Castanea sativa*; Ch = *Chamaerops humilis*; Cs = *Ceratonia siliqua*; Jc = *Juniperus communis*; Jo = *Juniperus oxycedrus*; Ms = *Myrica faya*; No = *Nerium oleander*; O = *Olea europaea*; $\overline{O}$ = *Olea oleaster*; $\overline{P}$ = *Pinus pinaster*; $\overline{P}$ = *Pinus pinea*; Ps = *Pinus sylvestris*; Qc = *Quercus coccifera*; Qi = *Quercus ilex*; Ql = *Quercus faginea, Quercus lusitanica*; Ql = *Quercus mirbeckii, Quercus canariensis*; Qp = *Quercus pyrenaica, Quercus toza*; Qr = *Quercus robur*; Qs = *Quercus suber*; Rp = *Rhododendron ponticum*; Tx = *Taxus baccata*

Institutul Geologic al României

c) Oro-atlantic zone (OA), characterized by rainy climate, cold winter, mesothermic summer, and the presence of *Betula pubescens*.

d) Eumediterranean zone (M), characterized by low rainfall, mild winter, dry and macrothermic summer, and the presence of *Amygdalus communis* and *Ceratonia siliqua*.

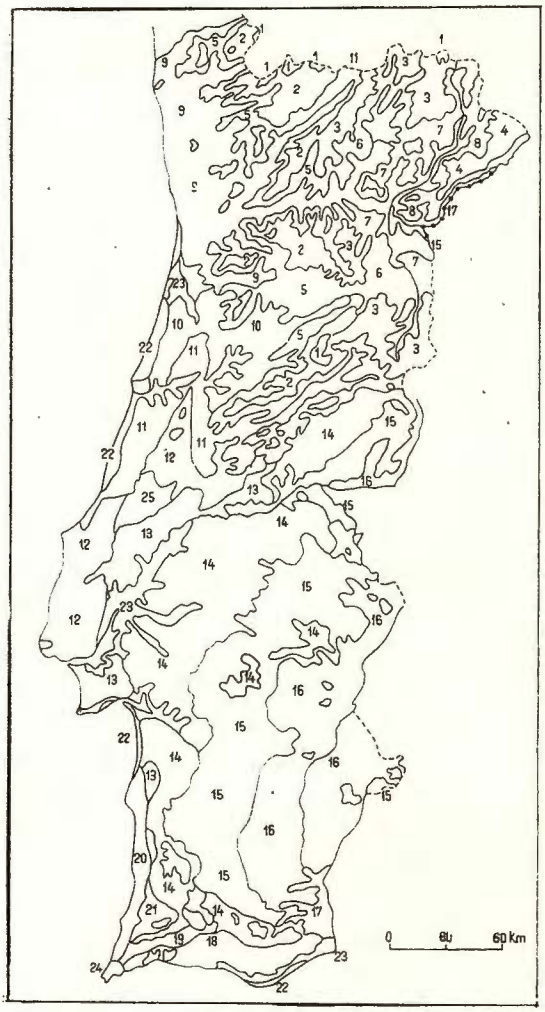


Fig. 2. — Ecological zones
1, OA; 2, A × SA; 3, SA; 4, I × SA; 5, SA × MA; 6, SA × AM; 7, SA × SM; 8, SA × I × SM; 9, A × MA; 10, MA; 11, MA × AM; 12, AM; 13, AM × SM; 14, SM; 15, SM × IM; 16, IM; 17, M × IM; 18, M; 19, M × SM; 20, SM × AM; 21, SM × SA; 22, sand dunes; 23, alluvium; 24, eolian; 25, calcareous.

e) Iberian zone (I), characterized by continental climate, low rainfall, microthermic winter, hot summer, and the presence of *Quercus pyrenaica* and *Quercus ilex*.

Institutul Geologic al României

The 33 phytoclimatic zones of Portugal, developed as intergrades of these 5 principal poles, are listed in table 1.

Map 2 shows the distribution of the main ecological zones of Portugal.

Soils studied are found in 13 ecological zones. Table 2 presents some climatic data of selected sites of these zones.

TABLE 2

Climatic data

Ecological zone	Site	T °C	$\overline{T}$ °C	$\overline{t}$ °C	$\overline{M}$ °C	$\overline{m}$ °C	$\overline{M}-\overline{m}$ °C	P mm	Pe mm	K	Ke
OA	P. Douradas	8.9	17.2	2.4	21.7	−0.4	22.1	1900	127.3	404	5.9
SA × OA	Beleiral	12.7	18.2	7.1	23.5	5.0	18.5	1630	125.5	309	5.3
SA	Covilhã	13.0	20.6	5.4	27.7	1.7	26.0	1470	88.2	192	3.2
A × MA	Porto	14.4	19.8	9.0	25.0	4.7	20.3	1200	90.0	199	3.6
I × SA	M. Douro	12.5	21.2	3.8	28.5	0.2	28.3	820	86.1	101	3.0
SA × MA	Viseu	13.0	20.2	6.2	28.2	1.4	26.8	1290	87.7	162	3.1
SA × AM × × SM	Alijó	14.0	21.6	6.4	29.8	2.2	27.6	1270	94.0	144	3.2
SM × SA	Foia	12.3	18.4	6.2	22.6	3.9	18.7	1480	34.0	299	1.5
MA	Montemor-o-Velho	15.2	20.2	9.8	25.7	5.3	20.4	1050	60.9	166	2.4
AM × SM	Setúbal	16.5	22.8	10.6	29.2	6.7	22.5	800	23.2	99	0.8
SM	Alcácer do Sal	16.0	22.7	9.6	30.4	4.3	26.1	580	16.8	64	0.6
SM × M	Vidigal	17.5	23.8	11.1	31.7	6.4	25.3	640	14.1	66	0.4
IM	M. S. Domingos	17.6	25.1	10.1	33.6	4.9	28.7	490	15.2	37	0.4

T = average annual temperature; $\overline{T}$ = average temperature of the hottest month;

$\overline{t}$ = average temperature of the coldest month; $\overline{M}$ = average of highest temperatures of the hottest month; $\overline{m}$ = average of lowest temperatures of the coldest month;

$\overline{M}-\overline{m}$ = average annual thermal range; P = average annual precipitation;

Pe = average summer rainfall (3 driest months); $K = \dfrac{100\ P}{(\overline{M}+\overline{m}) \times (\overline{M}-\overline{m})}$ = pluviothermal coefficient of Emberger;

$Ke = \dfrac{Pe}{\overline{M}}$ = summer coefficient of Giacobbe.

IV. SOILS

Thirty profiles were selected for this study, the location of which is shown on map 3.

Table 3 presents the classification of all profiles according to definitions and nomenclature proposed by FAO/UNESCO for the Soils

Institutul Geologic al României

Map of the World (D u d a l, 1968), and includes also the correlation with the last American classification (Suppl., 1967) and the most recent French classification (Class. des sols, 1967).

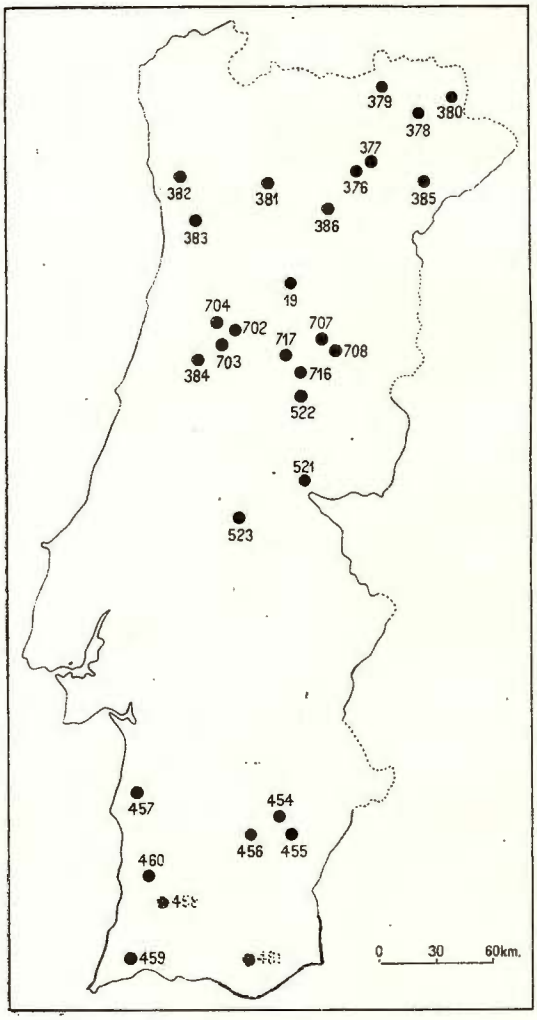


Fig. 3. — Location of soil profiles.

Complete morphological descriptions and other data about the profiles may be seen in publications by B a r r a d a s (1961) and F a r o (1967).

Analytical data are presented in tables 4 to 10. Particle size analyses were made by the pipette method, using the Atterberg textural fractions; organic carbon was determined by dry combustion method and

Institutul Geologic al României

TABLE 3

Soil classification

Profile no.	Geology*	Phyto-climatology	FAO/UNESCO classification	American classification	French classification
707	2	OA	Ranker	Entic Haplumbrept	Rankers
378	1	SA × OA	Humic Cambisol	Typic Haplumbrept	Sols bruns modaux mesotrophes
381	4	SA × OA	Humic Cambisol	Cumulic Haplumbrept	Sols bruns modaux mesotrophes
708	2	SA × OA	Humic Cambisol	Typic Haplumbrept	Sols bruns acides
379	1	SA	Ochric Cambisol	Ruptic-Lithic-Umbric Dystrochrept	Sols bruns acides
716	2	SA	Ranker	Lithic Entic Haplumbrept	Rankers
522	2	SA	Ranker	Lithic Entic Haplumbrept	Rankers
382	5	A × MA	Ferric Luvisol	Umbrultic Hapludalf	Sols ferrugineux tropicaux lessivés
383	2	A × MA	Ferric Luvisol	Umbrultic Paleudalf	Sols ferrugineux tropicaux lessivés
380	5	I × SA	Helvic Acrisol	Ruptic-Lithic-Humic Palexerult	Sols ferrugineux tropicaux lessivés (?)
385	1	I × SA	Ochric Cambisol	Dystric Lithic Xerochrept	Sols bruns acides
19	1	SA × MA	Ochric Cambisol	Dystric Xerochrept	Sols bruns acides
717	2	SA × MA	Ochric Cambisol	Dystric Lithic Xerochrept	Sols bruns acides
376	1	SA × AM × SM	Brunic Luvisol	Typic Haploxeralf	Sols fersiallitiques bruns lessivés
458	9	SM × $S\bar{A}$	Ferric Luvisol	Lithic Ultic Haploxeralf	Sols ferrugineux tropicaux lessivés
384	2	MA	Helvic Acrisol	Humic Palexerult	Sols ferrugineux tropicaux lessivés (?)
702	2	MA	Ochric Cambisol	Dystric Lithic Xerochrept	Sols bruns acides
703	2	MA	Ochric Cambisol	Dystric Lithic Xerochrept	Sols bruns acides
704	2	MA	Ochric Cambisol	Lithic Umbric Xerochrept	Sols bruns acides
457	9	AM × SM	Luvic Castanozem(?)	Lithic Ultic Argixeroll	Sols marrons á B textural (?)
386	2	AM × SM	Haplic Castanozem (?)	Lithic Ultic Haploxeroll	Sols marrons (?)
460	9	AM × SM	Rhodic Luvisol	Oxic Rhodoxeralf	Sols fersiallitiques lessivés
377	1	SM	Brunic Luvisol	Ultic Haploxeralf	Sols fersiallitiques bruns lessivés
521	2	SM	Helvic Acrisol	Lithic Haploxerult	Sols ferrugineux tropicaux lessivés
523	4	SM	Ferric Luvisol	Lithic Ultic Haploxeralf	Sols ferrugineux tropicaux lessivés
461	9	SM	Helvic Acrisol	Typic (?) Palexerult	Sols ferrugineux tropicaux lessivés
459	9	SM × M	Ferric Luvisol	Haploxerultic Palexeralf	Sols ferrugineux tropicaux lessivés
454	1	IM	Chromic Luvisol	Lithic Rhodoxeralf	Sols fersiallitiques lessivés
455	7	IM	Brunic Luvisol	Lithic Haploxeralf	Sols fersiallitiques bruns lessivés
456	10	IM	Brunic Luvisol	Lithic Haploxeralf	Sols fersiallitiques bruns lessivés

* Symbols refer to Map 1

Institutul Geologic al României

total nitrogen by Kjeldahl procedure; free iron was determined by Deb's method for profiles no. 19, 702, 703, 704, 707, 708, 716, and 717, and by Mackenzie's procedure for the others; pH measurements were made in a 1 : 2 soil-water suspension; exchangeable bases were determined by Schollenberg's method; exchangeable hydrogen was determined by Peech's method for profiles no. 19, 702, 703, 704, 707, 708, 716, and 717, and by barium acetate extraction for the others.

V. DISCUSSION

The soils studied derived from shales are Rankers, Humic or Ochric Cambisols, Haplic or Luvic Castanozems, Brunic or Chromic or Ferric or Rhodic Luvisols, and Helvic Acrisols.

According to FAO/UNESCO definitions (D u d a l, 1968), *Rankers* are soils having no diagnostic horizons other than a sombric A horizon immediately overlying non-calcareous materials. *Humic Cambisols* have a sombric A horizon and a cambic B horizon which has a base saturation of less than 50% in all subhorizons. *Ochric Cambisols* differ from Humic Cambisols by having a pallid A horizon. *Haplic Castanozems* have a melanic A horizon with a moist chroma of more than 1.5 to a depth of 15 cm or more, and possibly a cambic B; present a horizon with concentrations of soft powdery lime and/or showing an increase with depth of Na + K saturation within 125 cm of the surface, or within 50 cm of the base of the B horizon (if present); lack a calxic or gypsic horizon within 100 cm of the surface. *Luvic Castanozems* have a melanic A horizon, with a moist chroma of more than 1.5 to a depth of 15 cm or more, and an argilluvic B horizon; have a calxic or gypsic horizon within 100 cm of the surface or a horizon with concentrations of soft powdery lime and/or showing an increase with depth of Na + K saturation within 125 cm of the surface, or within 50 cm of the base of the B horizon. *Brunic Luvisols* have a pallid or sombric A horizon (unless eroded) which does not harden when dry, and a brown argilluvic B horizon, the major part of which has a CEC/100 g clay of more than 24 meq and in which the base saturation is 35% or more, at least in the lower part of the B horizon; lack a plinthic horizon within 125 cm of the surface. *Chromic Luvisols* are similar to Brunic Luvisols except for the colour of B horizon, which is red. *Ferric Luvisols* have a pallid or sombric A horizon (unless eroded) and a yellowish brown to reddish brown argilluvic B horizon, the major part of which has a CEC/100 g clay of 24 meq or less and in which the base saturation is 35% or more, at least in the lower part of the B horizon;

Institutul Geologic al României

lack a plinthic horizon within 125 cm of the surface. *Rhodic Luvisols* are similar to Ferric Luvisols except for the lower boundary of the A horizon, which is diffuse, and the colour of the B horizon, which is red to dusky red. *Helvic Acrisols* have a pallid or sombric A horizon (unless eroded), a yellow to yellowish red argilluvic B horizon, in which the base saturation is less than 35%, at least in the lower part of the B horizon; lack a plinthic horizon within 125 cm of the surface.

Rankers occur only in the mountains at high altitudes (generally above 700 meters and most commonly above 1.000 meters) of predominant Atlantic type of climate with null or very little continental (Iberian) or Mediterranean influence.

At lower altitudes, mainly in subdued mountains and high plateaus, where Atlantic influence is greater than the Mediterranean one, with or without continental (Iberian) influence, Cambisols are to be found. They are Humic Cambisols at altitudes not lower than 450 meters, this limit being variable with the ecological zone : the more the Mediterranean influence the higher is the limit. They are Ochric Cambisols at lower altitudes.

Whenever Mediterranean influence exceeds the Atlantic one, with or without continental (Iberian) influence, Luvisols do occur. A marked dry season is indispensable for the formation of an argilluvic B horizon in soils derived from these (and some others) types of rocks in Portugal.

Formation of either Brunic, or Chromic, or Ferric, or Rhodic Luvisols seems to be more related to the type of shale than to climate; but the dominance of Ferric and Rhodic Luvisols in ecological regions of more pronounced Mediterranean influence is quite probable. There is a slight tendency to find redder colours in soils derived from metamorphosed shales.

The occurrence of Acrisols seems to be also more dependent upon the type of rock than climate, being developed only on more intensively weathered materials. They present sombric A_1 horizons only on ecological zones of not very strong Mediterranean influence.

Geographical distribution of Castanozems is not quite clear. They were found only in the AM × SM ecological zone. The formation of their characteristic melanic horizon may be due to an initial comparatively high base status of the parent rock and/or to a particular type of vegetation cover.

Institutul Geologic al României

VI. CONCLUSIONS

From this study the following general conclusions may be taken :

a) Under predominant Atlantic influence soils derived from shales are Rankers or Cambisols, the former being developed at higher altitudes.

b) Cambisols have in general a sombric A_1 only at altitudes not lower than 450 meters.

c) Under predominant Mediterranean influence soils derived from shales are Luvisols.

d) Type of clay and colour of the B horizon of Luvisols seem to be more related to parent rock than to climate.

e) Acrisols develop only on more intensively weathered shales.

f) It is not quite clear the geographical distribution of Castanozems derived from shales.

REFERENCES

Albuquerque J. M. (1954) Carta Ecológica de Portugal. D. G. Serviços Agricolas. Lisboa.

Barradas J. A. T. (1961) Principais solos evoluidos derivados de xistos existentes em Portugal. Relat. final Curso Eng.º Agr.º Lisboa.

Dudal R. (1968) Definitions of soil units for the Soil Map of the World. FAO *World Soil Resources Report*, 33, Rome.

Faro F. J. V. B. (1967) Contributo para um melhor conhecimento da região demarcada dos Vinhos do Dão. Relat. final Curso Eng.º Agr.º Lisboa.

Teixeira C. (1955) Notas sobre a geologia de Portugal. Formações ante-mesozóica, I, Lisboa.

Thadeu D. (1958) Carta Geológica de Portugal. na escala 1/1.000.000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

* * * (1967) Classification des Sols. Travaux C.P.C.S. 1963—1967.

* * * (1967) Supplement to Soil Classification System (7th Approximation) Soil survey staff. U. S. Dep. Agriculture. Washington.

Institutul Geologic al României

ZONALITÉ DES SOLS FORMÉS SUR DES SCHISTES AU PORTUGAL

(Résumé)

Les schistes d'âge précambrien et paléozoïque, plus ou moins métamorphisés, occupent au Portugal de vastes surfaces. Étant donné qu'ils apparaissent dans différentes régions pédoclimatiques, l'auteur veut examiner si les sols formés sur des schistes sont ou non distribués en zones. Il est conduit à conclure :

1. Dans un climat prédominant atlantique, les sols formés sur des schistes, sont de type Ranker et Cambisol, les premiers étant caractéristiques aux régions à altitude plus élevée.

2. Les Cambisols présentent, en général, un horizon A_1 sombrique, seulement à des altitudes supérieures à 450 m.

3. Dans un climat prédominant méditerranéen, sur les schistes se forment les Luvisols.

4. Le type de l'argile et la couleur de l'horizon B des Luvisols, selon toute vraisemblance, dépendent plutôt du matériau originel que du climat.

5. Les Acrisols n'apparaissent que sur des schistes fortement altérés.

6. La distribution géographique des Castanozems, formés sur des schistes, n'est pas précisée.

ZONALITATEA SOLURILOR FORMATE PE ŞISTURI ÎN PORTUGALIA

(Rezumat)

Şisturile de vîrstă precambriană şi paleozoică, adeseori mai mult sau mai puţin metamorfozate, ocupă, în Portugalia, o suprafaţă mare. Întrucît apar în diferite regiuni pedoclimatice, autorul îşi propune să vadă dacă solurile formate pe aceste şisturi au sau nu o distribuţie zonală. El ajunge la următoarele concluzii :

1. Într-un climat predominant atlantic, solurile formate pe şisturi sînt de tipul Ranker şi Cambisol, primele fiind caracteristice regiunilor mai înalte.

Institutul Geologic al României

2. Cambisolurile au în general un orizont A_1 închis la culoare (sombric) numai la altitudini mai înalte de 450 m.

3. Într-un climat predominant mediteranean, pe şisturi se formează Luvisoluri.

4. Tipul de argilă şi culoarea orizontului B al Luvisolurilor par a fi legate mai degrabă de materialul parental decît de climat.

5. Acrisoluri apar numai pe şisturi foarte puternic alterate.

6. Nu este clară distribuţia geografică a Castanozemurilor formate pe şisturi.

Institutul Geologic al României

LA DISTRIBUTION DES OXYDES DE FER LIBRES CHEZ CERTAINS SOLS LESSIVÉS DE ROUMANIE

PAR

H. ASVADUROV [1], MARIA CONSTANTINESCU [2]

Pour la connaissance des sols lessivés, l'étude de la migration des oxydes de fer libres présente une importance particulière. La corrélation de la morphologie des sols lessivés aux résultats concernant le rapport Fe_3O_3 libre : argile ($<2\mu$) est significatif pour apprécier l'intensité du processus de lessivage des colloïdes minéraux. Il est bien connu que les sols à pseudogley présentent des ségrégations ferro-manganésifères sous forme de pellicules, taches et concrétions, qui constituent parfois des microzones et des zones de concentration surtout dans la partie inférieure de l'horizon A2 et dans l'horizon ABg ; souvent dans l'horizon B plus ou moins bigarré ou à fragipan se trouve une seconde zone de concentration de sesquioxydes. Par contre les sols sans pseudogley, qui ne présentent pas de ségrégations ferro-manganésifères ou sans zones de concentration de ces ségrégations ont un horizon éluvial plus lessivé en hydroxydes de fer et un horizon illuvial dans lequel les oxydes de fer et de manganèse recouvrent avec des pellicules les surfaces des particules grossières. L'analyse des sols indique pour chacun des deux groupes des aspects différents pour ce qui est de la distribution des oxydes de fer libre le long du profil.

Ci-après nous présentons des considérations générales sur la distribution des oxydes de fer libre chez certains sols lessivés à pseudogley et sans pseudogley, sols à horizon Bt fortement développé mais à indices de différenciation texturale variés. Cet ouvrage vient de compléter l'étude de la migration des oxydes de fer de certains types de sols, élaborée en Roumanie par C e r n e s c u (1961).

[1] Institut Géologique, Bucarest, Roumanie.

[2] Entreprise Géologique de Prospections, Bucarest, Roumanie.

Institutul Geologic al României

TABLEAU 1

*A — Sols lessivés à pseudogley**

Profil Location	Horizon	Profondeur cm	Argile %		pH (H_2O)	T me	V %	Sesquioxydes libres %			Fe_2O_3 libre × 10
			< 10μ	< 2μ				R_2O_3	Fe_2O_3	MnO	argile < 2μ
1 Plaine de la Tissa (forêt à *Quercus cerris*; alt. abs. 160 m; Tm = 9°C; Pm = 600 mm)	A1	0—10	37,3	16,7	5,2	17,4	39,5	—	1,38	—	0,83
	A21	10—20	37,7	17,4	5,2	14,4	37,1	—	1,46	—	0,84
	A22	20—35	37,3	17,4	5,4	13,1	45,8	—	1,62	—	0,93
	ABg	35—50	46,3	30,3	5,6	21,2	56,4	—	1,28	—	0,62
	B21t	55—70	59,3	41,4	5,8	32,6	68,6	—	2,00	—	0,48
	B22t	110—125	50,7	35,1	6,7	26,8	85,2	—	1,99	—	0,67
	IIB23	170—185	56,4	41,6	7,0	31,6	88,3	—	—	—	—
2 Sommet de Codru (forêt à *Fagus silvatica*; alt. abs. 475 m; Tm = = 8°C; Pm = 700 mm)	A1	0—6	41,1	21,6	5,2	16,8	45,3	2,48	1,96	0,13	0,91
	A21	10—25	42,1	21,9	4,9	12,2	25,8	2,80	2,21	0,16	1,00
	A22	35—50	42,7	23,1	5,0	10,7	35,5	2,83	2,23	0,11	0,97
	ABg	55—70	51,4	33,4	5,2	14,3	45,1	4,02	3,39	0,07	1,01
	B21t	80—95	63,1	49,7	5,2	25,1	50,5	5,27	4,55	0,03	0,92
	B22t	105—120	63,5	51,3	5,1	27,4	47,3	5,20	4,43	0,01	0,87
	B3	140—160	54,4	42,4	5,0	17,0	46,7	3,97	3,32	0,01	0,72
3 Cîme de Breaza (forêt à *Fagus silvatica*; alt. abs. 730 m; Tm = 7°,5 C; Pm = 1000 mm)	A1	0—8	42,2	21,3	4,8	19,0	18,0	3,00	1,73	0,05	0,81
	A2	10—20	43,1	21,3	4,9	16,0	17,6	3,03	1,71	0,04	0,80
	ABx(g)	25—35	43,7	23,7	5,0	14,6	20,8	3,34	1,88	0,03	0,75
	Btx	45—60	50,7	34,6	5,6	24,3	46,5	4,54	2,83	0,04	0,81
	C	70—85	42,5	28,6	6,0	21,8	77,1	3,48	2,23	0,05	0,78
4 Piémont de Cotmeana (forêt à *Quercus petraea*; alt. abs. 430 m; Tm = 9°,5; Pm = 650 mm)	A1	0—14	43,4	24,4	4,5	15,9	15,9	2,52	2,40	0,10	0,98
	A2	14—26	47,3	27,4	4,8	15,9	23,1	2,35	2,10	0,10	0,77
	AB	26—38	53,4	35,9	5,2	21,2	50,1	2,65	2,11	0,07	0,59
	B21tg	49—64	73,1	60,8	5,5	40,9	69,5	2,02	1,84	traces	0,30
	B22tg	80—98	72,6	60,9	5,6	42,5	78,8	1,92	1,75	0,01	0,29
	B23tg	105—125	69,1	54,4	6,1	43,9	90,8	2,06	1,83	0,10	0,34
	C	175—195	67,1	54,2	8,0	42,6	97,3	2,16	1,99	0,09	0,37
5 Terasse Bixad région de Oaş (pelouse à *Agrostis canina, Nardus stricta*; alt. abs. 185 m; Tm = 8°C; Pm = 900 mm)	A1	0—10	42,7	21,2	4,6	11,9	23,8	1,52	1,10	0,02	0,52
	A21	10—25	42,1	21,0	4,7	9,0	13,9	1,85	1,38	0,03	0,66
	A22g	25—40	43,6	22,9	4,8	8,5	15,9	3,19	2,45	0,03	1,07
	A2+Btgx	40—55	49,5	30,0	5,1	12,9	34,5	3,85	2,78	0,09	0,93
	B21tgx	65—80	56,8	37,8	5,2	20,5	56,8	2,46	2,01	0,02	0,53
	B22tgx	95—110	57,2	39,6	5,3	20,6	69,1	3,21	2,65	0,03	0,67
	IIB23tgx	125—140	59,9	44,1	5,6	24,3	81,3	6,60	5,46	0,03	1,24
	IIB24tgx	140—150	62,2	46,7	5,8	29,1	86,2	6,65	5,72	0,01	1,22
	IIICx	185—200	63,9	47,3	6,8	33,8	91,0	3,41	2,60	0,01	0,55

Institutul Geologic al României

B — Sols lessivés (sans pseudogley)

6 Cîme de Breaza (forêt à *Fagus silvatica*; alt. abs. 500 m; Tm = = 7°,5C; Pm = 1000 mm)	A1	0— 3	19,5	11,1	4,2	15,2	13,5	0,73	0,53	traces	0,47
	A21	15— 30	21,9	12,8	4,7	7,9	11,4	0,80	0,68	traces	0,53
	A22	40— 55	21,3	13,8	5,2	8,6	23,5	1,00	0,74	traces	0,53
	AB	65— 80	33,6	24,3	5,6	14,6	55,5	—	—	—	—
	B21t	85—100	35,4	26,1	5,9	22,0	70,2	3,01	2,40	0,003	0,99
	B22t	105—120	24,8	20,8	6,1	18,2	73,6	2,60	1,90	0,002	0,91
	B3	135—140	15,2	13,2	6,3	13,4	73,7	—	—	—	—
7 Cîme de Vima (forêt à *Fagus silvatica*; alt. abs. 600 m; Tm = = 7°,8C; Pm = 1000 mm)	A1	0— 10	17,0	8,8	5,1	10,6	42,7	0,98	0,53	0,07	0,60
	A2	15— 30	18,4	10,4	5,0	6,4	21,9	1,05	0,57	0,01	0,54
	AB	45— 60	20,0	11,5	5,2	5,8	39,3	1,21	0,66	traces	0,57
	B1	65— 80	26,9	18,1	5,6	9,3	54,8	1,78	1,11	0,01	0,61
	B2t	90—105	36,0	29,1	5,7	16,7	67,0	3,30	2,23	0,04	0,76
8 Cîme de Vima (forêt à *Fagus silvatica*; alt. abs. 765 m; Tm = = 7°,8C; Pm = 1000 mm)	A1	0— 4	19,2	11,3	4,4	18,7	21,2	1,28	0,83	0,04	0,73
	A21	8— 20	22,0	12,7	4,6	11,3	13,6	1,43	0,92	0,02	0,72
	A22	25— 40	22,5	13,8	4,8	10,5	19,6	1,51	1,02	0,02	0,74
	B2t	45— 60	23,8	17,1	4,9	13,2	30,4	2,15	1,57	0,02	0,92
9 Cîme de Aruncaşu (forêt à *Fagus silvatica*; alt. abs. 700 m; Tm = = 7°C; Pm = 1100 mm)	A1	0— 5	36,8	19,1	4,9	17,9	28,6	2,71	1,35	0,13	0,70
	A21	10— 25	36,1	20,0	4,9	12,5	19,7	2,72	1,48	0,11	0,74
	A22	40— 55	36,5	21,4	5,1	15,4	22,3	2,90	1,68	0,06	0,78
	B2t	65— 80	36,4	25,1	5,2	17,1	50,9	4,70	3,08	1,59	1,46
10 Glacis de Mogoja (forêt à *Fagus silvatica*; alt. abs. 640 m; Tm = = 7°C; Pm = 1100 mm)	A1	0— 8	22,9	11,6	4,7	10,0	22,9	1,02	0,73	0,003	0,62
	A21	15— 30	22,7	11,7	5,0	7,9	24,5	1,13	0,74	0,01	0,63
	A22	35— 50	22,8	12,1	5,2	7,2	34,7	1,26	0,82	0,02	0,67
	B21t	50— 65	26,2	18,8	5,4	13,9	58,5	2,82	2,25	0,09	1,19
	B22t	80— 95	30,5	20,5	5,7	18,4	70,9	2,67	2,07	0,05	1,00
11 Glacis de Coroeni (forêt à *Fagus silvatica*; alt. abs. 600 m; Tm = = 7°,5C; Pm = 1000 mm)	A1	0— 10	24,3	13,7	4,6	14,1	14,2	1,56	1,07	0,02	0,78
	A2	15— 30	28,4	16,9	4,9	11,6	24,2	1,78	1,17	0,03	0,69
	B2t	35— 50	29,7	22,3	5,1	15,1	33,2	2,60	1,94	0,03	0,88
	B3	60— 75	12,7	10,5	5,2	—	—	2,28	1,78	0,03	1,67
12 Piémont de Ciula de Someş (forêt à *Quercus petraea*; alt. abs. 300 m; Tm = 8°C; Pm = 800 mm)	A1	0— 4	38,2	16,9	4,6	12,6	15,9	—	—	—	—
	A21	8— 20	39,5	17,5	4,4	10,2	10,9	2,16	1,86	0,08	1,06
	A22	20— 35	43,1	19,9	4,6	9,0	11,4	—	—	—	—
	A + B	45— 60	44,5	23,4	4,8	10,4	21,4	2,60	2,17	0,07	0,92
	B21t	65— 80	44,7	25,0	5,2	12,8	35,0	3,72	2,97	0,16	1,18
	B22t	100—115	44,3	27,8	5,3	—	—	5,43	4,22	0,31	1,48
	IIB23t	145—160	57,4	43,0	5,6	24,3	75,5	—	—	—	—

* Les analyses des profils 1, 2, 4 et 5 ont été effectuées par Atanasescu Ruxandra, Conescu Adriana et Gâţă Elena dans les laboratoires de l'Institut Géologique.

Institutul Geologic al României

Les sols lessivés à pseudogley (groupe A — tableau 1) sont à rencontrer surtout dans la zone humide recouverte de forêts de chêne de notre pays, développés sur des dépôts limoneux et argileux (dans les horizons B et C, argile $<10\ \mu = 50-70\%$). Ils ont des profils profonds, à humus de type mull-acide, à horizon éluvial gris très clair jusqu'à brun jaunâtre et à horizon Bt faiblement (profils 1, 2, 3) ou intensément bigarré (profil 4, 5). Les sols sont acides (pH = 4,5—5,2 dans Al — A2 et 5,2—5,5 dans AB — B21t) fortement dépourvus de bases dans A2 (V = 15—40%) voire même dans AB et B21t (V = 40—55%). Leur morphologie laisse voir au-dessus de l'horizon peu perméable l'existence de certaines ségrégations ferro-manganésifères, bien formées seulement dans le cas des profils argileux et intensément gleyifiés (profils 4 et 5).

Une simple comparaison des rapports Fe_2O_3 : argile ($<2\mu$) de divers horizons du profil, conduit à tirer quelques conclusions d'ordre général. Les sols lessivés à pseudogley présentent dans l'horizon éluvial une accumulation relative des oxydes de fer libres au niveau des zones de concrétionnement des sesquioxydes. La migration de ces oxydes vers la surface ou en profondeur dépend des conditions bioclimatiques et de la perméabilité de l'horizon Bt.

Dans les régions moins humides, où le lessivage ne peut pas compenser l'effet de la bioaccumulation ou celui de l'ascension capillaire de la solution chargée de bicarbonate ferreux, la mobilisation des oxydes de fer, au niveau de l'horizon éluvial est évident même chez les sols à faible pseudogleyification (profils 1 et 2). On constate une accumulation bien marquée chez les sols fortement pseudogleyifiés, argileux, de type planosol (profil 4), avec une teneur élevée en oxydes de fer dans un horizon éluvial mince et riche en concrétions ferro-manganésifères [3].

Dans les zones riches en précipitations, l'humectation pénétrante et continue empêche la formation des zones de ségrégation des sesquioxydes. On remarque une tendance générale de lessivage des oxydes de fer (exemple profil 3) et dans ce cas la morphologie nous indique une accumulation de ceux-ci dans le substratum du sol. Dans les sols évolués sur des dépôts stratifiés, plus argileux et pseudogleyifiés, qui présentent des

[3] N. Cernescu en examinant les résultats de l'analyse de l'argile ($< 1\ \mu$) séparée de ce profil, montrent que celle-ci, dans les horizons où le concrétionnement a été plus intense, est souvent appauvrie en oxydes de fer et de manganèse (N. Cernescu, Ruxandra Atanasescu, M. Cicotti, Adriana Conescu, Elena Gâță, R. Giușcă „Solul silvestru podzolic pseudogleic ; cercetări chimice și meneralogice", sous presse).

Institutul Geologic al României

TABLEAU 2

Profil no. 5 Bixad — Sol lessivé-pseudogley (Fragiaqualf typique). Sesquioxydes libres

Les valeurs sont rapportées à 100 g sol (< 2 mm) séché à 105°C					Les valeurs sont rapportées à 100 g argile, séchée à 105°C			Les rapports du Fe_2O_3 libre	
Horizon	Profondeur cm	R_2O_3 %	Fe_2O_3 %	MnO %	R_2O_3 %	MnO %	Fe_2O_3 %	$\frac{Fe_2O_3 \text{ libre}}{Fe_2O_3t - Fe_2O_3l}$ (de l'argile)	$\frac{Fe_2O_3 \text{ libre sol} \times 10}{\text{argile} < 2\mu}$
Alg	0—10	1,52	1,10	0,02	2,57	0,004	1,69	0,36	0,52
A21g	10—25	1,85	1,38	0,03	3,91	0,011	2,55	0,55	0,66
A22g	25—40	3,19	2,45	0,03	6,63	0,014	4,44	1,01	1,07
A2+Bgx	40—55	3,85	2,78	0,09	5,21	0	4,07	0,84	0,93
B21tgx	65—80	2,46	2,01	0,02	4,59	traces	3,11	0,64	0,53
B22tgx	90—110	3,21	2,65	0,01	4,97	,,	3,70	0,79	0,67
IIB23tgx	125—140	6,60	5,46	0,01	7,76	,,	6,48	1,37	1,24
IIB24tgx	140—155	6,65	5,72	0,01	8,25	,,	5,99	1,22	1,22
IIB24tgx	165—180	4,72	3,96	0,06	5,08	0	3,83	0,68	0,84
IIICx	185—200	3,41	2,60	0,01	4,14	0	3,12	0,51	0,55

Les analyses ont été éffectuées par Elena Gâţă

Méthode d'extraction : Elena Gâţă et Gh. Gâţă, 1962 (extraction par la réduction eléctrochimique dans un milieu tamponné à acide oxalique — oxalat de potassium).

Institutul Geologic al României

zones de concrétionnement, le lessivage des oxydes de fer dans l'horizon B21t ou B22t est évident surtout dans les profils à horizon A2 pénétrant sous forme de langues dans l'horizon B sous-jacent et à fragipan (par exemple le profil 5). Au cas de ce dernier profil le processus de la migration du fer (et de l'argile) est confirmé par les données analytiques présentées dans le tableau 2.

On constate une dépendance réciproque le long du profil du sol entre la variation de la quantité de fer libre et de l'argile ; il en est de même quant au rapport Fe_2O_3 libre : et Fe_2O_3 total — Fe_2O_3 libre (de l'argile $<1\mu$). Au cas de pareils sols lessivés, il s'ensuit qu'on peut déduire la présence d'un processus de mobilisation, rédistribution et accumulation des oxydes de fer le long du profil, principalement dans l'horizon riche en ségrégations ferro-manganésifères (entre 25—40 et 125—155 cm).

Les sols lessivés sans pseudogley (groupe B, tableau 1) rencontrés dans la partie inférieure de la zone des hêtrais sont développés sur des sédiments perméables, surtout sur des limons sableux (dans B et C, argile $<10\ \mu$ de 20 à 40%). Ce sont des sols à humus de type mull-moder ; ils présentent l'horizon A2 de couleur brun clair ou brun jaunâtre et l'horizon Bt brun ou brun rougeâtre ; on n'observe pas de taches de gley ni de ségrégations ferro-manganésifères, toutefois dans le substratum du sol on rencontre des feuillets argilo-ferrugineux. Ce sont des profils peu épais (50—100 cm), fortement desaturés (V = 10—22% en A2, fréquemment V < 50% en B21t) et plus acides (pH = 4,2—5,0 dans A1—A2 et sous 5,5 dans B21t voire même dans B22t) par rapport aux sols à pseudogley décrits ci-dessus.

Dans une zone très humide, à cause de la perméabilité du matériau originel, le lessivage des sesquioxydes est bien évident. Les pertes en sesquioxydes dues à une percolation intense ne peuvent plus être compensées par bioaccumulation ou ascension capillaire (comme chez les sols à pseudogley et faiblement désaturés). Les horizons éluviaux sont appauvris, surtout en oxydes de fer, les analyses effectuées trahissant une augmentation de la teneur en argiles ainsi que de la teneur en hydroxydes de fer libre. Le rapport Fe_2O_3 : argile ($<2\mu$) augmente progressivement avec la profondeur aboutissant au maximum à la partie supérieure de l'horizon argillo-illuvial. On constate donc une tendance évidente de lessivage et d'accumulation en oxydes de fer en profondeur, attestée parfois aussi par la présence des feuillets argilo-ferrugineux dans le substratum des sols (sous-horizon B3 du profil 11). Le rapport entre la teneur en argiles des horizons B21t ou B22t et la teneur moyenne en argiles de l'horizon A, surtout chez les profils peu profonds et à faible différenciation

Institutul Geologic al României

texturale (Idt = 1,2—1,5) est inférieure à celui des oxydes de fer (Idfe = = 1,4—2 voire même plus chez les profils 8, 9, 10, 11).

On peut estimer que la migration intense des oxydes de fer, chez ces sols n'est pas rattachée au lessivage uniquement de l'argile. Ceux-ci sont complexés et solubilisés probablement par certains composants organiques, parfois dans les conditions d'un faible processus de destruction, comme C e r n e s c u l'a montré pour la première fois (1954) [4].

Entre ces deux grands groupes de sols apparaissent comme intergrades, à évolution distincte, les sols lessivés à horizon éluvial profond sans taches de gley, toutefois avec des pellicules et des concrétions ferro-manganésifères. Ce sont des sols lessivés fortement acides (évolués vers des sols bruns acides), qui en condition d'un régime hydrique intensément transpercolatif sont très désaturés. Une accumulation évidente des oxydes de fer libre correspond cette fois-ci également aux zones de ségrégation des sesquioxydes en pellicules et concrétions ; on constate que la teneur maximum se trouve dans l'horizon de transition B1, ou dans l'horizon illuvial (à fragipan) comme chez les sols à débaséification intense parfois tout le long du profil (Fragiudulf) du tableau 3.

TABLEAU 3

Profil no. 13 Moişeni (Oaş) — Sol lessivé acide à fragipan (Fragiudult)

Horizon	Profondeur cm	Argile		pH (H_2O)	T me/100 g sol	V %	Sesquioxydes libres %		
		< 10 μ	< 2 μ				Fe_2O_3	MnO	$\frac{Fe_2O_3 \times 10}{\text{argile} < 2\mu}$
A1	0—15	49,9	24,1	4,7	15,9	11,8	1,71	0,09	0,71
A21	15—30	46,7	24,1	4,8	12,7	9,2	1,79	0,07	0,74
A22	45—60	47,4	24,2	4,9	9,6	18,9	1,87	0,07	0,77
A23	70—85	46,0	23,8	5,0	8,7	20,6	1,95	0,08	0,86
AB	100—115	46,5	23,4	5,1	8,7	21,9	2,11	0,09	0,90
B21tx	125—145	49,4	28,4	5,1	11,1	22,0	3,22	0,15	1,13
B22tx	150—165	51,9	31,4	5,1	11,9	20,2	2,64	0,13	0,84

Les analyses des sesquioxydes (methode M e h r a-J a k s o n) ont été effectuées par A d r i a n a C o n e s c u.

[4] Le processus de destruction, durant lequel la translocation de l'argile s'associe de la migration fractionnée des composants est principalement évident chez les sols lessivés à micropodzol, dû aux acides fulviques d'un humus de type modder-humus brut formé sous certaines associations de *Nardus stricta* (C e r n e s c u et al., 1961), de *Vaccinum myrtillus*, de *Calluna vulgaris*, localement voire même sous forêts de hêtre.

Institutul Geologic al României

Les données ci-dessus présentées nous conduisent à conclure :

1. La variation des valeurs du rapport Fe_2O_3 libre : argile ($< 2\mu$) permet à supposer que la migration des oxydes de fer diffère de la migration de l'argile, dans les sols lessivés.

2. Généralement une accumulation relative en Fe_2O_3 libre correspond aux microzones de concentration des sesquioxydes sous forme de pellicules, taches et concrétions ainsi qu'aux horizons enrichis en oxydes de fer.

3. Les sols à pseudogley, sols plus argileux, surtout ceux qui se trouvent dans les zones moins humides ($P_m = 600-750$ mm et périodiquement, à années plus sèches) présentent un horizon éluvial relativement enrichi en Fe_2O_3 libre, dû à la bioaccumulation associée aux processus d'oxydo-réduction.

4. Les sols à pseudogley développés sur des matériaux plus perméables dans les conditions d'un climat humide ($P_m = 750-1100$ mm) présentent soit un maximum d'accumulation des oxydes de fer libres dans la partie inférieure de l'horizon éluvial à concrétions ferro-manganésifères, soit une migration et accumulation (totale ou partielle) des sesquioxydes dans l'horizon B21t, voire même B22t.

5. Les sols lessivés sans pseudogley développés sur des matériaux perméables, rencontrés en Roumanie principalement dans la zone humide des forêts de hêtre, présentent un horizon éluvial appauvri en oxydes de fer et un horizon argilo-illuvial avec une teneur relativement élevée en oxydes de fer. Il est à remarquer que l'indice de l'entraînement du fer est plus élevé que celui de l'argile, surtout chez les sols plus désaturés et plus acides.

En général les données analytiques des sesquioxydes libres corrélées aux données sur la composition et sur la morphologie des profils contribuent à élucider certains aspects du chimisme génétique des sols et peuvent constituer des critériums pour apprécier le lessivage ou pour classifier les sols lessivés.

BIBLIOGRAPHIE

Cernescu N. (1945) Contribuţii la cunoaşterea chimismului genetic al solurilor zonale cu orizont de acumulare al argilei. II. Podzolul de depresiune. *Bul. fac. Agron.*, 3, Bucureşti.

— Asvadurov H., Predel Fl., Chiţu C., Tutunea C., Vasilescu P., Şerbănescu I., Turcu Gh., Roman N. (1961) Condiţiile naturale şi solurile depresiunii Baia Mare. *Cerc. pedol.* (1958) Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— Gâță Elena (1961) Eisenoxydwanderung in den Profilen der genetischen Bodentypen und seine Untersuchungsmethodik. *Posterow nauk rolniczych Zeszyt*, 38, Warszawa.
— Gâță Elena, Stoica Elena, Papacostea P., Popa Elena (1963) Solul podzolic de la Săsar-Baia Mare și efectul ameliorativ al marnării. *Inst. geol. St. tehn. econ.*, *C*, 11, București.

DISTRIBUTION OF FREE IRON OXIDES IN SOME *LESSIVÉ* SOILS FROM ROMANIA

(Summary)

The correlationship between the morphology of *Lessivé* soils with values of the ratio free Fe_2O_3 : clay ($<2\mu$) is significant for the appreciation of the iron-clay illuvial process. Comparative research on distribution of free iron oxides in these soils (table 1, 2 and 3) has partly supplemented the study on movement of iron oxides within some soil types initiated in Romania by Cernescu (1961).

The study of some Pseudogleyied *Lessivé* soils (under oak forests) and nonpseudogleyied (under beech forests) has led to following conclusions.

1. The variation of the ratio free Fe_2O_3 : clay ($<2\mu$) proves that in *Lessivé* soils the migration of iron oxides is presumed to differ from that of clay.

2. Generally, a relative accumulation in free Fe_2O_3 corresponds to sesquioxide concentration zones either under the shape of coatings, spots and concretions, or under the form of horizons enriched in ferric oxides.

3. Within pseudogleyied more clayey soils, particularly, in those from less humid zones ($P_m = 600-750$ mm, with periodically more droughty years), a relative enrichment in Fe_2O_3 of the eluvial horizon due to the bioaccumulation associated with oxido-reducing processes has been ascertained.

4. Within pseudogleyied soils, formed on more permeable rocks and in humid zones ($P_m = 1100$ mm), one may observe either a maximum accumulation of free iron oxides in the lower part of the eluvial horizon, corresponding to segregation zones, or a migration and accumulation (total or partial) of sesquioxides in B21t or B22t horizons.

5. *Lessivé* soils devoid of pseudogley, formed on permeable deposits and encountered in Romania especially in the beech forest humid zone,

Institutul Geologic al României

present an eluvial horizon poor in iron oxides and a clay-illuvial horizon showing a relatively high content in iron oxides. One may observe that the migration index of iron is higher than that of clay, particularly, in more insaturated and more acid soils.

It may be, in general, stated that the analytical data as regards the free sesquioxides, related to the mechanical composition data and to the morphology of profiles, contribute to elucidate some aspects of the genetical chemical composition of these soils and yield criteria allowing to appreciate their leaching degree or to classify them.

REPARTIȚIA OXIZILOR DE FIER LIBERI LA UNELE SOLURI ARGILO-ILUVIALE PODZOLICE DIN ROMANIA

(Rezumat)

Corelarea morfologiei solurilor argilo-iluviale podzolice cu valorile raportului Fe_2O_3 liber : argilă ($<2\mu$) este semnificativă pentru aprecierea procesului argilo-feriiluvial. Cercetarea comparativă a repartiției oxizilor de fier liberi în aceste soluri (tab. 1, 2 și 3) completează în parte, studiul mișcării oxizilor de fier la anumite tipuri de soluri, inițiat la noi de Cernescu (1961).

În urma studierii unor soluri podzolice pseudogleizate (de sub păduri de stejar) și nepseudogleizate (de sub păduri de fag) rezultă următoarele concluzii :

1. Variația valorilor raportului Fe_2O_3 liber : argilă ($<2\mu$) arată că la solurile argilo-iluviale podzolice poate fi presupusă o migrare diferită a oxizilor de fier față de cea a argilei.

2. În general, o acumulare relativă în Fe_2O_3 liber corespunde microzonelor de concentrare ale sescvioxizilor sub formă de pelicule, pete și concrețiuni, sau orizonturilor îmbogățite în oxizi ferici.

3. La solurile pseudogleizate, — soluri mai argiloase — mai ales la cele din zonele mai puțin umede ($P_m = 600-750$ mm, cu ani periodic mai secetoși), se constată o îmbogățire relativă în Fe_2O_3 liber a orizontului eluvial, datorită bioacumulării asociate cu procesele de oxido-reducere.

4. La solurile pseudogleizate, formate pe roci mai permeabile și în zone umede ($P_m = 750-1100$ mm) se remarcă fie un maximum de

Institutul Geologic al României

acumulare a oxizilor de fier liberi în partea inferioară a orizontului eluvial, corespunzătoare zonelor de concreționare, fie o migrare și acumulare (totală sau parțială) a sescvioxizilor în orizonturile B_1 sau B_2.

5. Solurile podzolice fără pseudoglei, formate pe depozite permeabile, întîlnite la noi mai ales în zona umedă a pădurilor de fag, prezintă un orizont eluvial sărăcit în oxizi de fier și un orizont argilo-iluvial cu un conținut relativ ridicat în oxizi de fier. Se remarcă faptul că indicele de antrenare a fierului este mai ridicat decît cel al argilei mai ales la solurile mai debazificate și mai acide.

În general se verifică faptul că datele analitice privind sescvioxizii liberi, corelate cu datele granulometrice și cu morfologia profilelor, contribuie la elucidarea unor aspecte ale chimismului genetic al acestor soluri și oferă criterii pentru aprecierea podzolirii sau pentru clasificarea lor.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DU CHERNOZEM SALIFÈRE DE LA DÉPRESSION DE JIJIA-BAHLUI

PAR

N. BUCUR, E. MERLESCU [1]

Dans l'antésteppe collinaire de la dépression de Jijia et de Bahlui, un sol assez fréquemment répandu est le chernozem salifère. La dénomination de *chernozem salifère* que nous avons attribuée à ce sol et la notation S ont été utilisées pour indiquer la présence des sels solubles qui sont encore restés dans le sol et dans la roche génératrice de sol (matériau originel).

CONDITIONS DE LA GENÈSE DU CHERNOZEM SALIFÈRE

Dans l'antésteppe collinaire de la dépression de Jijia et Bahlui la genèse du chernozem salifère est conditionnée et déterminée par la roche, le relief, le climat, la végétation, le régime hydrique, le temps d'évolution et d'utilisation du territoire.

La roche. Dans la région, les couches lithologiques sont constituées de marnes sarmatiennes moyennes qui ont un contenu en sels solubles variable en partant de quantités insignifiantes, facilement épuisables par l'eau d'infiltration, jusqu'à des quantités considérables. Aux dépens des marnes salifères à contenu réduit en sels solubles, de sorte qu'ils sont vite épuisés par l'eau, se sont formés des chernozems ; sur les marnes ayant un contenu très élevé en sels solubles se sont formés des sols salifères, tandis que les chernozems salifères se sont formés sur marnes salifères (B u c u r et al., 1960), à contenu réduit de sels solubles. Ceux-ci se sont épuisés des couches supérieures en étant entraînés par l'eau d'in-

[1] Institut Agronomique „I. Ionescu de la Brad" Jassy, Roumanie.

Institutul Geologic al României

filtration. Après cette étape, aux dépens des couches superficielles de marne totalement désalinisée, les horizons chernozemiques du chernozem se sont distingués, tandis qu'aux dépens des couches plus profondes de la marne, contenant encore des sels solubles inépuisés par lessivage, se sont distingués et se maintiennent encore les caractères des sols salifères. La genèse du chernozem est influencée aussi par la déclivité des couches de la marne salifère. La marne salifère est constituée de couches peu épaisses d'argiles et de sables fins et moyens contenant CO_3Ca et sels solubles et à une pente générale de 5° environ, orientée de NW vers SE. Ainsi s'explique la plus grande fréquence des chernozems salifères sur les versants exposés au nord et sur les cîmes interfluviales, où, à cause de l'érosion, surgissent des tertres proéminents de marne salifère, tandis que sur les versants exposés au sud et sur les cîmes larges, l'eau d'infiltration a lessivé plus intensément les sels solubles de la marne.

La texture des marnes salifères détermine aussi la genèse des chernozems salifères par l'accroissement de la capacité de rétention par absorption des sels solubles dans la marne. Ainsi la texture argilo-limoneuse et la faible perméabilité des marnes salifères a retardé le lessivage des sels solubles des couche profondes du chernozem salifère de manière que l'horizon salifère S se maintient encore dans la partie inférieure de l'horizon Cca et dans l'horizon C.

Le contenu en sels solubles de la marne salifère a joué un rôle important dans la genèse des chernozems salifères. Les marnes salifères de la région contiennent de 2% jusqu'à 17—18% CO_3Ca; ensuite du SO_4Ca, en quantités variant de quelques dizaines de mg jusqu'à 10—12000 mg pour 100 grammes de sol, auquel s'associent en quantités beaucoup plus réduites SO_4Mg, SO_4Na_2, SO_4K_2 et ClNa, en quantités encore plus réduites que les sulfates. Les chernozems salifères se forment sur marnes salifères ayant un contenu réduit en sulfates et chlorures, ainsi que ceux-ci peuvent être lessivés des couches superficielles avant la différenciation des horizons supérieurs du chernozem salifère.

Le relief. Le relief actuel de la dépression de Jijia et Bahlui a résulté par l'érosion. Cette évolution a fait qu'aux irrégularités génétiques dans la teneur en sels solubles des marnes sarmatiennes est venue encore s'ajouter l'évolution continue du relief sculptural des pentes collinaires, or, sur les pentes, le lessivage des sels solubles des marnes salifères est faible et superficiel. Les chernozems salifères sont répandus sur les secteurs des versants situés entre les zones proluviales et colluviales et la ligne de changement de pente topographique et aussi sur les cîmes interflu-

Institutul Geologic al României

viales étroites. Les aires pédogénétiques des pentes et des cîmes interfluviales étroites avec des chernozems salifères occupent des secteurs intermédiaires entre des aires pédogénétique ayant des sols salifères et entre des aires pédogénétiques de chernozems. D'une façon tout à fait locale, les chernozems salifères occupent des aires pédogénétiques intermédiaires entre les sols salifères et les chernozems lévigués (dégradés).

Le climat. Le climat d'antésteppe de la dépression de Jijia et Bahlui a déterminé la genèse des chernozems salifères, par suite des précipitations atmosphériques, de la température atmosphérique ainsi que du climat du sol en étroite interdépendance des autres conditions de solification. Les chernozems salifères du compartiment de sud de la dépression de Jijia et Bahlui se forment dans les conditions d'une moyenne annuelle de précipitations atmosphériques de 553 mm et d'une moyenne annuelle de température de 9,6°C. Dans le compartiment du nord de la dépression de Jijia et Bahlui, les chernozems salifères évoluent sous l'influence d'une moyenne annuelle de précipitations d'environ 540 mm et sous l'influence d'une moyenne annuelles de température atmosphérique d'environ 9,4°C. L'influence du climat dans la genèse du chernozem salifère peut être saisie seulement par comparaison. Ainsi, sur la cuesta de transition d'entre la dépression de Jijia et Bahlui et le plateau central moldave, bien que les marnes sarmatiennes argilo-limoneuses soient les mêmes, dans un climat de forêt à 600 mm précipitations annuelles et une température moyenne annuelle au dessous de 9°C, il y a peu de sols salifères et très peu de sols de forêt salifères [2], parce que les marnes salifères ont été totalement et profondément désalinisées.

Dans la dépression de Jijia et Bahlui, de la quantité totale de précipitations, s'infiltre en profondeur environ 1/3 ou 160—180 mm et le reste d'eau est utilisée par les plantes ou se perd par évaporation-transpiration de sorte que sur les pentes et le cîmes étroites les marnes salifères ne peuvent pas être désalinisées que dans les couches superficielles sur lesquelles se développent les horizons chernozemiques du chernozem salifère ; et, aux dépens des couches profondes de la marne partiellement désalinisée, évoluent les horizons salifères du chernozem salifère.

Dans la couche du sol où l'eau gèle pendant l'hiver, (30 et 50 cm d'épaisseur), on remarque toujours une pulvérisation plus accentuée du sol. C'est pour cela que le chernozem salifère a une quantité un peu plus grande d'argile dans les couches supérieures de l'horizont A. Bien sûr

[2] Les sols de forêt salifères peuvent avoir une morphologie A-B-Cca-CcaS-SC.

Institutul Geologic al României

à la genèse de celle-ci a contribué aussi l'altération biochimique, due à l'activité rediculaire et microbienne la plus intense dans la couche de la surface du sol.

La végétation. Les premières associations végétales qui se sont installées ont été formées d'espèces hygrohalophyles où prédominaient les halophytes, auxquelles s'associent d'une manière continue, des plantes adaptables au milieu salin. Au fur et à mesure que le lessivage des sels solubles des couches superficielles des marnes salifères avance, les halophytes diminuent continuellement, tandis que les plantes non halophyles adaptables au milieu encore salin ont été de plus en plus favorisées dans leur développement. Ainsi après la stabilisation des étages de climat et de végétation actuels, sur les marnes désalinisées et en voie de solification de la dépression de Jijia et Bahlui, la place des associations halophyles a été prise par les associations à xérophytes. Aujourd'hui, sur les chernozems salifères on trouve des associations végétales à xérophytes, où peuvent prédominer *Festuca vallesiaca* (*F. pseudovina*), *Festuca sulcata*, *Agropyrum repens*, *Stipa pennata*, *Stipa joannis*, quand le sol est plus sec, et, parfois, *Festuca pratensis*, *Poa pratensis*, quand le sol est plus humide. Aujourd'hui, la végétation herbacée spontanée qui croît sur les chernozems salifères est semblable à la végétation herbacée qui croît sur les chernozems évolués sur marnes non-salines et à CO_3Ca de la surface ou à une certaine profondeur de la surface. La végétation herbacée spontanée des chernozems salifères se distingue pourtant en quelque sorte de celle des chernozems par le fait que dans les Festucetae croissent une série de plantes un peu plus halophyles et plus xérophyles, comme *Agropyron cristatum*, *Salvia nemorosa*, *Inula britannica*, *Rapistrum perenne*, *Crambe dionysiopolis*, *Kochia prostrata*, *Onobrichis viciaefolia*, *Phlomis pungens*, *Ph. tuberosa*, *Trinia kitaibellii* etc. Si le chernozem salifère est très mince ou a été érodé, nous rencontrons aussi, ça et là, des halophytes à racine pivotante longue, comme *Podospermum annuum*, *Statice gmelini*, *Silanum flavescens*, l'espèce peu halophyle *Statice latifolia* etc.

Les phytocénoses avec xérophytes et la microbiocénose chernozemique contribuent à la genèse de l'humus saturé en bases échangeables du chernozem salifère.

La végétation spontanée ligneuse, qui se développe sur les chernozems salifères est rencontrée sur les lambeaux de Querceto-Carpinetae à Acerineae et de broussailles d'antésteppe, où se développent intensément *Prunus spinosa* associé à *Amygdalus nana*, *Rosa canina* etc.

Institutul Geologic al României

L'eau souterraine. L'intersection des couches aquifères souterraines ou phréatiques par la pente du terrain empêche la formation du chernozem salifère et change l'évolution du sol vers les sols salifères avec excès d'humidité, nommés par nous *sols salifères humides* (B u c u r et al., 1960) et aussi des *lakovischtes salifères de versant* (Bucur, 1955 et 1956).

Le temps d'évolution. Le temps d'évolution du chernozem salifère a varié selon la pente du mésorelief, selon le rythme de lévigation des sels solubles des couches superficielles de marne, selon la texture de la marne etc. Dans l'évolution du chernozem salifère, on distingue deux étapes. Une première étape a été celle où les sels solubles superficiels se sont épuisés étant entraînés par l'eau d'infiltration en profondeur. La deuxième étape a été la solification des couches superficielles desalinisées de la marne, la différenciation des horizons A et A/C du chernozem salifère, et la persistance en parallèle de certaines quantités de sels solubles de plus en plus réduites dans les couches profondes de la marne, sur lesquelles se sont développés les horizons salifères inférieurs du chernozem salifère.

L'utilisation du territoire. Par l'extension de l'agriculture sur les terrains en pente, sans appliquer des mesures contre l'érosion, on a provoqué un éloignement continuel des couches superficielles du chernozem salifère, en transformant ces chernozems ça et là, par régradation, en sols salifères.

Le labourage du sol produit l'ameublissement du sol dans les couches supérieures en faisant augmenter la mobilisation du sol par l'eau qui en même temps peut lessiver plus profondément les sels solubles. Le travail du sol a accentué l'aération du sol, a favorisé les processus d'oxydation, l'humification et la solification chernozémique dans les couches superficielles du chernozem salifère, en effaçant de plus en plus les caractères des sols salifères.

MORPHOGENÈSE DU CHERNOZEM SALIFÈRE ET QUELQUES PROPRIÉTÉS

La morphogenèse du chernozem salifère a une évolution particulière et, en même temps que celle-ci, a évolué aussi la phytocénose qui croît sur le chernozem salifère.

Evolution de la morphologie du chernozem salifère. Dans l'étape de présolification a lieu le lessivage des sels solubles des couches supérieures, sans que les sels solubles soient éliminés totalement du profil du sol. Ils restent et se maintiennent dans les couches profondes du sol,

Institutul Geologic al României

grâce à la décroissance de la perméabilité de la marne avec la profondeur. Le lessivage des sels solubles des couches supérieures de la marne salifère s'est effectué avant qu'on vît se différencier la couche d'humus (horizon avec humus) et le sous-horizon de transition A/C, que nous observons chez un chernozem salifère. Les sels solubles qui peuvent être observés dans la partie inférieure de l'horizon Cca et dans la roche-mère du sol (C),

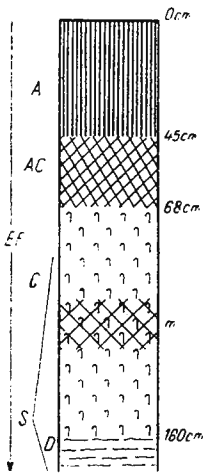


Fig. 1. — Sols d'évolution du chernozem salifère.

représentent des sels solubles qui sont restés non-lessivés. CO_3Ca préexistant dans la marne salifère n'a pu être complètement léssivé des couches supérieures et le chernozem salifère fait effervescence avec HCl à la surface. Grâce à cette évolution morphogénétique, le chernozem salifère typique a la morphologie de type A, A/C, C, Cca, Cs ou A, A/C, Cca, CcaS, CS avec effervescence à la surface.

L'évolution de la morphologie du chernozem salifère typique peut être reconstituée facilement tenant compte de la morphologie des sols d'évolution (B u c u r, 1963) en partant de la marne vers le chernozem salifère. Les termes (les représentants) des sols d'évolution du chernozem salifère peuvent être rencontrés sur les pentes, mais pas toute la série des sols d'évolution d'un chernozem salifère. C'est pour cela que nous nous limitons à présenter seulement les morphologies des profils sans analyser des termes qui permettent de reconstituer l'image des sols de la série d'évolution du chernozem salifère (fig. 1).

Le chernozem salifère peut encore évoluer jusqu'à un *chernozem lévigué* (*dégradé*) *salifère* ayant la morphologie A, B, Cca, CcaS, Cs que nous rencontrons tout à fait rarement dans la région.

Institutul Geologic al României

Évolution de la phytocénologie du chernozem salifère. L'évolution phytocénologique va parallèlement et d'une façon concordante avec l'évolution morphologique du profil de sol. Celle-ci peut être reconstituée tenant compte du groupement des plantes qui vivent sur les sols d'évolution du chernozem salifère. On distingue deux étapes d'évolution.

Dans la première étape a lieu la réduction continue des halophytes jusqu'à la disparition des halophytes, quand le sol arrive à un profil de chernozem salifère en formation. Dans la deuxième étape, qui dure jusqu'à l'étape actuelle d'évolution du chernozem salifère, a lieu une augmentation continue des xérophytes et alcalinophytes, telles qu-elles croissent dans une antésteppe est européenne.

Caractères morphologiques du chernozem salifère. Pour caractériser la morphologie du profil d'un chernozem salifère nous présentons ci-dessous la morphologie et la morphométrie d'un chernozem salifère typique, qu'on rencontre fréquemment dans la dépression de Jijia et Bahlui (fig. 2), auxquelles nous annexons des données analytiques que nous présentons dans le tableau.

Comme il résulte de la figure 2 et du tableau, le chernozem salifère étudié présente un horizon d'environ 45 cm épaisseur, de couleur gris foncé, ressemblant au chernozem formé sur marnes non-salinisées à structure granulaire moyenne plutôt polyédrique subangulaire. L'horizon de transition AC, à humus et CO_3 Ca, a une couleur gris-blanchâtre non-uniforme à cause des taches plus grises et plus blanchâtres. L'épaisseur est d'environ 24—25 cm la structure polyédrique subangulaire moyenne, semblable à la structure de l'horizon A/C des chernozems formés sur marnes totalement désalinisées. Dans l'horizon Cca apparaît la marne émiettée, à structure polyédrique modifiée par suite de l'éluviation du CO_3 Ca par l'eau d'infiltration, de couleur gris-jaunâtre-blanchâtre, très proche de la couleur de la marne salifère non-solifiée de l'horizon C.

L'horizon Cca d'un chernozem salifère se distingue de l'horizon Cca d'un chernozem formé sur marne non-salinisée, par une destructuration plus faible de la marne salifère, dans l'horizon Cca.

La structure et la couleur de la marne apparaissent non-modifiées dans l'horizon C, à environ 160 cm de profondeur. Du tableau on voit que l'accumulation d'humus varie dans l'horizon A de 4,65% à la surface jusqu'à 2,35%, à la base de l'horizon A ; dans l'horizon A/C entre 1,80% et 1,05% baisse au-dessous de 1% et ensuite jusqu'à des traces seulement dans l'horizon Cca. La quantité d'humus des chernozems formés sur marnes non-salinisées est la même que celle du chernozem salifère, ce

Institutul Geologic al României

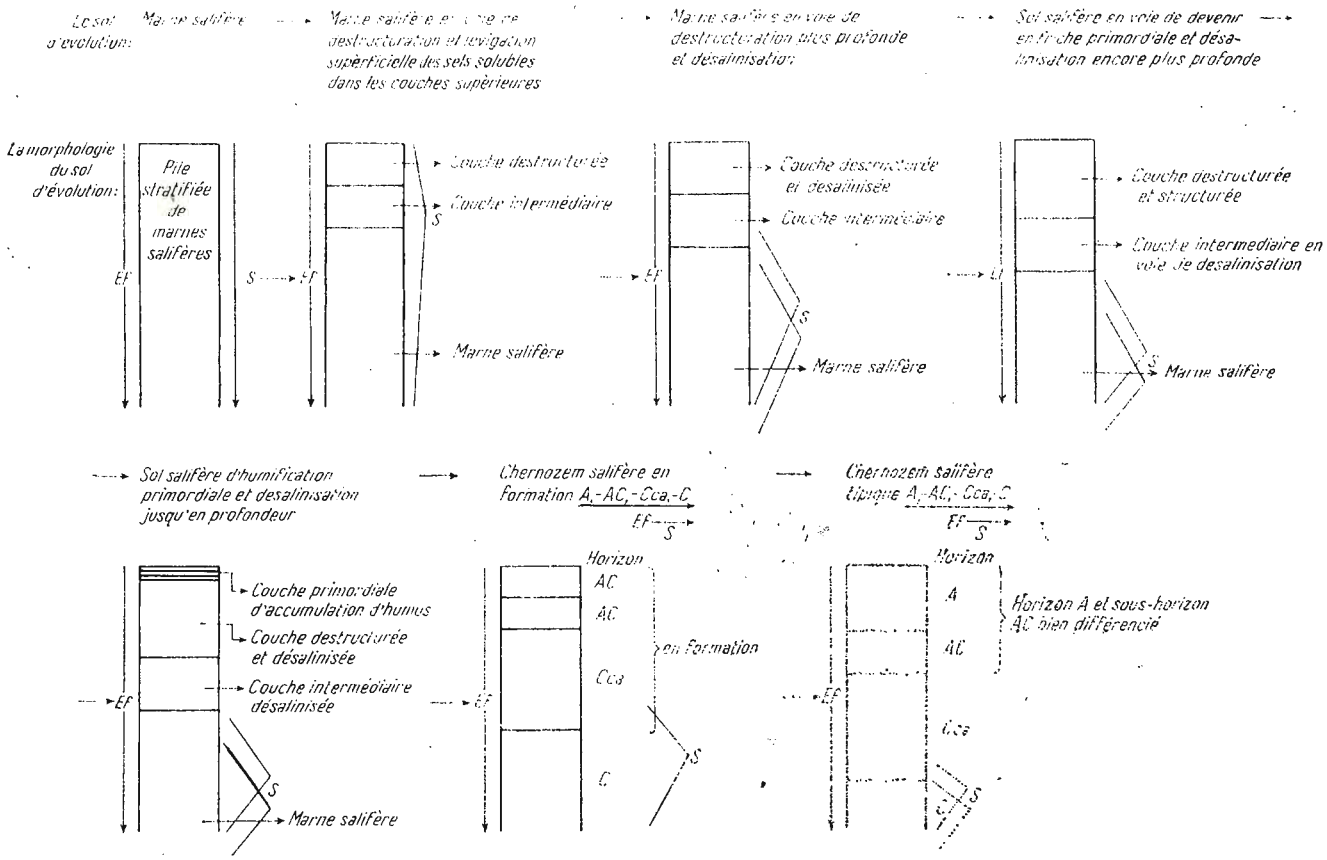


Fig. 2. — Morphométrie d'un chernozem salifère de la depression de Jijia et Bahlui.

Institutul Geologic al României

TABLEAU

Quelques données analytiques d'un chernozem salifère

Horizon	Profondeur	Composition mécanique			Humus g%	CO_2 g%	Ctss* mg%	En extrait aqueux		Bases échangeables me%					pH
		Argile g%	Poussière g%	Sable g%				Cl^- mg%	SO^- mg%	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	T	
	0—10	43,37	29,33	27,30	4,58	0,00	43,08	—	—	19,37	15,83	0,73	1,06	36,99	7,5
	10—20				4,63	0,00	40,37	—	—	20,30	14,04	0,72	0,94	36,00	7,6
A	20—30				3,56	0,20	48,98	—	—	20,36	13,31	0,95	0,87	35,49	7,6
	30—40				2,35	0,34	53,08	—	—						7,7
	40—50				1,80	1,36	54,50	—	—						7,7
A/C	50—60	40,70	31,20	28,10	1,61	2,62	56,76	—	—						7,8
	60—70				1,03	2,92	59,10	—	—						7,8
CCca	70—80				0,96	4,42	66,78	—	—						7,8
	80—90				0,45	4,08	72,99	—	—						8,0
	90—100				0,24	5,94	72,61	0,00	0,00						8,2
	100—110				0,00	6,66	85,95	0,00	10,10						8,2
CcaS	110—120				—	7,28	96,42	1,80	36,20						8,4
	120—130	38,67	35,55	28,78	—	6,73	100,70	1,70	47,60						8,6
	130—140				—	6,33	106,30	1,60	49,50						8,8
	140—150				—	5,77	111,20	2,80	52,40						8,8
C	150—160	37,67	28,29	23,40	—	4,15	125,60	3,90	56,00						

* Contenu total de sels solubles qui apparaissent dans l'extrait aqueux en rapport 1 : 5.

Institutul Geologic al României

qui montre que l'humification du chernozem salifère est identique à l'humification des chernozems formés sur marnes non-salinisées.

Les carbonates sont presents tout le long du profil, comme nous le montre la valeur pH $> 7,5$ de la couche de 0—20 cm, quoique par l'analyse on n'ait pas pu enregistrer les petites quantités de CO_3 Ca libre.

L'accumulation du CO_3 Ca est observée déjà de l'A/C et s'accentue dans l'horizon Cca. Il y en a des taches, des veines, des poches et des concrétions de carbonates. L'accumulation de ces sels donne la couleur blanchâtre. La différenciation d'un maximum global d'accumulations du CO_3 Ca, se fait remarquer de façon macroscopique dans l'horizon Cca entre 130—140 cm, comme on peut aussi déduire du tableau 1. Vers 160 cm de profondeur, apparaît la marne salifère de l'horizon C, dans laquelle le CO_3Ca est uniformément. Il y a de petites et peu nombreuses veines, poches et concrétions. Comparé au chernozem formé sur marnes non-salinisées le chernozem salifère a l'horizon Cca un peu plus mince. Probablement, les marnes salifères sont généralement quelque peu plus argileuses que les marnes non-salinisées, donc moins perméables, les carbonates étant difficilement lessivés.

L'horizon salifère apparaît à 100 cm de profondeur là, où le contenu total des sels solubles dépasse 100 mg sels solubles à 100 g sol. Il a une couche supérieure salinisée (72—85 mg sels solubles à 100 g sol). Les chlorures, ainsi que ce les sulfates (surtout de gypse) sont présents à 100 cm et au-dessous. La salinité du sol s'accroît d'une façon continue en profondeur.

La capacité d'échange a été déterminée dans les couches situées jusqu'à 30 cm profondeur. Le calcium échangeable se trouve en quantité plus grande, suivi du magnésium échangeable ; le sodium et le potassium échangeables se trouvent en quantités rapprochées. La capacité totale d'échange, T, ainsi que les quantités des cations échangeables sont proches des valeurs correspondantes du chernozem formé sur marnes non-salinisées. Il faut remarquer la petite quantité de sodium échangeable, qui prouve que le chernozem salifère n'a pas évolué d'un sol salifère solonetzisé ou solodisé mais qu'il a évolué sur une marne faiblement salifère désalinisée à la surface, avant la différenciation des horizons A et AC du chernozem. Cela prouve que le chernozem salifère a évolué parallèlement aux sols salifères, qu'il est un sol de transition et qu'il n'est pas résulté de l'évolution des sols salifères. Par conséquent, le chernozem salifère est une individualité distincte de solification parallèle aux sols salifères et aux chernozems évolués sur marnes non-salinisées ou totalement désalinisées.

Institutul Geologic al României

Le sol a une réaction alcaline faible dans A et A/C et dans la partie supérieure de Cca comme le montre la valeur du pH $> 7,5$; cette réaction étant déterminée par la variation du rapport entre le carbonate et le bicarbonate de calcium dissociables. Dans les couches CS le sol a une réaction alcaline plus marquée, à savoir pH > 8, la réaction étant déterminée par la présence des sulfates et des chlorures à côté des carbonates et bicarbonates de calcium, mais elle est déterminée aussi par la présence de l'ion de Na^+ échangeable du complexe adsorptif du sol.

Les données sur la composition mécanique, montrent que dans les couches supérieures du sol on peut remarquer un faible processus de formation d'argile du à l'activité biologique et biochimique du sol et qu'il n'est pas question d'une translocation de l'argile le long du profil. Elles prouvent encore que le chernozem salifère a évolué parallèlement aux sols salifères et qu'il n'a pas évolué d'un sol salifère solonetzisé ou solodisé.

LA CLASSIFICATION DU CHERNOZEM SALIFÈRE

Le sol étudié présente des propriétés de chernozem dans les horizons A et A/C et dans la partie supérieure de l'horizon à CO_3Ca et des propriétés de sol salifère dans la moitié inférieure de l'horizon Cca et aussi dans l'horizon C. C'est pour cela que le sol peut être dénommé : *chernozem-sol salifère* (en abrégé *chernozem salifère*), *chernozem à horizon S en profondeur*, *chernozem à horizon S remanent*, *chernozem à horizon S résiduel*, *chernozem salin-alcalin en profondeur*. La dénomination de *chernozem à horizon S en profondeur* n'est pas la plus précise, car il n'en résulte ni la différenciation de l'horizon S, ni les propriétés fondamentales du sol. La dénomination de *chernozem à horizon S remanent* semble adéquate, mais elle n'indique pas la pédogenèse.

La dénomination de *chernozem à horizon S résiduel* contient le terme *résiduel*, qui est un terme de chimie analytique et non pas de pédologie. De même, l'horizon S du chernozem salifère n'est pas résiduel parce qu-il varie avec le temps, il est vrai assez lentement, mais il varie.

La dénomination de *chernozem salin-alcalin en profondeur* n'est pas la plus adéquate parce que les termes salin-alcalin se rapportent à un grand groupe de sols et non seulement à un certain sol, comme dans notre cas.

La dénomination de *chernozem—sol salifère* et en abrégé *chernozem salifère* avec la signification donnée dans notre étude est la plus adéquate, parce que le sol a des propriétés de chernozem dans les horizons supérieurs et des propriétés de sol salifère dans la partie inférieure du profil

Institutul Geologic al României

et le sol évolue sur une marne salifère. Dans cette acception, la dénomination de *chernozem salifère* exprime en deux mots les propriétés générales ainsi que la genèse du sol.

Après avoir choisi la dénomination la plus adéquate du sol étudié, il est nécessaire de voir, maintenant, quelle est la valeur pédologique-typologique (taxonomique-pédologique) du chernozem salifère.

Conformément à la pédogenèse et à la morphogenèse, le chernozem salifère pourrait être considéré *une variété de sol*, *un genre de sol* et qu'il est *un sol de transition* entre *le chernozem* et *le sol salifère*, comme il est en réalité. Le chernozem salifère peut être considéré comme une variété de chernozem, c'est-à-dire un chernozem à horizon S salifère à la base du profil mais on n'explique pas alors la genèse des propriétés salifères. Le chernozem salifère peut être considéré un genre de sol, si l'on tient compte qu-il se forme sur un genre de roche, à savoir, sur une marne salifère. Cette considération semble plus juste mais elle ne concorde pas à l'évolution et à l'apparition du chernozem salifère comme sol de transition entre le chernozem et le sol salifère. *Le chernozem-sol salifère*, (en abrégé *chernozem salifère*), est en réalité un sol de transition entre un chernozem et un sol salifère voire, le sol est un intertype de sol. Le fait que, dans la région, le chernozem représente le sol d'évolution qui précède la formation du chernozem lévigué (dégradé) et que par endroits, on rencontre aussi du chernozem lévigué (dégradé) salifère à horizon S salifère à la base du profil, justifie encore plus l'opinion que le chernozem salifère doit être considéré un sol de transition, un intertype de sol, entre un chernozem et un sol salifère, tous les deux en voie d'évolution continue. En ce qui concerne l'aire (l'aréal) pédogénétique, le chernozem salifère occupe des aires de transition entre des aires à chernozem et des aires à sol salifère, c'est-à-dire des *interzones de sol*. Cela confirme encore plus l'opinion que le chernozem salifère est un intertype de sol; d'ailleurs la transition entre les deux sols ne se passe pas brusquement. L'interzone à chernozem salifère est représentée par des aires pédogénétiques qui varient des ares jusqu'à des hectares, de sorte qu'on peut considérer qu'on a moins affaire à des micro-interzones de sol. La microzone de sols caractérise les soi-disant *associations de sols*; c'est-à-dire les groupements de sols avec des aires pédogénétiques peu étendus. Au cas des associations à chernozem salifère, l'association comprend des sols salifères, qui

Institutul Geologic al României

peuvent être des *solontschaks salifères* [3], des *solonetzs salifères* [4] ou des *solodhs salifères* [5] et des chernozems salifères, qui font la transition vers des surfaces plus étendues de chernozem.

BIBLIOGRAPHIE

Bucur N. (1955) Clasificarea pedo-geografică a solurilor din R.P.R. *Probl. geogr.*, 3, Bucureşti.
— (1956) Sistematica lăcoviştilor (Privire schematică). I. P., Iaşi.
— Lixandru Gh., Melescu E. (1960) Contribuţiuni la studiul solului salifer din Depresiunea Jijia—Bahlui. *Lucr. ştiinţ. Inst. agron.*, Iaşi.
— (1963) Solurile de evoluţie ale unităţilor taxonomice de sol. Acad. R.P.R., Fil. Iaşi, *St. cerc. şt. biologie, şt. agricole*, XIV, 1, Iaşi.

CONTRIBUTIONS TO THE STUDY OF THE SALINIZED CHERNOZEM FROM THE JIJIA-BAHLUI DEPRESSION

(Summary)

Salinized Chernozems from the Jijia-Bahlui depression occur in peculiar conditions as regards the rock, climate, vegetation, water regime, age and land use. They have formed on salinized marls containing 2 to 17—18 per cent CO_3Ca, then 1—12 g SO_4Ca, as well as small amounts of SO_4Mg, SO_4Na_2, SO_4K and NaCl. They occupy the intergrade areas between Chernozems and Salinized soils, locally between the latter and the Leached Chernozems. The climate of the region is characterized by Pm = 540—553 mm, Tm = 9.4—9.6°C. The native vegetation is represented by xerofilic associations.

As regards the evolution of the soil, two phases may be distinguished : the one of salt-leaching and the other of upper layer solification.

The profile of Salinized Chernozems is of the A—AC—C—Csa—Dsa type. The soil profile includes CO_3Ca even in the surface horizon. Its evolution stages are presented in the fig. 1 and the Chemical data in the table.

The Salinized Chernozem is considered as being an intergrade soil between Chernozems and Saline soils.

[3,4,5] Les termes ont été proposés par les auteurs, pour préciser l'évolution des sols salifères.

Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚII LA STUDIUL CERNOZIOMULUI SALIFER DIN DEPRESIUNEA JIJIA-BAHLUI

(Rezumat)

Cernoziomurile salifere din depresiunea Jijia-Bahlui apar în condiții specifice de rocă, relief, climat, vegetație, regim hidric, vîrstă și mod de folosință a terenului. Ele sînt formate pe marne salifere conținînd 2 la 17—18% CO_3Ca, apoi 1—12 g SO_4Ca, ca și mici cantități de SO_4Mg, SO_4Na_2, SO_4K_2 și NaCl și ocupă arealele de tranziție între cernoziomuri și soluri saline, local între acestea din urmă și cernoziomurile levigate. Climatul regiunii se caracterizează prin: Pm = 540—553 mm, Tm = = 9,4—9,6°C. Vegetația naturală este reprezentată prin asociații vegetale xerofile.

În ceea ce privește evoluția solului, se disting două etape: una de spălare a sărurilor și alta de solificare a stratului superior.

Profilul cernoziomului salifer este de tipul A—AC—C—Cs—Ds. Solul face efervescență de la suprafață. Stadiile lui de evoluție sînt reprezentate în fig. 1. Date chimice sînt prezentate în tabel.

Cernoziomul salifer este considerat ca făcînd tranziția între cernoziomuri și solurile saline.

Institutul Geologic al României

NEW MAPS OF THE SOIL MOISTURE PROPERTIES IN SOUTHERN ROMANIA

BY

A. CANARACHE [1]

The need of adding to soil maps a characterization of the mapped soils and, if possible, a cartographical representation of the characterization indices deserves no special comments. For areas where development of irrigation is scheduled, such a characterization should refer mainly to some physical soil properties, including soil moisture indices.

When large areas are concerned, and for small scale mapping, a cartographical representation of the soil properties is also a problem of generalizing the existing analytical data. Frequently this problem is a difficult one. It could be solved either using no soil maps, but a large number of analytical data, or on the contrary using soil maps and the boundaries already drawn on them together with a somewhat smaller number of analytical data. For relatively homogeneous areas, where good pedological maps are available and when enough analytical data are lacking, this second method seems to be the best. To illustrate it is one of the aims of this paper.

The area concerned is the southern part of Romania, between the Carpathians, the Danube and the Black Sea. Only territories interested in agriculture, about 60,000 sq. km., were studied, mountains and higher altitude hills being discarded. Large irrigation projects are now being developed in this area, over half of it being suitable for irrigation in the future.

Most of the area is a plain covered by quite homogeneous zonal soils developed on loess (in its eastern part) or on other sedimentary materials (in its western part). More variable are only the soils in the flood-plains of the main rivers and in some areas covered by eolian sands. The

[1] Research Institute for Land Reclamation and Soil Science, Bucharest, Romania.

Institutul Geologic al României

pedological homogeneity of the area made it possible to draw maps of the main physical properties of the soils using analytical data concerning no more than 400 profiles. All of them were located in the most characteristic places and were analysed in the same laboratory.

A first draft of the maps was published earlier (C a n a r a c h e, 1964 a), the scale being 1 : 1,500,000. It refered to bulk density and to some soil moisture indices. Areas with alluvial soils were not represented on the maps, and areas with sandy soils were not studied at the same level as the others.

To draw the maps published in the present paper, the 1 : 1,000,000 soil map edited under the leadership of C e r n e s c u et al. (1964) was used. It was somewhat simplified, merging together soils of small areas and no significance from the point of view under discussion.

For the main part of the area, that is covered by zonal soils, the method used was as follows. The existing analytical data (O b r e j a n u et al., 1963, for bulk density and soil moisture indices ; C a n a r a c h e, M o ț o c, 1965, for hydraulic conductivity) were classified, grouping together the soil profiles belonging to the same genetical type (subtype), geomorphological area and parent material. For each of these groups arithmetical means and standard errors of the means were calculated. Using these figures and the t statistic, ranges of each of the soil properties for a probability of 0.05 were calculated. The ranges were outlined on the maps, within the areas corresponding to the particular groups of soil profiles. Whenever neighbouring areas showed similar ranges, they were merged together in one bigger group, and new ranges were calculated.

On the flood-plain areas, with alluvial and some saline and alkali soils, delimitation on the maps of the various soils and of their particular ranges of soil physical properties proved to be impossible at the 1 : 1,000,000 scale. As such, there are no figures on the maps on these areas ; they are just marked by an *A*. The soil profiles belonging to the flood-plains were grouped according to their texture and to the ground water depth (O b r e j a n u et al., 1966), and the same statistical calculations were performed as for the zonal soils. The ranges of the various physical properties for each of these groups of soils are shown in table 1, which is to be considered as an appendix to the maps.

A similar approach was developed for the areas covered by sands and sandy soils, marked on the maps by a *S*. The existing analytical data (C a n a r a c h e et al., 1966 ; P o p et. al., 1967) were grouped according to the degree of pedological development of the profiles and to their

Institutul Geologic al României

TABLE 1

Ranges of physical properties for alluvial soils (A on the maps)

Soil property	Soil type					
	Sands and loamy-sands		Sandy loams and loams		Clay loams and clays	
	Depth to the ground water (m)					
	over 2	under 2	over 2	under 2	over 2	under 2
bulk density (g/cm^3)	1,25—1,36	1,27—1,33	1,28—1,34	1,35—1,43	1,28—1,38	1,24—1,30
wilting point (percent of weight) (mm of water depth)	3,8—5,8 45—70	4,8—7,2 55—90	6,6—9,2 85—120	7,8—11,8 110—160	12,2—16,8 165—215	14,2—17,0 170—210
field capacity (percent of weight) (mm of water depth)	17,5—23,5 190—255	23,0—26,2 295—345	21,2—25,0 280—330	22,2—26,8 310—360	26,0—30,8 370—385	33,5—41,5 460—520
available water capacity (percent of weight) (mm of water depth)	13,8—18,6 120—190	17,0—20,5 220—270	14,0—17,2 180—225	13,5—17,0 190—210	11,0—16,0 135—190	17,0—26,0 260—350
saturated hydraulic conductivity (10^{-6} cm/s)	200—600	30—130	60—160	40—120	5—18	6—12

TABLE 2

Ranges of physical properties for sandy soils (S on the maps)

Soil property	Unweathered or weakly weathered sands		Sandy soils of low or medium humus content		Chernozem-like sandy soils	
	dunes	interdunes	dunes	interdunes	dunes	interdunes
bulk density (g/cm^3)	1,37—1,41	1,32—1,42	1,28—1,36	1,27—1,43	1,30—1,38	1,27—1,33
wilting point (percent of weight) (mm of water depth)	1,5—1,9 21—25	1,7—2,5 25—35	2,3—3,1 32—42	3,6—4,6 48—60	3,6—5,2 47—67	5,0—7,0 60—95
field capacity (percent of weight) (mm of water depth)	6,5—8,5 90—120	7,0—10,0 85—145	10,0—12,2 135—160	13,2—15,6 175—210	13,6—15,8 180—215	15,0—19,0 200—245
available water capacity (percent of weight) (mm of water depth)	4,8—6,8 65—95	5,0—8,0 60—115	7,4—9,4 100—120	9,0—11,5 120—155	9,6—11,0 130—145	10,0—12,0 130—160
saturated hydraulic conductivity (10^{-6} cm/s)	2 700—4 400	2 200—4 200	1 800—3 300	650—1 700	1000—1550	650—1250

Institutul Geologic al României

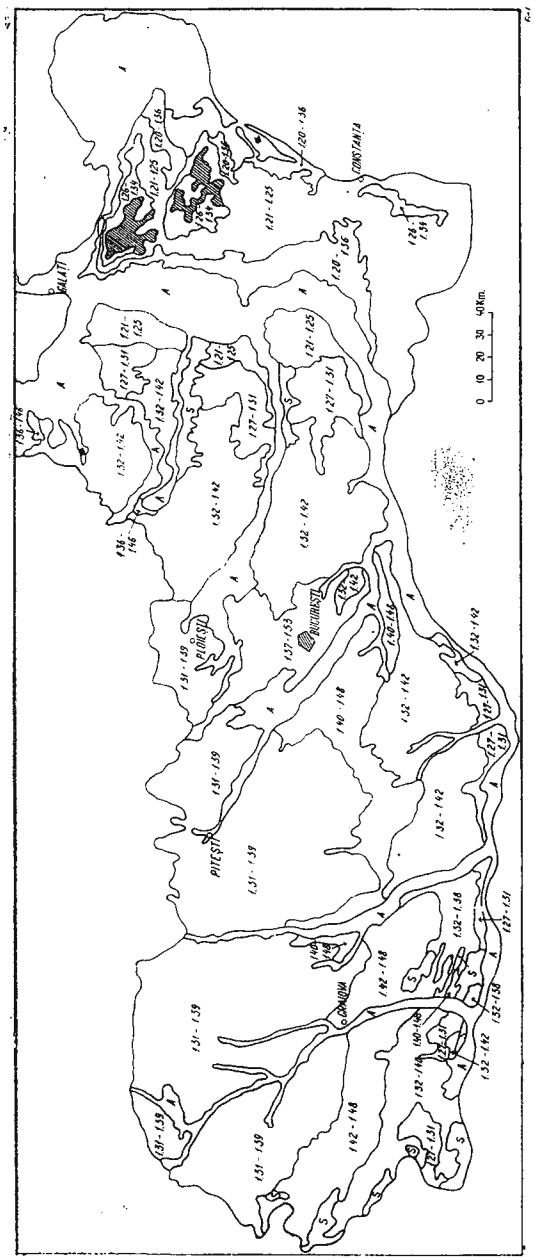


Fig. 1. — Map of bulk density (g/cm³).

Institutul Geologic al României

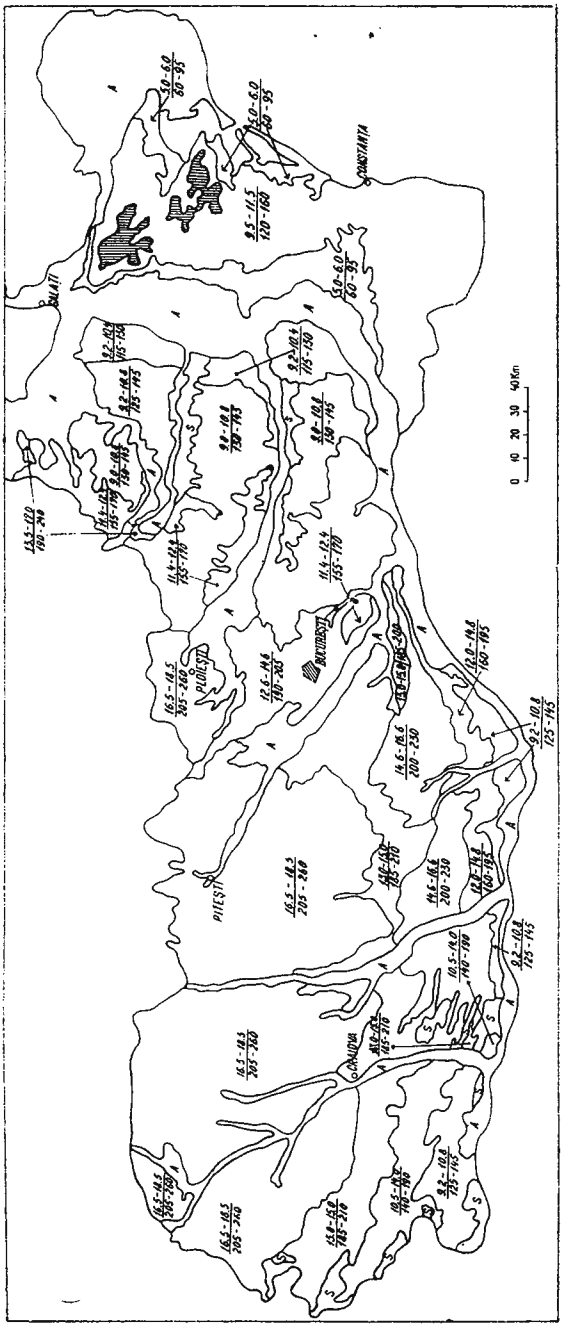


Fig. 2. — Map of wilting point (numerator: percent of weight; denominator: mm of water depth).

Institutul Geologic al României

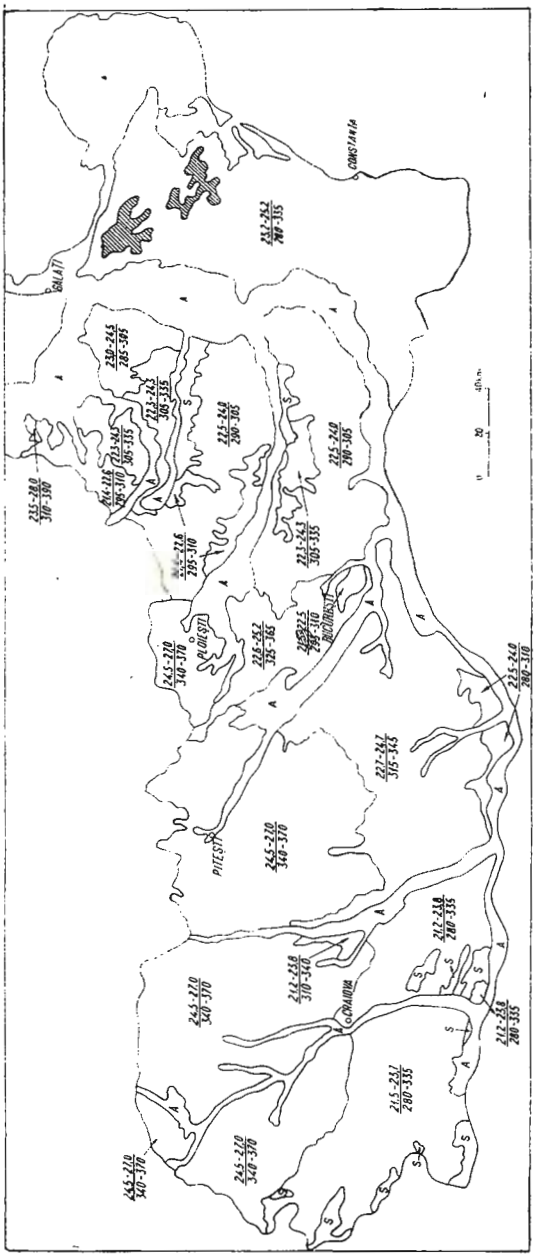


Fig. 3. — Map of field capacity (numerator : percent of weight ; denominator : mm of water depth).

Institutul Geologic al României

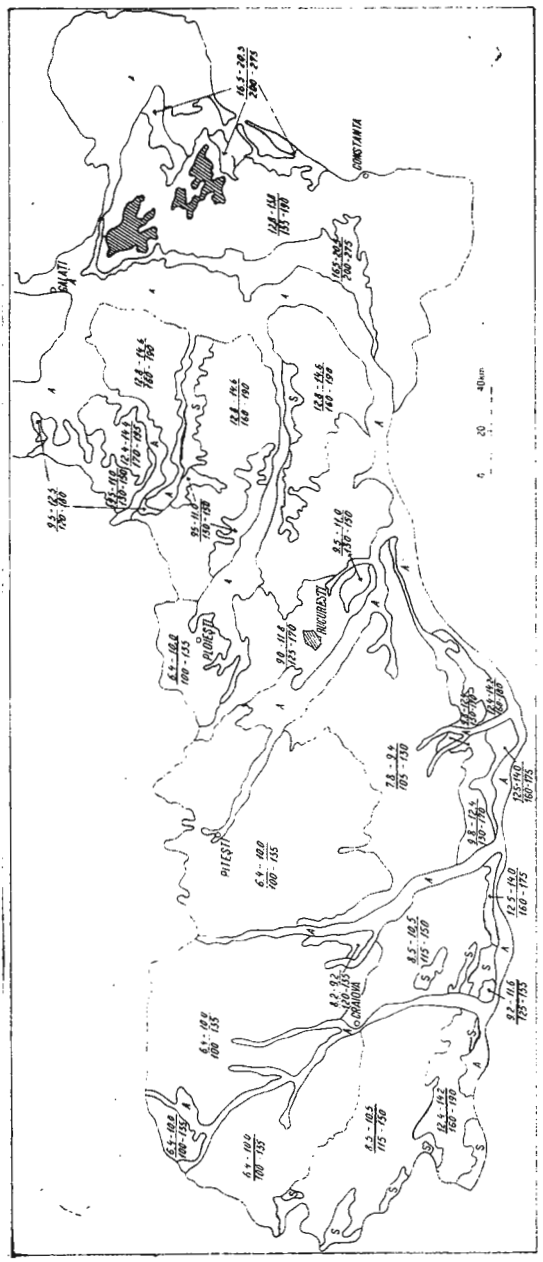


Fig. 4. — Map of available water capacity (numerator : percent of weight ; denominator : mm of water depth).

Institutul Geologic al României

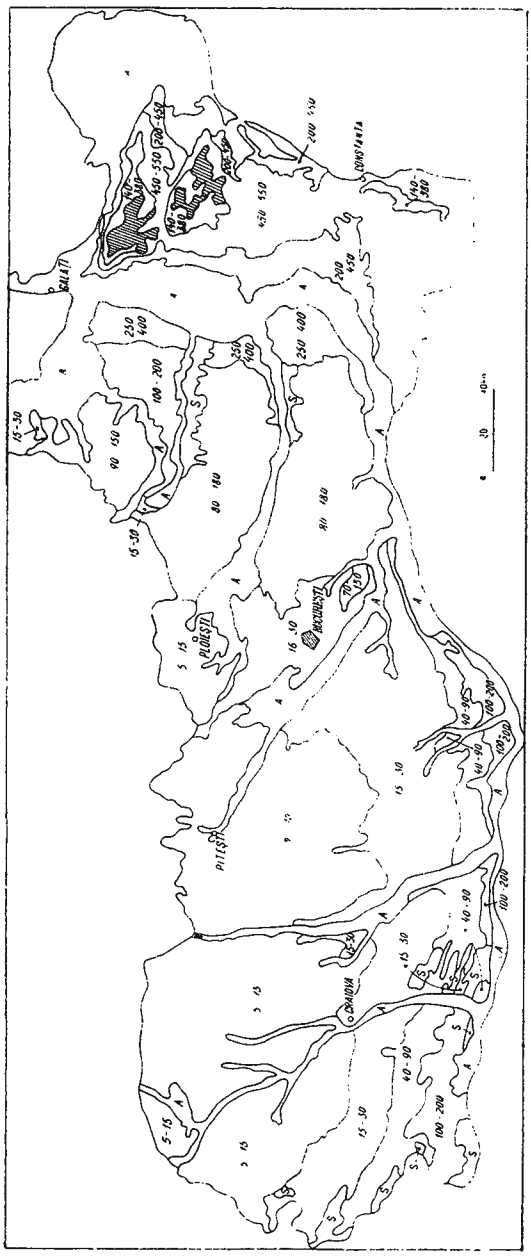


Fig. 5. — Map of saturated hydraulic conductivity (10^{-6} cm/s).

Institutul Geologic al României

location on the land surface. The ranges of the soil physical properties are shown in table 2, another appendix to the maps.

The physical properties of the soils for which maps were drawn were : a) bulk density, determined by weighing of soil cores, 100 cu. cm. large, sampled in brass cylinders (fig. 1) ; b) wilting point, estimated by multiplying by 1.5 the Mitscherlich hygroscopic coefficient (fig. 2) ; c) field capacity, determined in the field 36 hours after the infiltration of an excess of water poured into a 2 sq. m. basin (fig. 3) ; for fine textured soils with an impervious B horizon, where its concept is rather indefinite, field capacity was estimated extrapolating a correlation discussed elsewhere (C a n a r a c h e, 1964 b) ; d) available water capacity, calculated as the difference between field capacity and wilting point (fig. 4) ; e) saturated hydraulic conductivity, determined in the laboratory, under constant head, using undisturbed soil cores (fig. 5) ; hydraulic conductivity is somewhat uneasy to discuss in relation to field conditions but, as it is less affected by methodological factors, it was considered as the best mean of estimating soil permeability with a view of characterizing and differentiating various soils.

All physical properties were determined on separate genetical horizons, but subsequently weighted means for the 0—100 cm depth of the profile were calculated. For calculations of the mean hydraulic conductivity, the formula suitable for vertical permeability was used. For the soil moisture indices, both percent of weight and mm of water depth were calculated.

Compared to the earlier maps of 1964, those of the present paper show a number of improvements : the scale is larger, the areas with alluvial soils and those with sandy soils are duly considered, and a permeability map is included. Some of the boundaries on the maps, as well as some of the ranges of the soil physical properties, are slightly changed on the new maps due to the better pedological map used and to the new analytical data used in the statistical calculations.

The maps and their appendixes could be used for designs of general character in the field of irrigation.

REFERENCES

C a n a r a c h e A. (1964) Raionarea proprietăţilor hidrice ale solurilor din partea de sud a R. P. Române. *Şt. solului*, 2, 3—4, Bucureşti.

— (1964 b) Relaţii între conţinutul de argilă şi capacitatea de apă a solului. *Anal. Sect. pedol.*, ICCA, 32, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— Dumitriu R., Moţoc E. (1966) Contribuţii la caracterizarea fizică a nisipurilor şi solurilor nisipoase din sud-vestul Olteniei. *Anal. secţ. pedol.*, ICCA, 34, Bucureşti.

— Moţoc E. (1965) Conductivitatea hidraulică a solurilor zonale din Oltenia, Muntenia şi Dobrogea. *Anal. secţ. pedol.*, ICCA, 33, Bucureşti.

Cernescu N., Popovăţ M., Florea N., Conea Ana (sub redacţia generală a) (1964) Harta solurilor Republicii Populare Române, Comitetul Geologic, Bucureşti.

Obrejanu Gr., Canarache A., Moţoc E., Dumitriu R. (1966) Proprietăţile hidrice ale solurilor aluviale din sectorul Olt-Siret. *Anal. secţ. pedol.*, ICCA, 34, Bucureşti.

— Canarache A., Moţoc E., Teodoru O., Thaler R., Trandafirescu T., Bărbulescu V., Cucută V., Oancea N., Puiu St., Toma C. (1963) Proprietăţile hidrofizice ale solurilor zonale din Oltenia, Muntenia şi Dobrogea. *Anal. secţ. pedol.*, ICCA, 31, Bucureşti.

Pop M., Canarache A., Pop C. (1967) Contribuţii la caracterizarea solurilor nisipoase din dreapta Călmăţuiului. *Şt. solului*, 5, 3, Bucureşti.

NOUVELLES CARTES DES PROPRIÉTÉS HYDROPHYSIQUES DES SOLS DU SUD DE LA ROUMANIE

(Résumé)

On présente des cartes au 1.000.000^{e} concernant le poids volumétrique, les indices hydrophysiques et la conductivité hydraulique pour une région intéressée au développement de l'irrigation, d'environ 60.000 km^2. On discute de la méthode utilisée pour l'élaboration de ces cartes, le nombre des profils de sol analysés ne dépassant pas 400. Cette méthode supposait le groupement des profils de sol selon des critères pédologiques et le calcul statistique des intervalles de variation des propriétés des sols pour chacun de ces groupes. Pour les régions à sols zonaux, plus homogènes, ces intervalles sont indiqués sur les cartes mêmes, dans les régions occupées par chaque groupe de sols et délimitées selon les indications des cartes pédologiques usuelles. Pour les régions plus hétérogènes, à sols alluviaux ou sableux, les intervalles de varation des propriétés des sols sont indiqués dans des tableaux annexés aux cartes.

Institutul Geologic al României

NOI HĂRȚI ALE PROPRIETĂȚILOR HIDROFIZICE ALE SOLURILOR DIN SUDUL ROMANIEI

(Rezumat)

Se prezintă, pentru o regiune de circa 60.000 km² în care se prevede dezvoltarea irigației, hărți la scara 1 : 1.000.000 ale greutății volumetrice, indicilor hidrofizici și conductivității hidraulice. Se discută metoda folosită, în condiții în care s-a dispus de numai 400 de profile analizate, pentru întocmirea acestor hărți. Metoda a constat în gruparea profilelor analizate pe baza unor criterii pedologice, urmată de calculul statistic al intervalelor de variație a proprietăților solului pentru fiecare din aceste grupe. Pentru regiunile cu soluri zonale, mai omogene, aceste intervale se indică direct pe hărți, în sectoarele ocupate de fiecare grupă de soluri și delimitate pe baza indicațiilor hărților pedologice curente. Pentru regiunile, mai heterogene, cu soluri aluviale sau nisipoase, intervalele de variație a proprietăților solului se indică în tabele anexate hărților.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STUDIES ON THE AMORPHOUS MATERIAL OF SOME ROMANIAN SOILS WITH SPODIC, CAMBIC AND ARGILLIC HORIZONS AND ITS USE FOR GENETICAL PURPOSES

BY

C. CHIRIȚĂ, ALEXANDRA VASU, CAMELIA RAPAPORT [1]

INTRODUCTION

For the characterization and classification of soils, modern soil science appeals more and more to the identification, on an analytical way, of those characters that show the genetical processes of the present stage of soil evolution.

Among the diagnostic features specific for soils of humid forest and alpine zones with acid humus and strong weathering of silicates, a great significance has the amorphous material characterized by a high cation exchange capacity (CEC) and a high content of carbon, iron and aluminum. This material is usually translocated from the upper horizons to the lower ones, where it occurs as pellets, grain coatings and small aggregates.

The nature of amorphous material of soils — inorganic compounds and organo-mineral complexes — has intensely been studied during the last 20 years (Bremner et al., 1946; Aguilera and Jackson, 1953; Mehra and Jackson, 1960; Kilmer, 1960; Kononova, Titova, 1961; Schnitzer, Skiner 1964; Schnitzer, Hoffman, 1964; Titova, 1962; Duchaufour, Jacquin, 1966; Franzmeier et al., 1965; De Coninck et al., 1968; Bascomb, 1968, and others).

Studying some of the properties of amorphous material, Franzmeier, Hajek, Simonson (1965) and Soil Survey Staff (1967)

[1] Pedology and Ecology Centre of the Academy of Socialist Republic of Romania, Bucharest, Romania.

Institutul Geologic al României

proposed the following quantitative limits, as criteria for separating spodic horizon from all other diagnostic horizons:

1) $\frac{CEC_{moist} - CEC_{240^{\circ}C}}{CEC_{moist}} \times 100 > 30$ 2) $\frac{\text{Extracted } (C + Fe + Al)}{\text{clay}} > 0{,}15$

The second ratio is based on pyrophosphate — dithionite extractable C, Fe and Al, at pH 7,3.

In a more recent study, De Coninck et al. (1968) investigate the changes in the mineralogical composition of the clay fraction including the amorphous material of soils generally showing a bisequum with a spodic horizon overlying a degraded B2t horizon. X-ray diffraction analysis of the clay fraction, before and after the removal of iron with sodium dithionite in the presence of citrate and bicarbonate, indicated the presence of a considerable amount of amorphous material — iron oxides and probably alumina and silica. The authors emphasize the importance of very acid organic matter in the weathering of clay minerals and in formation of amorphous alumina that accumulates in spodic horizon.

In order to obtain quantifying differences not only between major soil groups, but also between less clearly defined ones, Bascomb (1968) suggests the use of 0,1 M pyrophosphate at pH 10 for extraction of iron and organic matter fractions produced in recent weathering and eluviation of soils.

By making use of the methods of modern soil science, so as to identify and classify Romanian soils of humid zones, investigations of the amorphous material have been carried out. In this paper the results of our first investigations on the extraction of amorphous material of soils by citrate-dithionite pH 7,3 (C—D) and pyrophosphate-dithionite pH 7,3 (P—D) procedures are presented, the following aspects of the problem being approached:

the order of size of Fe and Al amounts extracted by P-D and C-D procedures as compared to other extractants used in modern soil science;

the amounts of Fe, Al, Si and C removed by P-D and C-D extracting solutions from soils of humid regions and their distribution curves along soil profiles;

the applicability of the limit 0,15 resulting from the C+Fe+Al/clay ratio of Franzmeier et al. (1965), as well as the relative accumulation of amorphous alumina and silica suggested by De Co-

Institutul Geologic al României

n i n c k et al. (1968), for Romanian soils with spodic, cambic and argillic horizons;

by using the obtained analytical data, variability indexes which allow not only separation of spodic horizon from all other diagnostic horizons, but also the identification of various degrees of spodic, cambic and argillic horizons as well as of intermediate and doubtful horizons, are suggested.

MATERIALS AND METHODS

The study included 13 soils formed in the forest and alpine humid zones of Bucegi and Lotru Mountains, Cotmeana Platform and Trei-Scaune Depression.

The soil profiles belong, generally, to Podzolic and *Lessivé* groups; Brown Forest and Acid Brown soils have also been studied. The selection of the soils has been done in order to ensure a range as wide as possible of soil forming stages. According to field-observable characteristics of the profiles and especially of the B horizon, the sampled soils have been divided into four groups: those with cambic horizon — Brown Forest soil (Brown earth) (P14) and Acid Brown soil (P124); those having spodic horizon — Brown Podzolic soil (P126) Brown Podzolic intergrade to Iron Humus Podzol (P8) and Iron-Humus Podzols (P7, P6, P66); those with argillic horizon — *Lessivé* soils (P4, P20) and Brown *Lessivé* soil (P11); those with intermediate and doubtful horizons — Acid Brown Slightly *Lessivé* soil (P48), Humus-Silicate intergrade to Alpine Brown Podzolic soil (P2) and Brown Cryptopodzolic soil (P120).

Soil forming factors — climate, vegetation, relief and nature of parent material — vary widely (table 1). Among these factors, the most significant variations for the present study are those concerning parent material. Thus, the soil sequence formed in Lotru Mountains (P124, P126, P120, P66) developed on parent material derived by weathering *in situ* and the transportation of unconsolidated debris of crystalline rocks (micashist, muscovite-biotite paragneiss and phyllite). Of the soils of Bucegi Mountains, all (P14, P48, P2, P8, P6), except P7 formed on crystalline rocks, formed on parent material derived from conglomerates, sandstones and Sinaia Strata[2]; the soils of Cotmeana Platform and Trei-Scaune Depression (P4, P20, P11) — on clay deposits.

[2] Complex of sandstones and marls.

Institutul Geologic al României

TABLE 1

Informations on the site sampled

Profile number	Soil type	Location	Elevation m	Land-form ; slope	Parent material	Vegetation
14	Brown Forest Soil	Bucegi Mountains Mount Furnica	1300	mountainous ; moderately steep slope facing E	conglomerates	*Fagetum dacicum Asperula-Dentaria* type
124	Acid Brown Soil (Sol brun acide)	Lotru Mountains S Malaia	700	mountainous ; steep slope , (25°), facing N	micashists	*Fagetum dacicum*
8	Acid Brown Slightly *Lessivé* Soil	Bucegi Mountains Mount Vîrful cu Dor	960	mountainous: sloping (4°)	Sinaia strata	*Abieto-fagetum carpaticum*
120	Brown Cryptopodzolic Soil	Lotru Mountains N Zmeureți peak	1650	mountainous ; steep slope (25°) facing N	muscovite-biotite paragneiss	*Piceetum carpaticum*
126	Brown Podzolic Soil	Lotru Mountains SE Malaia	1400	mountainous ; steep slope (25°) facing WNW	Biotite paragneiss	*Fageto-piceetum carpaticum*
2	Humus-Silicate-Alpine Brown Podzolic Soil	Bucegi Mountains Mount Coștila	2390	mountainous ; almost flat	sandstones and conglomerates	*Caricetum curvulae bucegicum*
8	Brown Podzolic-Podzol	Bucegi Mountains Mount Cocora	1640	mountainous ; moderately steep slope (15°)	microconglomerates and sandstones	*Piceetum carpaticum Oxalis-Soldanella* type
7	Iron-Humus Podzol	Bucegi Mountains Mount Bolboci	1420	mountainous ; gently sloping	chrystalline shists	*Piceetum carpaticum Vaccinium*-moss type
6	Iron-Humus Podzol	Bucegi Mountains Mount Jepii Mari	1980	plato ; gently sloping	sandstones	*Pinetum mughii*
66	Iron-Humus Podzol	Lotru Mountains SE Stîna Huluzu	1700	mountainous ; moderately steep slope facing N	phyllite sericit quartzitic	*Piceetum carpaticum*
11	Brown *Lessivé* Soil (Sol brun lessivé)	Trei Scaune Depression	580	hilly ; sloping	mottled clay deposits	Degraded *Quercetum-petraea*
20	*Lessivé* Soil	Trei Scaune Depression	600	hilly ; gently sloping	clay + quartzite deposits	Degraded *Quercetum-petraea*
4	*Lessivé* Soil	Cotmeana Platform V Pitești	400	flat	clay deposits	*Quercetum-petraea*

Institutul Geologic al României

The main morphological characteristics (table 2), such as horizon sequence, depth and colour of horizons, generally coincide with the descriptions of the corresponding soil types given in Romanian and foreign pedological literature. It is especially noticed the progressive change of colour from hue IoYR to redder hues (7,5YR — 5YR) of the cambic and spodic horizons in the direction of Brown Forest soil — Brown Podzolic — Iron-Humus Podzols. The moist hue of the spodic horizons is 7,5 YR or redder and the moist value is 3 or less.

Two of the soil profiles, P120 selected from among a great number of similar soils widely distributed in the Lotru Mountains and P2, widely distributed in the Bucegi Mountains, are somewhat different. Although P120 formed in the soil forming conditions specific to morphologically clearly expressed Brown Podzolic soils, it has the morphology of a strongly Humiferous Acid Brown soil. This soil has been therefore named Brown Cryptopodzolic soil. The other soil, P2 formed in the alpine zone, has a dark A1A2 horizon with abundant bleached silt and sand grains and a B horizon that does not show clearly the features of a spodic horizon. Therefore, it has been named Humus-Silicate intergrade to Alpine Brown Podzolic soil. Both soils have been grouped in the same group of soils with intermediate (P2) and doubtful (P120) B horizons. The names and grouping of these soils have been confirmed by the results of the chemical investigations, as may be seen in what follows.

The soils belonging to the *Lessivé* group present pseudogley phenomena, especially in the argillic horizons, which are frequently mottled.

Texture (after P o p o v ă t z, 1964) of Brown and Podzolic soils of the mountainous area is generaly finer (loam to sandy clay loam) in the upper parts of the profiles and becomes continuously coarser (sandy loam to sand) in passing down the lower part of the profiles.

The *Lessivé* soils have a characteristic texture, with a strong accumulation of clay in the argillic horizons (texture differentiation index = = 1,4 — 2,5).

Some of the important chemical and physical characteristics of studied soils are listed in table 3.

Clay content is sensibly higher in B horizon of Brown Forest and Acid Brown soils than of Brown Podzolic and Iron-Humus Podzols. In soils of mountainous zones, as a rule, it decreases with depth.

The values of pH and degree of base saturation (V) evidently decrease in the studied soil series from Brown Forest soil (V > 75%, pH about 7 in B horizon) and Acid Brown soil (V = 30 — 50%, pH

Institutul Geologic al României

TABLE 2

General morphological information of the studied soils

Profile number	Soil type	Horizon symbols	Depth cm	Munsell colour (moist)	Texture
14	Brown Forest Soil	A11	0–5	10 YR 2/1	sandy clay loam
		A12	5–20	10 YR 3/2	sandy clay loam
		AB	20–45	10 YR 3/2,5	sandy loam
		B21	45–65	10 YR 3/2,5	sandy loam
		B22	65–90	10 YR 3/2,5	sandy loam
		BC	90–130+	10 YR 4/3	sandy loam
124	Acid Brown Soil (Sol brun acide)	A	0–14	10 YR 3/3	sandy clay loam to loam
		AB	14–30	10 YR 4/4	loam to sandy clay loam
		B21	30–66	9 YR 4/4	loam
		B22	66–84	9 YR 4/4	sandy loam
		BC	84–115+	9 YR 4/4	sandy loam
48	Acid Brown Slightly *Lessivé* Soil	A	0–3	10 YR 2/1	clay loam to silty clay loam
		AB	3–14	10 YR 5/4	clay loam to silty clay loam
		B21	14–30	10 YR 4,5/4	clay loam to silty clay loam
		B22	30–48	10 YR 5/4	clay loam
		B23g	48–72	10 YR 4/2 ; 10 YR 4/4	clay loam to light clay
		BCg	72–112+	10 YR 4/3 ; 10 YR 5/1 ; 10 YR 4/4	clay loam to silty clay loam
120	Brown Cryptopodzolic Soil	O	3–0	10 YR 2/1	
		A	0–8	7,5 YR 3/2	sandy loam to sandy clay loam
		B21s	8–18	7,5 YR 3/2	sandy loam to sandy clay loam
		B22s	18–60	10 YR 3/3	sandy loam
		B23	60–95	10 YR 3/3	loamy sand
		BC	95–110+	10 YR 4/4	sand
126	Brown Podzolic Soil	O	4–0	10 YR 2/1	
		OA1	0–16	10 YR 2/1	
		B21s	16–28	7,5 YR 3/2	sandy loam
		B22s	28–52	7,5 YR 4/4	sandy loam
		B23	52–74	7,5 YR 4/4	sandy loam
		BC	74–100+	7,5 YR 4/4	loamy sand to sand
2	Humus-Silicate-Alpine Brown Podzolic Soil	A11	0–5	5 YR 2/1,5	loam to sandy clay loam
		A12	5–19	10 YR 2,5/2	sandy loam to sandy clay loam
		B21s	19–27	10 YR 3/2	sandy loam
		B22s	27–52	2,5 Y 4/4–10 YR 4/3	sandy loam
		BC	52–65+	2,5 Y 4/4	sand

Institutul Geologic al României

8	Brown Podzolic-Podzol	O	5—0	10 YR 2/1	
		OA2	0—8	5 YR 2/2	loam
		B21hs	8—13	7,5 YR 3/2 — 5 YR 3/2	loam
		B22s	13—20	7,5 YR 3/2	sandy loam
		B23s	20—30	10 YR 3,5/4	sandy loam
		BC	30—45+	10 YR 4/4	sandy loam
7	Iron-Humus Podzol	O	7—0	10 YR 2/1	
		A1	0—5	10 YR 2/2	loam
		A2	5—11	10 YR 4/1	sandy loam
		B21hs	11—18	5 YR 2/1	sandy loam
		B22sh	18—35	5 YR 2/2	loam to sandy clay loam
		B23s	35—60	5 YR 3/4	sandy loam
		BC	60—70+	10 YR 4/4	sandy loam to loamy sand
6	Iron-Humus Podzol	O	5—0	10 YR 2/1	
		OA1	0—4	5 YR 2/1	sandy loam to sandy clay loam
		A2	4—10	10 YR 4/2 to 5 YR 4/1	sandy loam to loam
		B21hs	10—18	10 YR 2/1 ; 5 YR 3/3	sandy loam
		B22s	18—32	10 YR 2/1 ; 5 YR 3/3	sandy loam
		BC	32—45+	10 YR 2/1 ; 5 YR 3/3 ; 2,5 Y 4/4	sandy loam to silt loam
66	Iron-Humus Podzol	O	3—0	10 YR 2/1	
		A2	0—13	10 YR 5/1	loam
		B21hs	13—30	5 YR 2/2	loam
		B22sh	30—45+	5 YR 3/4	loam
11	Brown *Lessivé* Soil (Sol brun lessivé)	A1A2	0—3	10 YR 3/2	silty clay loam
		A2A1	3—15	10 YR 4/4	clay loam
		A2Bg	15—35	10 YR 4/4 ; 10 YR 3/4 ; 10 YR 3/1	light clay
		B21tg	35—60	10 YR 5/4 ; 7,5 YR 4/4 ; 10 YR 5/1	light clay
		B22tg	60—90	10 YR 5/4 ; 7,5 YR 4/4 ; 10 YR 5/1	medium clay
		B23	90—120+	10 YR 5/4 ;	light clay
20	*Lessivé* Soil	A1	0—5	10 YR 5/2	silt loam
		A2	5—17	2,5 YR 5/4 ; 10 YR 6/4	silt loam to clay loam
		A2g	17—40	2,5 Y 5/4 ; 10 YR 6/4	clay loam
		B21tg	40—80	10 YR 4/3 ; 10 YR 6/4	clay loam
		B22tg	80—110+	10 YR 4/3 ; 10 YR 6/4	light clay
4	*Lessivé* Soil	A21	0—14	10 YR 5/3	loam to clay loam
		A22g	14—28	10 YR 5/3	loam to clay loam
		A31g	28—39	7,5 YR 5/6 ; 10 YR 4/3	clay loam
		B21tg	39—80	2,5 Y 5/2 ; 10 YR 4,5/1 ; 7,5 YR 5/6	medium clay
		B22tg	80—98	10 YR 4/1 ; 5 YR 3/3,5	medium clay
		B23	98—130	10 YR 2,5/1	medium clay
		B3	130—165+	10 YR 4/2	medium clay

Institutul Geologic al României

TABLE 3

Analytical Data Concerning studied soils

Analysts: Eufrosina Dulvara, Camelia Rapaport, Alexandra Vasu, Sofia Zanelli

Profile number; soil type	Depth of sample (cm)	Clay <0,002 mm	Silt 0,002 – 0,02 mm	Fine sand 0.02 – 0,2mm	Coarse sand 0,2 – 2 mm	pH (H_2O)	Cx1,72 (%)	Total nitrogen (%)	C : N	Exchangeable cations (me/100 g)					C.E.C. me/100 g	Base saturation (V%)
										Ca	Mg	K	Na	H		
14	0 – 5	24,0	14,9	28,7	32,4	5,5	20,9	0,761	17,5	41,30	2,54	0,44	0,88	11,24	56,40	80,1
Brown Forest	5 – 20	23,6	11,5	32,3	32,6	5,4	13,5	0.561	16,2	22,30	2.02	0,29	0,97	9,14	34,72	77,6
Soil	20 – 45	16,3	16,9	35,1	31,7	7,1	8,5	0,291	19,7	36,40	1,50	0,18	0,87	1,06	40,01	94,6
	45 – 65	16,3	17,8	33,0	32,9	7,3	4,8	0,258	12,5	31,40	0,92	0,17	0,72	0,77	33,97	97,8
	65 – 85	20,6	16,5	35,9	27,0	7,3	4,4	0,246	12,1	23,10	0,90	0.19	0,89	0,28	25,37	98,9
	100 – 120	14,9	17,2	39,0	28,9	7,6	4,2	0,145	19,5	29,20	1,50	0,17	0,72	0,00	—	100,0
124	0 – 14	23,8	20,3	11,2	44,7	4,7	12,5	0,306	27,5	5,60	0,64	0,61	0,61	16,76	24,22	30,8
Acid Brown	14 – 30	23,4	20,9	18,0	37,7	5,2	7,1	0,232	20,5	2,21	0,40	0,37	0,53	10,58	14,09	24,9
Soil	40 – 50	20,4	20,3	9,3	50,0	5,6	4,4	0,108	27,7	1,37	0,16	0,31	0,96	6,06	8,86	31,6
	70 – 80	15,4	21,6	15,0	48,0	5,4	0,7			0,79	0,37	0,27	0,85	5,41	7,89	29,6
	100 – 110	13,1	21,1	18,0	46,8	5,3	0,8			0,25	0,23	0,27	0,85	5,61	7,21	22,2
48	0 – 3	31,3	42,0	22,9	3,8	4,8	22,7	0,554	27,7							
Acid Brown	3 – 14	33,3	40,8	22,5	3,4	4,4	4,2	0,126	19,5							
Slightly	14 – 20	35,2	40,6	21,5	2,7	4,7	1,9	0,108	10,1							
Lessivé Soil	30 – 48	36,3	40,0	20,5	3,2	4,9	1,3									
	48 – 72	38,7	34,5	20,1	6,7	5,2	1,0									
	72 – 100	36,2	42,3	18,7	2,8	6,0	1,0									
120	0 – 8	19,8	16,6	22,7	40,9	4,3	23,6	0,700	22,7	1,89	0,25	0,42	0,58	30,65	33,79	9,3
Brown Cryp-	8 – 18	20,9	13,9	16,2	49,0	4,7	16,0	0,488	20,1	0,43	0,05	0,16	0,63	21,43	22,70	5,6
topodzolic	30 – 40	12,3	12,2	15,1	60,4	5,0	8,6	0,261	21,7	0,44	0,02	0,13	0,78	11,75	13,12	10,4
Soil	75 – 85	4,9	8,6	16,6	69,9	5,1	3,2	0,083	25,7	0,55	0,04	0,13	0,55	6,57	7,84	16,2
	100 – 110	3,6	6,6	17,5	72,3	5,2	1,5			0,67	0,02	0,13	0,57	5,01	6,40	21,7
126	0 – 16	29,3	—	—	—	4,8	46,3	1,081	27,0	11,33	1,19	0,67	0,66	33,56	47,41	29,2
Brown Pod-	16 – 28	16,0	13,9	9,8	60,3	4,7	20,3	0,533	25,3	1,49	0,25	0,22	0,79	22,42	25,17	10,9
zolic Soil	30 – 44	11,2	15,1	19,1	54,6	5,0	12,6	0.204	39,9	0,98	0,22	0,11	0,62	14,99	16,92	11,4
	55 – 65	13,1	14,1	16,5	56,3	5,0	8,7	0,140	40,6	0,14	0,09	0,14	0,89	11,39	12,65	9,9
	75 – 85	2.9	13,0	20,7	65,8	5,4	1,2			0,24	0,10	0,15	0,78	5,58	6,85	18,6
2	0 – 5	20,7	18,8	2,5	58,0	4,5	26,6	0,638	29,1	5,09	1,96	0,47	0,75	21,10	29,37	28,1
Humus-Sili-	5 – 19	18,7	16,6	11,6	54,1	4,5	23,0	n.d.	n.d.	0.70	0,52	0,20	0,57	16,94	18,93	10,5
cate-Alpine	19 – 27	13,3	18,0	15,6	53,1	4,7	12,0	0,403	19,9	0,50	0,79	0,09	0,40	13,20	14,98	11,2
Brown Pod-	27 – 52	11,4	14,0	18,2	56,4	4,8	7,1	0,263	18,2	0,41	0,18	0,07	0,52	8,94	10,12	11,4
zolic Soil	52 – 65	2,6	5,0	30,7	66,2	5,0	0,9	0,078	7,8	0,42	0,61	0,05	0,34	2,45	3,87	36,4

Institutul Geologic al României

8	0—8	21,0	26,6	35,0	17,4	3,5	18,4	0,448	27,8	2,27	1,53	0,30	0,61	28,55	32,26	14,2
Brown Podzolic-Podzol	8—13	21,2	24,2	33,3	21,1	3,8	20,2	0,515	26,3	0,63	1,62	0,17	0,95	41,88	45,25	7,4
	13—20	15,0	23,4	36,0	25,6	4,5	8,3	0,252	22,1	0,54	0,92	0,09	0,52	16,42	18,49	11,3
	20—30	9,2	25,5	50,6	14,7	4,8	5,7	0,146	26,3	0,54	0,92	0,07	0,55	12,65	14,73	13,4
	30—45	8,5	24,1	41,8	25,6	4,8	3,3	0,123	18,0	0,46	0,78	0,09	0,39	10,58	12,30	13,2
7	0—5	18,7	21,9	43,3	16,1	3,6	26,5	0,896	19,8	3,01	1,76	0,50	0,49	30,23	35,99	16,0
Iron-Humus Podzol	5—11	10,1	17,2	30,8	41,9	3,8	6,7	0,280	15,8	0,69	0,93	0,10	0,56	10,85	13,23	16,4
	11—18	10,6	10,7	46,6	32,1	4,4	18,8	0,498	25,4	1,83	0,33	0,16	0,76	41,20	44,28	6,9
	18—35	21,0	17,3	17,5	44,2	4,5	17,0	0,385	26,7	1,36	1,77	0,10	0,81	30,71	34,76	11,4
	35—60	12,5	9,4	21,6	56,5	4,8	13,2	0,213	41,7	0,58	0,92	0,09	0,66	17,47	19,78	11,4
	60—70	8,1	8,3	27,2	56,4	4,9	6,5	0,129	33,9	0,53	0,92	0,07	0,74	10,60	12,85	17,6
6	0—4	20,0	13,7	46,7	19,6	3,4	45,9	1,176	31,3	4,80	2,40	1,07	0,68	51,50	60,45	14,7
Iron-Humus Podzol	4—10	12,0	34,5	23,7	29,8	3,5	8,0	0,252	21,3	0,66	0,99	0,24	0,47	11,95	14,31	15,7
	10—18	15,6	22,7	27,1	34,6	3,8	19,5	0,498	26,3	1,08	1,28	0,25	0,59	47,57	50,77	6,3
	18—32	9,0	15,4	36,4	39,2	4,7	7,2	0,246	19,7	0,50	0,92	0,10	0,52	16,10	18,14	11,2
	32—45	7,6	39,0	48,9	4,5	5,0	1,7	0,112	10,2	0,54	0,41	0,07	0,41	9,84	11,27	12,7
66	3—0	—	—	—	—	3,6	55,5	1,100	33,1	—	—	—	—	—	—	—
Iron-Humus Podzol	0—13	12,5	36,7	30,9	19,9	3,7	2,8	0,160	12,7	0,29	0,04	0,27	0,84	20,45	21,89	6,6
	13—30	18,4	40,8	22,6	18,2	4,3	15,2	0,260	35,9	0,91	0,02	0,27	0,70	43,38	45,28	4,2
	36—45	12,6	41,6	19,8	26,0	4,5	10,1	0,170	39,6	0,11	0,03	0,22	0,80	24,42	25,58	4,5
11	0—3	30,9	41,1	20,9	7,1	5,2	3,3	0,364	6,1	12,09	3,75	1,66	1,34	15,60	34,44	54,7
Brown *Lessivé* Soil	5—15	36,8	30,7	24,9	7,6	5,0	1,1	0,059	12,7	10,87	4,60	0,99	0,90	16,49	33,85	51,2
	25—35	44,2	33,9	14,4	7,5	5,6	0,3	0,054	3,7	13,20	5,54	0,93	0,90	15,64	36,21	56,8
	50—60	60,8	29,2	7,9	2,1	5,3	0,3			19,11	18,02	1,05	1,00	17,13	56,31	69,5
	70—80	49,7	31,9	13,0	5,4	5,4	0,2			15,52	7,76	0,94	1,02	11,73	36,97	68,2
	100—120	44,2	35,1	16,2	4,5	5,4	0,2			15,32	7,02	1,03	1,03	11,86	36,26	67,2
20	0—5	24,1	43,3	28,2	4,4	4,9	5,4	0,251	14,6	12,25	5,40	0,99	0,86	28,79	48,29	40,3
Lessivé Soil	7—17	26,3	42,5	26,2	5,0	5,0	1,1	0,085	8,8	7,56	4,91	0,60	0,54	17,79	31,40	43,3
	25—35	30,5	37,9	27,6	4,0	4,9	0,4	0,067	4,0	4,96	2,37	0,69	0,62	14,08	22,72	38,0
	50—60	34,9	30,1	21,3	13,7	5,2	0,3			9,40	4,80	1,01	1,00	9,66	25,87	62,6
	90—100	48,2	27,8	15,8	8,2	5,5	0,1			14,94	12,78	1,28	1,20	14,73	44,93	67,2
4	0—14	24,4	35,4	33,7	6,5	4,5	2,0	0,060	22,2	0,37	1,52	0,37	0,28	13,38	15,92	16,0
Lessivé Soil	14—26	27,4	35,7	30,2	6,7	4,8	1,3	0,056	15,6	1,07	1,93	0,36	0,31	12,33	15,90	23,1
	26—38	35,9	32,7	26,2	5,2	5,2	0,8	0,045	11,4	6,43	3,39	0,41	0,41	10,60	21,24	50,1
	49—64	60,8	21,4	16,0	1,8	5,5	0,4	0,043	6,8	18,75	8,62	0,40	0,44	12,38	40,59	69,5
	80—98	60,9	20,7	17,0	1,4	5,6	0,5	0,054	6,3	22,84	9,74	0,46	0,50	9,00	42,54	78,8
	105—125	54,5	23,9	19,7	1,9	6,2	1,2	0,053	14,5	28,59	10,09	0,39	0,84	4,03	43,94	90,8
	140—160	54,2	23,7	19,5	2,6	7,6	0,4			29,44	10,14	0,29	0,98	1,89	42,74	95,6

Institutul Geologic al României

about 5,5 in B horizon) to Iron-Humus Podzols (V < 30%, pH about 4 in B horizon).

Organic matter and C : N ratio differentiate also the mentioned above soils, their values being respectively smaller in the Brown Forest soil as compared to Brown Podzolic and Iron-Humus Podzols.

The pH values of *Lessivé* soils are about 5,3 and the degree of base saturation, about 60—70% in Bt horizons.

By correlating the CEC with the clay and humus content of spodic horizons, the presence of amorphous material is slightly observed in Brown Podzolic-Podzol (P8) and clearly in Iron-Humus Podzols (P7, P6, P66). In Brown and Brown Podzolic soils this correlation does not give concludent results.

The physical and chemical analyses have been carried out as follows :

particle-size distribution analysis — pipette method, using $C_4O_2Na_2$ dispersion after destroying the organic matter with H_2O_2;

pH — potentiometric method, 1 : 2,5 suspension in water;

organic matter — modified Walkley—Black method;

total N — mineralization with H_2SO_4 and $HClO_4$; distillation in air drought with direct titration;

exchangeable cations — percolation with CH_3COONH_4 at pH 7; volumetric determination of Ca as oxalate; colorimetric determination of Mg with titan yellow; determination of K and Na by phlame-photometry;

exchangeable H — multiple extractions with ln CH_3COOK at pH 8,2; titration with 0,5 n NaOH in the presence of phenolphtaleine;

citrate-dithionite extraction at pH 7,3 (C-D) — De Coninck et al., (1968), modified Vasu (1969);

pyrophosphate-dithionite extraction at pH 7,3 (P-D) — after Franzmeier, Hajek and Simonson (1965), adapted Vasu (1969);

pyrophosphate extraction at pH 7 — Bascomb (1968);

pyrophosphate extraction at pH 10 — Fe and Al precipitated with NH_4OH — Bascomb (1968);

dithionite extraction in presence of acetic acid — acetate at pH 3,8 — Bascomb (1968);

Fe determination in all extractions has been done colorimetrically with KSCN — Jackson (1958);

Al determination in all extractions has been done colorimetrically using aluminon. Method worked out in our laboratories;

C has been determined in pyrophosphate extract in an aliquot evaporated to dryness (modified) Walkley — Black method).

Results are based on samples dried at 105°C.

Institutul Geologic al României

The values of P-D-extractable Fe, Al and C are given as elemental values, in order to allow the calculation of C + Fe + Al/clay ratio.

So as to compare the amounts of Fe and Al extracted with P-D solution with those extracted with all other solutions, the values, in elemental form,calculated to 100 g soil and to 100 g clay, have been given.

The $SiO_2 : R_2O_3$ ratios are presented as molecular ratios.

In order to emphasize the variability of the specific values of each horizon, a general system of presentation of data has been adopted. Besides the absolute values, the division of the values of each horizon to the smallest value of the profile or of the B horizon is given (one has excluded the BC horizon, as a reference horizon). Thus, parallel with the absolute values of each soil horizon there have been also presented the relative values (variability indexes — Vi).

RESULTS AND DISCUSSIONS

So as to define the nature and to establish the order of size of the extracted amorphous material, a soil sequence from the Lotru Mountains (Acid Brown soil — Brown Cryptopodzolic soil — Brown Podzolic soil — Iron-Humus Podzol) has been analysed.

The removed amounts of Fe, Al, Si and C in C-D, P-D and other extracting solutions are reproduced in table 4.

The resulted data for extractable Fe in C-D and P-D systems at pH 7,3 are compared to those of other extracting solutions shown by Bascomb (1968): dithionite at pH 3,8 which removes organic complexes and inorganic iron compounds without serious attack on silicates; pyrophosphate at pH 7 (after Kononova and Titova, 1961 and Kosaka and Izeki, 1957) which removes organic complexes and only amorphous "gel" and "aged" inorganic hidrous iron oxides; pyrophosphate at pH 10 (after Duchaufour and Jacquin, 1966) which removes organic complexes and only amorphous "gel" inorganic hidrous iron oxides.

The amounts of Fe extracted in C-D system are almost similar to those extracted in dithionite at pH 3,8 and greatly exceed amounts removed by other extractants. Thus, C-D extracting solution removes all kinds of organic complexes and inorganic hidrous iron oxides, as well as, well crystallized iron compounds. After De Coninck et al., (1968), C-D extract removes besides Fe also amorphous Al and Si. The amounts of C-D-extractable Al are, generally , higher than those removed by other extracting solutions. C-D-extractable Al is a suggestive value which emphasizes the degree of development of spodic horizons.

Institutul Geologic al României

TABLE 4

Percent of Fe, Al, Si and C removed by different extracting solutions

Analyst: A l e x a n d r a V a s u

Profile number and soil type	Horizon symbols	Depth (cm)	Citrate — dithionite extraction (pH 7,3)			Pyrophosphate — dithionite extraction (pH 7,3)			Pyrophosphate extraction (pH 10)			Pyrophosphate extraction (pH 7)			Dithionite extraction (pH 3,8)	
			Fe	Al	Si	Fe	Al	C	Fe	Al	C	Fe	Al	C	Fe	Al
124	A	0—14	1,68	0,64	0,26	0,91	0,73	2,03	0,74	0,27	2,02	0,66	0,22	1,95	2,17	0,36
Acid Brown	AB	14—30	2,05	0,82	0,28	0,58	0,68	1,21	1,00	0,62	1,11	0,87	0,50	1,09	2,00	0,71
Soil	B21	40—50	2,20	0,84	0,28	1,27	0,74	1,02	0,33	0,29	0,96	0,58	0,38	0,92	2,02	0,71
	B22	70—80	1,73	0,34	0,28	1,02	0,63	0,23	0,23	0,20	0,13	0,30	0,20	0,18	1,64	0,38
	BC	100—110	1,52	0,44	0,38	0,57	0,49	0,19	0,18	0,30	0,14	0,36	0,29	0,18	1,80	0,48
120	A	0—8	1,79	0,84	0,55	1,02	0,75	4,25	0,78	0,40	4,35	0,47	0,16	4,32	2,08	0,33
Brown Cryp-	B21s	8—18	2,10	1,05	0,29	1,62	1,09	3,50	1,72	0,98	3,42	0,76	0,18	3,44	2,66	0,95
topodzolic	B22s	30—40	1,85	3,09	0,17	1,02	1,08	2,08	0,85	1,12	2,68	0,73	0,64	2,51	1,98	0,77
Soil	B23	75—85	0,93	0,65	0,22	0,65	0,79	1,10	0,16	1,22	1,41	0,45	0,39	0,92	2,36	0,84
	BC	100—110	0,84	0,57	0,28	0,41	0,61	0,35	0,12	0,20	0,26	0,17	0,30	0,26	1,74	0,46
126	OA	0—16	1,94	0,45	0,36	1,18	0,78	4,30	1,08	0,23	6,28	1,06	0,15	4,54	1,59	0,32
Brown Pod-	B21s	16—28	2,35	0,97	0,36	1,21	0,82	3,19	1,14	0,60	3,20	1,26	0,78	3,18	2,14	0,38
zolic Soil	B22s	30—44	2,57	2,51	0,52	0,75	0,65	2,45	0,17	0,46	2,19	0,56	0,54	2,17	1,70	0,80
	B23s	55—65	2,58	1,04	0,28	1,74	0,81	1,60	1,00	0,41	1,28	1,01	0,67	1,24	1,41	0,60
	BC	75—85	1,41	0,67	0,20	0,51	0,70	0,47	0,05	0,04	0,46	0,14	0,26	0,52	0,85	0,46
66	A2	0—13	0,17	0,12	1,08	0,16	0,19	1,02	0,06	0,20	1,14	0,06	0,02	0,32	0,35	0,11
Iron-Humus	B21hs	13—30	5,26	3,22	0-24	3,64	0,84	5,84	3,48	1,12	6,02	3,43	0,47	5,39	4,13	0,63
Podzol	B22s	36—45	4,95	2,55	0,18	2,79	0,49	4,14	2,72	1,70	4,17	2,69	0,72	3,91	3,49	0,97

Institutul Geologic al României

That is why the Al values in C-D extractions will be considered as the main element for differentiating degrees of spodic character.

To establish the order of size of Fe and Al amounts extracted by P-D extracting solutions as compared to other ones, the quantities removed in different extractants have been divided to those of P-D (fig. 1).

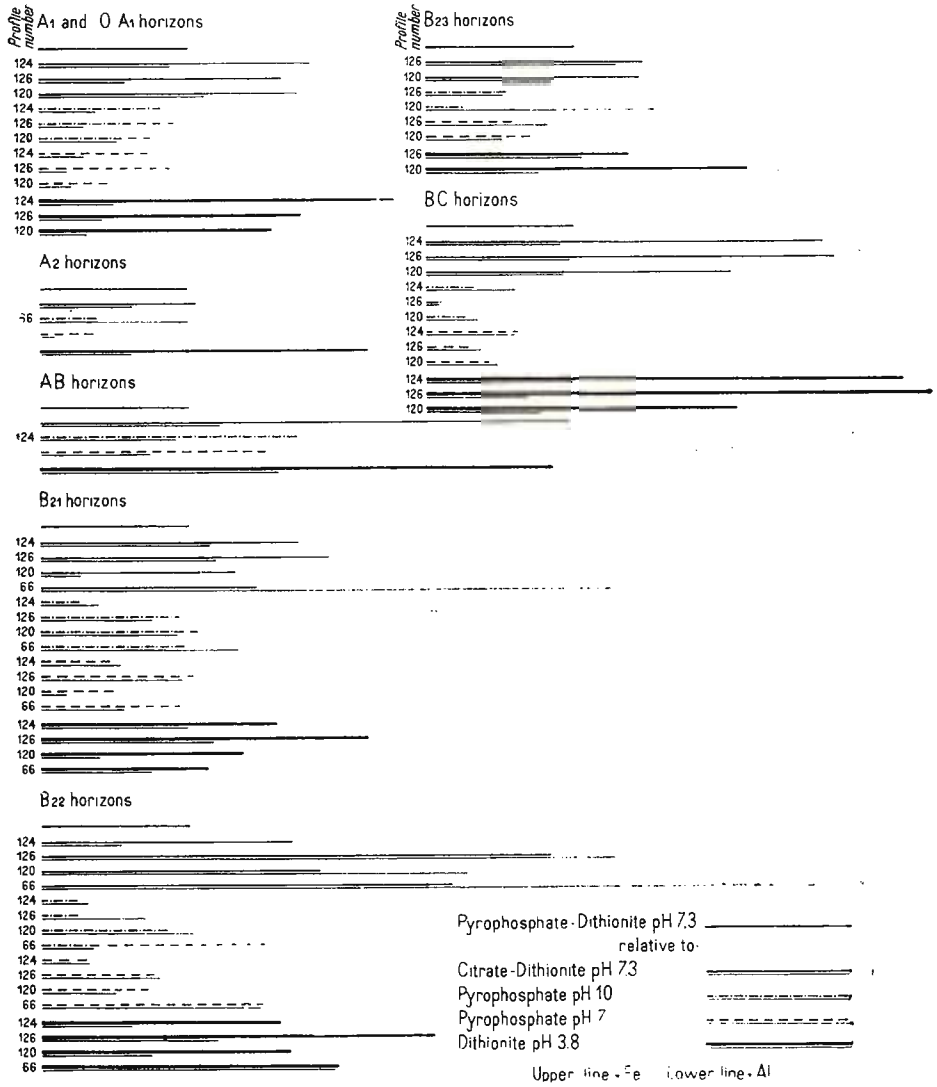


Fig. 1. — Pyrophosphate — dithionite extractable Fe and Al (at pH 7,3) as compared with extractable Fe and Al removed by nother extractants.

Institutul Geologic al României

Concerning the amounts of extractable Fe, the following results were obtained :

Citrate-dithionite at pH 7,3 extracts 1,64—1,84 times more Fe in Al horizon, almost the same amounts in A2, 3,53—in AB horizon and, in B horizon—1,30—2,77 times more than pyrophosphate-dithionite at pH 7,3.

Because of the strongly alcaline reaction of pyrophosphate (pH 10) extract, in most of soil horizons smaller amounts of Fe than in P-D pH 7,3 are removed : 0,76 — 0,90 times in Al horizon, 0,38 — in A2, 0,23 — — 0,94 — in most B horizons ; only in AB horizon of the Acid Brown soil and in B22 of Iron-Humus Podzol the values are higher — 1,74 times and respectively 1,52 ; in BC horizons — only 0,10 — 0,30 times.

The pyrophosphate at pH 7 removes 0,53—0,90 times Fe in Al horizon, 0,38 — in A2, 1,50— in AB, 0,30—150— in B horizons and, in BC— — 0,27 — 0,67 times less than pyrophosphate-dithionite at pH 7,3.

In dithionite pH 3,8, on account of the strongly acid reaction which favours the solubilization of iron, all values are clearly higher : 1,56 — 2,38 in Al horizons, 2,19 — in A2, 3,44 — in AB, 1,13 — 2,70 —, in B — cambic and spodic horizons and 3,20 — 3,41 in BC horizons.

Thus, one may observe that the values of P-D pH 7,3 extractable Fe are usually larger than those obtained in pyrophosphate at pH 7 and 10. But, they are clearly smaller (predominantly 1,5 — 2,6 times) than those obtained in dithionite at pH 3,8. If one compares with the values obtained in C-D pH 7,3, the P-D pH 7,3-extractable Fe are also clearly smaller (1,4 — 2,7 times) (fig. 2).

The above mentioned results show that P-D-extractable Fe largely occurs as organic complexes and inorganic amorphous "gel" and "aged" hidrous oxides, in a lesser extent, as well crystallized iron oxides and very little as silicates. Thus, the great majority of iron occurs as organic complexes and inorganic amorphous hidrous oxides.

For extractable Al, the results are the following :

Citrate-dithionite pH 7,3 extracts more or less Al than pyrophosphate-dithionite pH 7,3, usually in function of the nature of genetic horizons : 0,58 — 1,12 in Al horizon, 0,63 in A2, 1,2 in AB, 0,27 — 5,2 in B horizons and 0,90 — 0,96 in BC horizons.

In pyrophosphate pH 10 the relative values for Al are, with few exceptions, smaller than 1 : 0,29 — 0,53 in Al horizons, 0,30 — 0,90 in B horizons (except B21 of Iron-Humus Podzol — 1,33 and B23 of Brown Cryptopodzolic soil — 1,54) and 0,06 — 0,61 in BC horizons.

In pyrophosphate pH 7 the relative values of Al in all horizons are, with one exception, smaller than 1 : 0,19 — 0,30 in Al horizon,

Institutul Geologic al României

0,11 in A2, 0,74 in AB, 0,17 — 0,95 in B (except the value of 1,43 for a B22 horizon) and 0,37 — 0,59 in BC horizons.

In dithionite pH 3,8 the relative values of Al are; 0,42 — 0,49 in Al horizon, 0,58 in A2, 1,61 in AB, 0,60 — 1,98 in B and 0,66 — 0,98 in BC horizons.

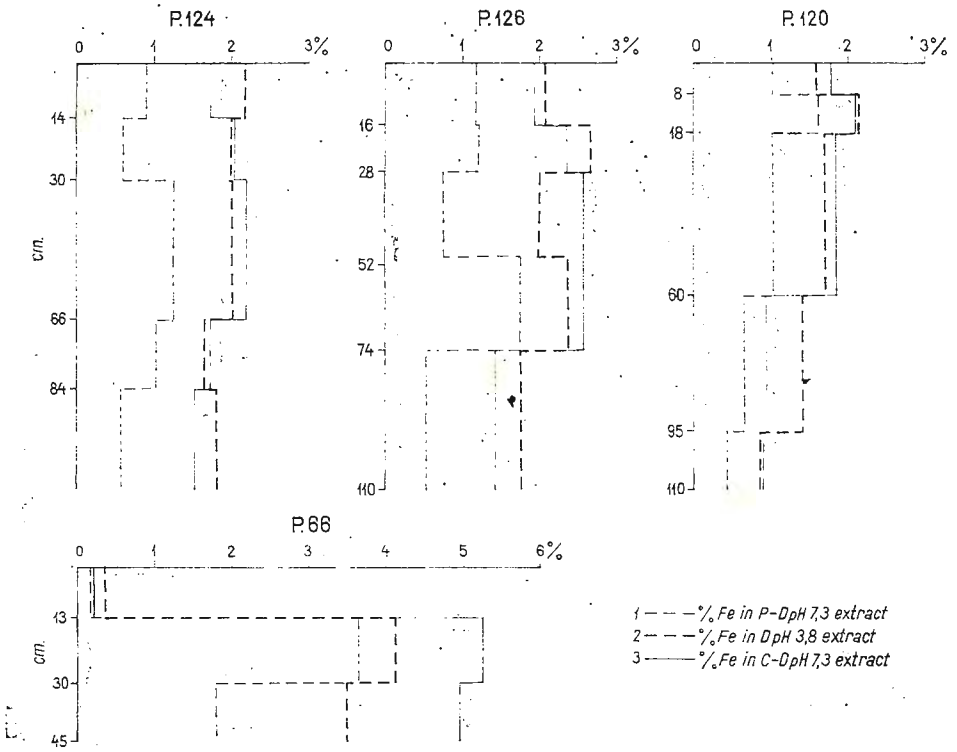


Fig. 2. — Pyrophosphate — dithionite at pH 7,3, dithionite at pH 3,8 and citrate — dithionite extractable Fe in a soil sequence from Lotru Mountains.

In Al horizons the largest values of P-D-extractable Al occur; only in a single case (Brown Cryptopodzolic soil) C-D extracting solution removes practically the same amounts of Al; all other extractants remove less than 50 per cent. In A2 horizon, P-D and pyrophosphate pH 10 remove the same amounts of Al, while all other extractants remove smaller amounts. In B horizons C-D-extractable Al presents generally, larger relative values than 1.

The conclusions concerning extractable Al are only partially comparable with those established for Fe. P-D extracting solution removes,

Institutul Geologic al României

in all horizons, generally more Al than pyrophosphate at pH 7 and 10; it removes more than C-D pH 7,3 and dithionite pH 3,8 in humiferous horizons and less, in most spodic ones. Generally, the amounts of P-D-extractable Al may be considered almost similar to those removed by C-D, which, after De Coninck et al. (1968), probably represent the amorphous aluminum of soils.

Analytical Data Concerning C—D and P—D

Analyst: Alexandra Vasu

Profile number; soil type	Horizon symbol	Depth (cm)	Clay (%)	Citrate — dithionite								
				Fe	Al	Si	Fe + Al	Vi_{FE}	Vi_{Al}	Vi_{Si}	Vi_{Fe+Al}	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$
14	A12	5—20	23,6	1,13+	0,32	0,17	1,45	1,14	1,52	4,25	1,21	0,59
				4,78++	1,36	0,72	6,14					
Brown	AB	20—45	16,3	0,99	0,21	0,10	1,20	1,00	1,00	2,50	1,00	0,42
Forest				6,78	1,44	0,68	8,21					
Soil	B21	45—65	16,3	1,18	0,23	0,11	1,41	1,19	1,09	2,75	1,18	0,38
				7,97	1,55	0,74	9,52					
	B22	65—85	20,6	1,25	0,23	0,04	1,48	1,26	1,09	1,00	1,23	0,13
				7,35	1,35	0,24	8,70					
	BC	100—120	14,9	1,11	0,22	0,14	1,33	1,12	1,05	3,50	1,11	0,48
				7,44	1,48	0,94	8,92					
	A	0—14	23,8	1,68	0,64	0,26	2,32	1,00	1,88	1,00	1,12	0,62
124				7,05	2,69	1,09	9,74					
Acid	AB	14—30	23,4	2,05	0,82	0,28	2,87	1,22	2,41	1,08	1,39	0,26
Brown				8,76	3,50	1,20	2,26					
Soil	B21	40—50	20,4	2,20	0,84	0,28	3,04	1,31	2,47	1,08	1,47	0,24
				10,78	4,12	1,37	14,90					
	B22	70—80	15,4	1,73	0,34	0,28	2,07	1,03	1,00	1,08	1,00	0,30
				11,23	2,21	1,82	13,44					
	BC	100—110	13,1	1,52	0,44	0,38	1,96	0,90	1,29	1,46	0,95	0,46
				11,60	3,36	2,90	14,96					
48	A	0—3	31,3	1,12	0,23	0,02	1,35	1,00	1,00	1,00	1,00	0,07
				3,57	0,73	0,06	4,31					
Acid	AB	3—14	33,3	2,41	0,47	0,06	2,88	2,15	2,04	3,00	2,13	0,08
Brown				7,23	1,41	0,18	8,64					
Slightly	B21	14—30	35,2	2,26	0,47	0,06	2,73	2,02	2,04	3,00	2,02	0,11
				6,42	1,34	0,17	7,75					
Lessivé	B22	30—48	36,3	2,51	0,44	0,14	2,95	2,24	1,91	7,00	2,19	0,22
Soil				6,91	1,21	0,39	8,12					
	B23	48—72	38,7	1,95	0,34	0,10	2,29	1,74	1,48	5,00	1,70	0,22
				5,03	0,88	0,26	5,91					
	BCg	72—100	36,2	2,16	0,26	0,09	2,42	1,93	1,13	4,50	1,79	0,18
				5,96	0,72	0,25	6,68					

+— g/100 g soil
++— g/100 g clay

Institutul Geologic al României

The problem of amorphous aluminum is less clear than that of amorphous iron. Further investigations are to be done in this respect.

In tables 5 to 8 and figures 3 to 14, the amounts of C-D-extractable Fe, Al, Si and P-D-extractable Fe, Al and C, as well as the variability indexes (Vi) calculated on their basis for the four mentioned groups of soils are given.

TABLE 5

Extracts. Brown and Acid Brown Soils

extraction at pH 7,3					Pyrophosphate — dithionite extraction at pH 7,3								
$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$Vi\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$Vi\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$Vi\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	Fe	Al	Fe + Al	Vi_{Fe}	Vi_{Al}	Vi_{Fe+Al}	C (%)	$\frac{Fe + Al + C}{clay}$	$Vi\frac{Fe + Al + C}{clay}$
1,02	0,36	4,54	2,82	3,60	0,54+ 2,29++	0,59 0,50	1,13 4,78	1,00	1,23	1,00	2,18	0,14	1,16
0,97	0,29	3,23	2,69	2,90	0,72 4,93	2,48 0,29	1,20 8,21	1,33	1,00	1,06	1,26	0,15	1,25
0,95	0,27	2,92	2,64	2,70	0,69 4,66	3,63 0,26	1,32 8,91	1,28	1,31	1,17	1,15	0,15	1,25
0,36	0,10	1,00	1,00	1,00	0,55 3,24	4,63 0,71	1,18 6,94	1,02	1,31	1,04	1,17	0,12	1,00
1,20	0,34	3,63	3,33	3,40	0,75 5,03	3,63 4,23	1,38 9,26	1,39	1,31	1,22	0,75	0,14	1,16
0,79	0,35	2,58	2,63	2,50	0,91 3,82	0,73 3,07	1,64 6,89	1,57	1,16	1,30	2,03	0,15	1,36
0,31	0,14	1,08	1,03	1,00	0,58 2,48	0,68 2,90	1,26 5,38	1,00	1,08	1,00	1,21	0,11	1,00
0,30	0,14	1,00	1,00	1,00	1,27 6,22	0,74 3,63	2,01 9,85	2,18	1,17	1,60	1,02	0,15	1,36
0,75	0,22	1,25	2,50	1,57	1,02 6,62	0,63 4,09	1,65 10,71	1,75	1,00	1,31	0,23	0,12	1,09
0,78	0,29	1,92	2,60	2,07	0,57 4,35	0,49 3,74	1,06 8,09	0,98	0,78	0,84	0,19	0,10	1,00
0,17	0,05	1,00	1,00	1,00	0,70 2,24	0,10 0,32	0,80 2,46	1,00	1,00	1,00	3,46	0,14	3,50
0,22	0,06	1,14	1,29	1,20	0,90 2,70	0,21 0,63	1,11 3,33	1,29	2,10	1,38	1,00	0,06	1,50
0,26	0,08	1,57	1,53	1,60	0,76 2,16	0,11 0,31	0,87 2,47	1,09	1,10	1,09	0,66	0,04	1,00
0,62	0,16	3,14	3,65	3,20	1,03 2,83	0,16 0,44	1,19 3,27	1,47	1,60	1,48	0,60	0,05	1,25
0,59	0,16	3,14	3,47	3,20	1,06 2,71	0,22 0,57	1,28 3,30	1,51	2,20	1,60	0,53	0,05	1,25
0,69	0,14	2,57	4,06	2,80	0,98 2,71	0,14 0,39	1,12 3,09	1,40	1,40	1,40	0,40	0,04	1,00

Institutul Geologic al României

Soils with cambic horizon. Brown Forest soil (P 14, table 5, fig. 3). P-D-extractable amounts of Fe and Al are almost constant along the soil profile. Owing to the variation of clay content, the results calculated to 100 g clay show a larger variability. Extractable C decreases

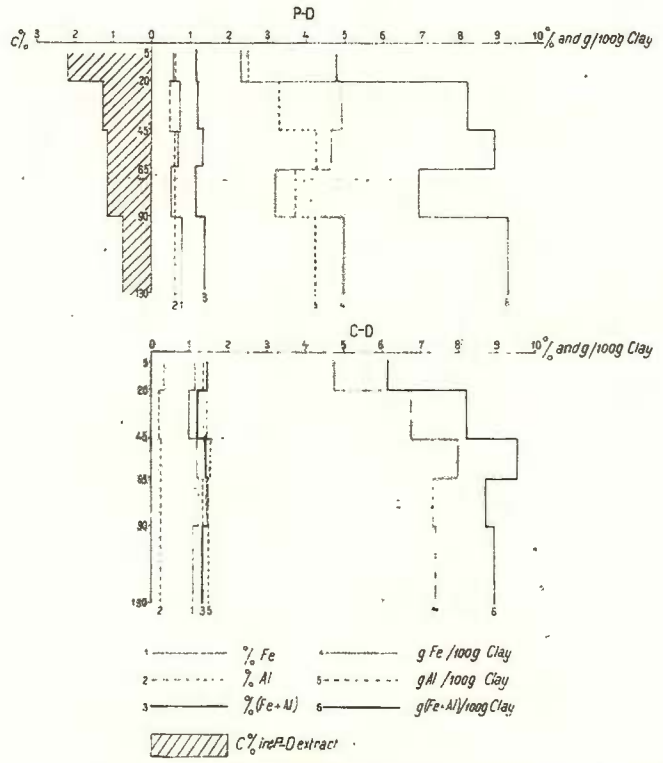


Fig. 3. — Brown Forest soil (P. 14). Pyrophosphate-dithionite and citrate-dithionite extractable Fe, Al and Fe + Al.

gradually with depth. C-D-extractable Fe and Al are also almost constant along the soil profile. As compared with P-D extraction, the C-D-extractable Al is smaller and that of Fe larger. When calculated to 100 g clay the differences are strongly accentuated. Very low amounts of extractable Si occur.

Acid Brown soil (P 124, table 5, fig. 4). The distribution of P-D-extractable Fe and Al shows a tendency of translocation. The differences between A, B and BC horizons are accentuated when reporting to the clay content, which gradually decreases with depth. C content gradually decreases from the top horizon to the BC one. C-D-extrac-

Institutul Geologic al României

table amount of Fe is sensibly higher, with a slight increase in B horizon. Extractable Al show also a slight increase in B as compared to A horizon. There is a clear increase in B of the values Fe + Al, accentuated by the reporting of the values to 100 g clay. Si content is constant in A and B horizons with a noticeable increase in BC horizon.

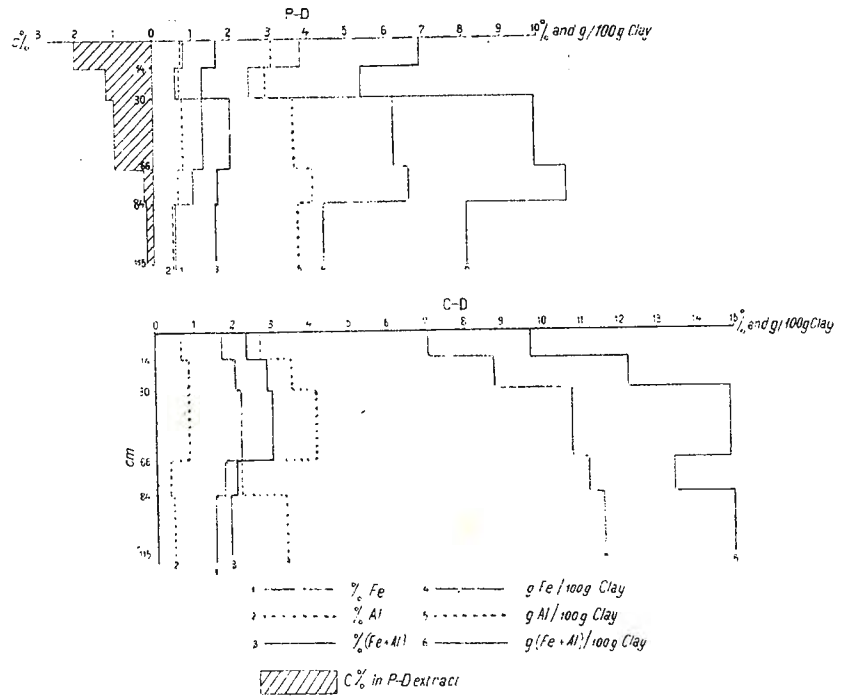


Fig. 4. — Acid Brown Soil (P. 124). Pyrophosphate-dithionite and citrate-dithionite extractable Fe, Al and Fe + Al.

Soils with intermediate and doubtful B horizon. Acid Brown Slightly Lessivé soil (P48, table 5). P-D extracting solution removes a greater amount of Fe and Al in B than in A horizon. In calculating the amounts of Fe and Al to 100 g clay, the general aspect of the distribution curves is unchanged. Organic C strongly decreases with depth. C-D-extractable Fe and Al show the same increase in B as compared to A horizon, like the P-D solution. Treatment with C-D extracting solution gives low quantities of extractable Si.

Brown Cryptopodzolic soil (P 120, table 6), whose spodic horizon is not well defined from a morphological point of view, shows a distinct increase of C-D-extractable Al in B22, while the amount

Institutul Geologic al României

TA

Analytical Data Concerning C-D and

Analyst: Alexandra Vasu

Profile number; soil type	Horizon symbol	Depth (cm)	Clay (%)	Citrate-dithionite extrac-								
				Fe	Al	Si	Fe + Al	Vi_{Fe}	Vi_{Al}	Vi_{Si}	Vi_{Fe+Al}	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$
120	A	0—8	19,8	1,79+	0,84	0,55	2,63	1,93	1,29	3,20	1,66	1,23
				9,04++	4,24	2,78	13,28					
Brown	B21s	8—18	20,9	2,10	1,05	0,29	3,15	2,26	1,62	1,70	1,99	0,55
				10,04	5,02	1,39	15,06					
Crypto-podzolic	B22s	30—40	12,3	1,85	3,09	0,17	4,94	1,99	4,75	1,00	3,13	0,38
				15,04	25,12	1,38	40,16					
Soil	B23	75—85	4,9	0,93	0,65	0,22	1,58	1,00	1,00	1,20	1,00	0,96
				18,97	13,26	4,48	32,23					
	BC	100—110	3,6	0,84	0,57	0,28	1,41	0,90	0,88	3,30	0,89	1,31
				23,33	15,83	7,77	39,16					
126	OA1	0—16	29,3	1,94	0,45	0,36	2,39	1,00	1,00	1,00	1,00	0,70
				6,62	1,54	1,23	8,15					
Brown	B21s	16—28	16,0	2,35	0,97	0,36	3,32	1,21	2,16	1,00	1,39	0,61
Podzolic				14,68	6,06	2,25	20,74					
Soil	B22s	30—44	11,2	2,57	2,51	0,52	5,08	1,32	5,57	1,44	2,13	0,81
				22,94	22,41	4,64	45,35					
	B23	55—65	13,1	2,58	1,04	0,28	3,62	1,33	2,31	7,90	1,51	0,44
				19,69	7,93	2,17	27,62					
	BC	75—85	2,9	1,41	0,67	0,20	2,08	0,73	1,49	0,55	0,87	0,56
				48,60	23,10	6,89	71,70					
2	A12	5—19	18,7	0,87	0,31	0,27	1,18	1,00	1,00	2,40	1,00	1,24
				4,65	1,66	1,44	6,31					
Humus Silicate	B21s	19—27	13,3	1,33	0,56	0,24	1,89	1,53	1,81	2,10	1,60	0,71
				10,00	4,21	1,80	14,21					
Alpine Brown	B22s	27—52	11,4	0,94	0,51	0,11	1,54	1,08	1,65	1,00	1,23	0,48
				8,25	4,47	0,96	12,72					
Podzolic	BC	52—65	2,6	0,45	0,20	0,84	0,65	0,51	0,65	7,10	0,55	0,75
Soil				17,30	7,69	32,30	24,99					
8	A1A2	0—8	21,0	0,19	0,17	0,75	0,36	1,00	1,00	6,25	1,00	15,70
				0,90	0,81	3,57	1,71					
Brown Podzolic-Podzol	B21hs	8—13	21,2	0,58	0,21	0,20	0,79	3,05	1,24	1,66	2,19	1,55
				2,74	0,99	0,94	3,73					
	B22s	13—20	15,0	0,71	0,57	0,12	1,28	3,74	3,35	1,00	3,55	0,68
				4,73	3,80	0,80	8,53					
	B23	20—30	9,2	0,48	0,28	0,15	0,76	2,53	1,65	1,25	2,11	1,23
				5,21	3,04	1,63	8,05					
	BC	30—45	8,5	0,39	0,10	0,17	0,49	2,05	0,59	1,42	1,36	1,77
				4,58	1,17	2,00	5,75					

+— g/100 g soil
++— g/100 g clay

Institutul Geologic al României

BLE 6

P-D Extracts. Podzolic Soils

tion at pH 7,3					Pyrophosphate — dithionite extraction at pH 7,3								
$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$Vi\ \frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$Vi\ \frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$Vi\ \frac{SiO_2}{R_2O_3}$	Fe	Al	Fe + Al	Vi_{Fe}	Vi_{Al}	Vi_{Fe+Al}	C (%)	$\frac{Fe+Al+C}{clay}$	$Vi_{\frac{Fe+Al+C}{clay}}$
1,26	0,62	3,23	11,45	7,75	1,02+ 5,15++	0,75 3,79	1,77 8,94	1,57	1,00	1,23	4,25	0,30	1,00
0,54	0,27	1,45	4,91	3,37	1,62 7,75	1,09 5,21	2,71 12,96	2,49	1,45	1,88	3,50	0,30	1,00
0,11	0,08	1,00	1,00	1,00	1,02 8,29	1,08 8,78	2.10 17,07	1,57	1,44	1,46	2,08	0,34	1,13
0,67	0,39	2,53	6,09	4,87	0,65 13,26	0,79 16,12	1,44 29,38	1,00	1,05	1,00	1,10	0,51	1,70
0,93	0,54	3,44	8,45	6,75	0,41 11,38	0,61 16,94	1,02 28,32	0,63	0,81	0,71	0,35	0,38	1,27
1,45	0,47	1,59	3,62	1,96	1,18 4,02	0,78 2,66	1,96 6,68	1,58	1,20	1,40	4,30	0,21	1,00
0,72	0,33	1,39	1,80	1,38	1,21 7,56	0,82 5,13	2,03 12,69	1,61	1,26	1,45	3,19	0,33	1,57
0,40	0,27	1,84	1,00	1,13	0,75 6,70	0,65 5,80	1,40 12,50	1,00	1,00	1,00	2,45	0,34	1,63
0,53	0,24	1,00	1,33	1,00	1,74 13,28	0,81 6,18	2,55 19,46	2,32	1,25	1,82	1,60	0,32	1,68
0,57	0,28	1,27	1,43	1,17	0,51 17,58	0,70 24,13	1,21 41,71	0,68	1,08	0,86	0,47	0,58	2,76
1,73	0,72	2,58	4,02	1,33	0,41 2,19	0,49 2,62	0,90 4,81	1,00	1,00	1,00	2,40	0,18	1,00
0,83	0,38	1,48	1,93	1,65	0,63 4,74	0,67 5,04	1,30 9,78	1,54	1,37	1,44	2,09	0,26	1,44
0,43	0,23	1,00	1,00	1,00	0,79 6,93	0,71 6,23	1,50 13,16	1,93	1,45	1,66	1,45	0,26	1,44
0,81	0,39	1,56	1,88	1,70	0,28 10,76	0,35 13,46	0,63 24,22	0,68	0,71	0,70	0,43	0,41	2,28
8,61	5,56	23,00	21,00	15,44	0,18 0,86	0,35 1,67	0,53 2,53	1,00	1,00	1,00	2,88	0,16	1,00
1,79	0,77	1,98	4,36	2,14	0,31 1,46	0,49 2,31	0,80 3,77	1,72	1,40	1,51	5,29	0,29	1,81
0,41	0,36	1,00	1,00	1,00	0,74 4,93	0,74 4,93	1,48 9,86	4,11	2,11	2,79	2,59	0,27	1,69
1,02	0,56	1,80	2,48	1,56	0,53 5,76	0,72 7,82	1,25 13,58	2,94	2,06	2,35	1,93	0,35	2,19
3,26	1,15	2,60	7,95	3,19	0,85 10,00	0,71 8,35	1,56 18,35	4,72	2,03	2,94	1,15	0,32	2,00

Institutul Geologic al României

of Fe, after a slight increase in B21, decreases gradually with depth. The accumulation of P-D-extractable Al and Fe in B horizons is evident, but for Al it is not so clear as in the C-D system. The amounts of organic C are high in A, B21 and B22 horizons. The quantity of extracted Si is greater in A horizon and almost the same in all other horizons.

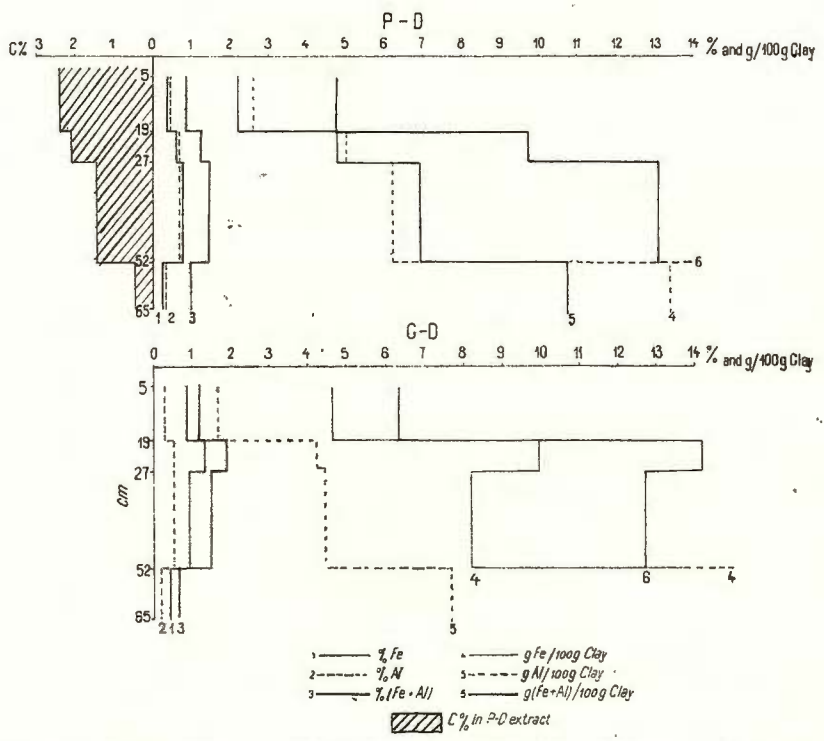


Fig. 5. — Brown Podzolic soil (P. 126). Pyrophosphate -dithionite and citrate-dithio- nite extractable Fe, Al and Fe + Al.

Humus-Silicate intergrade to Alpine Brown Podzolic soil (P 2, table 6, fig. 5). In B22 horizon there is a distinct increase of P-D-extractable Fe and Al; in C-D system the increase of Fe and Al occurs in B21 horizon. If the quantities of Fe and Al are calculated to 100 g clay, the results are not significant, especially in BC horizon where a very small clay content occurs. Extractable Si decreases in passing down the lower part of the profile up to BC horizon where a strong increase occurs. The amounts of P-D-extractable C are close in A12 and B21s horizons and decrease with depth.

Institutul Geologic al României

Soils with spodic horizon. Brown podzolic soil (P 126, table 6, fig. 6). While the amount of C-D-extractable Fe increases in B21, B22 and B23 horizons, the amount of Al presents a distinct increase only in B22 horizon. Maximum accumulation of Fe and Al in B22 horizon is sharply accentuated when reporting the results to 100 g

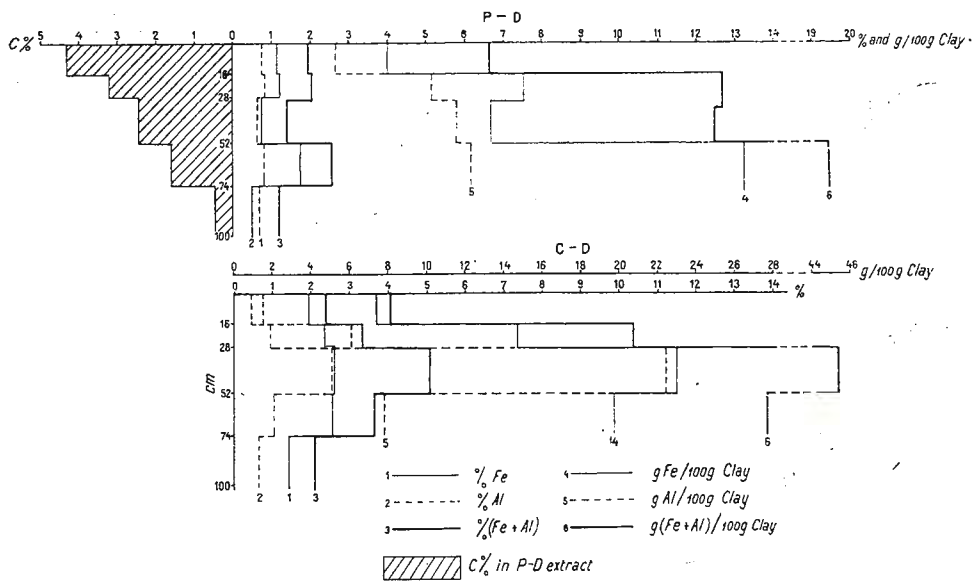


Fig. 6. — Humus silicate-Alpine Brown Podzolic soil (P. 2). Pyrophosphate-dithionite and citrate-dithionite extractable Fe, Al and Fe + Al.

clay. The results obtained for BC horizon, where the clay content sharply decreases (2,9%) are not to be taken into consideration. A slight increase of extractable Si in B22 occurs. The distribution curves of P-D-extractable Fe and Al do not correspond to the above mentioned ones. Both, the extractable Fe and Al show peaks in B21 and B23, with a minimum in B22 horizon. But, when reported to clay content, the two peaks are no longer clearly expressed. Organic C gradually decreases with depth.

Brown podzolic-podzol (P 8, table 6, fig. 7) resembles both, the brown podzolic soil and the Iron-Humus Podzol. Both, P-D and C-D-extractable Fe and Al have significant peaks in B22 horizon and almost similar amounts in other horizons. This suggests a connection with Iron-Humus Podzols. Organic C peak occurring in B21 does not correspond with Fe and Al peaks (in B22), although it still suggests

Institutul Geologic al României

the same mentioned connection. The above mentioned peaks occur in B23 or even in BC horizon when one reports the values to the clay content.

Iron-Humus Podzols (P 7, P 6, P 66, table 7, fig. 8) show

TA-

Analyst: Alexandra Vasu *Analytical Data Concerning C-D and*

Profile number; soil type	Horizon symbol	Depth (cm)	Clay (%)	Citrate-dithionite extrac-								
				Fe	Al	Si	Fe+Al	Vi_{Fe}	Vi_{Al}	Vi_{Si}	Vi_{Fe+Al}	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$
7 Iron-Humus Podzol	A1	0—5	18,7	0,19+	0,10	0,39	0,29	1,58	1,00	2,29	1,32	8,11
				1,02++	0,53	2,09	1,55					
	A2	5—11	10,1	0,12	0,10	1,31	0,22	1,00	1,00	7,70	1,00	4,23
				1,19	0,99	12,97	2,19					
	B21hs	11—18	10,6	0,83	0,22	0,10	1,05	6,92	2,20	6,00	4,77	0,50
				7,83	2,08	0,96	9,90					
	B22sh	18—35	21,0	4,10	0,61	0,15	4,71	34,16	6,10	8,76	21,40	0,14
				19,52	2,90	0,71	22,42					
	B23s	35—60	12,5	0,82	0,42	0,17	1,24	6,83	4,20	1,00	5,63	0,82
				6,56	3,36	1,36	9,92					
	BC	60—70	8,1	0,43	0,37	0,25	0,80	3,58	3,70	1,47	3,64	2,32
				5,30	4,56	3,08	9,87					
6 Iron-Humus Podzol	OA1	0—4	20,0	0,26	0,17	0,34	0,43	2,00	1,70	3,78	1,87	5,26
				1,30	0,85	1,70	2,15					
	A2	4—10	12,0	0,13	0,10	0,52	0,23	1,00	1,00	5,78	1,00	15,33
				1,08	0,83	4,33	1,92					
	B21hs	10—18	15,6	4,15	0,60	0,28	4,75	31,92	6,00	3,11	20,65	2,74
				26,60	3,85	1,79	30,44					
	B22s	18—32	9,0	1,79	0,83	0,09	2,62	13,76	8,30	1,00	11,39	0,22
				19,80	9,22	1,00	29,10					
	BC	32—45	7,6	0,75	0,51	0,07	1,26	5,77	5,10	0,78	5,48	0,40
				9,86	6,71	0,92	16,50					
66 Iron-Humus Podzol	A2	0—13	12,5	0,17	0,12	1,08	0,29	1,00	1,00	1,93	1,00	25,93
				1,06	0,96	0,64	2,32					
	B21hs	13—30	18,4	5,26	3,22	0,24	8,48	30,94	26,83	1,33	29,24	0,19
				28,58	17,50	1,30	46,08					
	B22s	36—45	12,6	4,95	2,50	0,18	7,50	29,11	21,25	1,00	25,86	0,14
				39,28	20,23	1,43	59,52					

+− g/100 g soil
++− g/100 g clay

distinct peaks of Fe, Al, and C. In C-D and P-D extracting solutions the Fe and Al peaks occur, generally, in the same horizon, their amounts decreasing gradually towards the top and the bottom of the profile. As a rule, the C-D system removes much more Fe from spodic hori-

Institutul Geologic al României

zons than the P-D one due, probably, to the removal of the accumulated well crystallized oxides. The lowest amounts of Fe and Al occur in A2 horizons. The organic C presents, as a rule, two peaks — in Al and Bh horizons.

BLE 7

P-D Extracts. Iron-Humus Podzols

tion at pH 7,3					Pyrophosphate — dithionite extraction at pH 7,3								
$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$Vi\ \frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$Vi\ \frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$Vi\ \frac{SiO_2}{R_2O_3}$	Fe	Al	Fe+Al	Vi_{Fe}	Vi_{Al}	Vi_{Fe+Al}	C %	$\frac{Fe+Al+C}{clay}$	$Vi\ \frac{Fe+Al+C}{Clay}$
7,26	3,83	57,92	15,44	34,81	0,33+	0,43	0,76	1,65	1,39	1,49	5,06	0,31	1,82
					1,76++	2,30	4,06						
24,5	15,50	30,20	52,10	14,11	0,20	0,31	0,51	1,00	1,00	1,00	1,27	0,17	1,00
					1,98	3,07	5,05						
0,93	0,32	3,57	1,98	2,91	0,29	0,49	0,78	1,45	1,58	1,53	3,06	0,36	2,12
					2,74	4,62	7,36						
0,47	0,11	1,00	1,00	1,00	0,44	0,64	1,08	2,20	2,06	2,11	4,59	0,27	1,59
					2,10	3,05	5,14						
0,78	0,40	5,86	1,66	3,64	1,06	0,80	1,86	5,30	2,58	3,64	3,09	0,40	2,33
					8,48	6,40	14,88						
1,28	0,82	1,66	2,72	7,45	0,57	0,71	1,28	2,85	2,29	2,50	1,71	0,37	2,18
					7,03	8,76	15,80						
3,90	2,22	23,90	17,72	20,35	0,21	0,42	0,63	3,50	2,63	2,86	5,28	0,30	2,05
					1,05	2,10	3,15						
9,68	5,93	69,60	44,00	53,90	0,06	0,16	0,22	1,00	1,00	1,00	1,57	0,15	1,00
					0,50	1,33	1,83						
0,92	0,21	12,45	4,18	1,91	0,40	0,38	0,78	6,66	2,38	3,55	6,02	0,43	2,87
					2,56	2,44	5,00						
0,22	0,11	1,00	1,00	1,00	0,61	0,69	1,30	10,16	4,31	5,90	2,13	0,38	2,30
					6,77	7,66	14,40						
0,29	0,55	1,82	1,32	5,00	0,51	0,67	1,18	8,50	4,19	5,36	0,90	0,27	1,86
					6,71	8,81	15,50						
16,91	10,23	185,20	130,00	146,00	0,16	0,19	0,35	1,00	1,00	1,00	1,02	0,11	1,00
					1,28	1,52	2,80						
0,15	0,08	1,36	1,15	1,14	3,64	0,84	4,48	22,75	4,42	12,80	5,84	0,56	5,09
					19,78	4,57	24,34						
0,13	0,07	1,00	1,00	1,00	2,79	0,49	3,28	17,43	2,58	9,37	4,14	0,59	5,36
					22,14	3,89	26,03						

Soils with argillic horizon differ from the above mentioned groups by the distribution of the clay content. Due to this fact, the analytical data calculated to 100 g clay are grouped better than those calculated to 100 g soil.

Institutul Geologic al României

Lessivé soils (P 4, P 20, table 8, fig. 9). The smallest values of P-D-extractable Fe occur in A2 and A1A2 horizons and the larger ones — in the lower parts of the soil profiles. Extractable Al does not show significant variations along the profile, its minimum being also

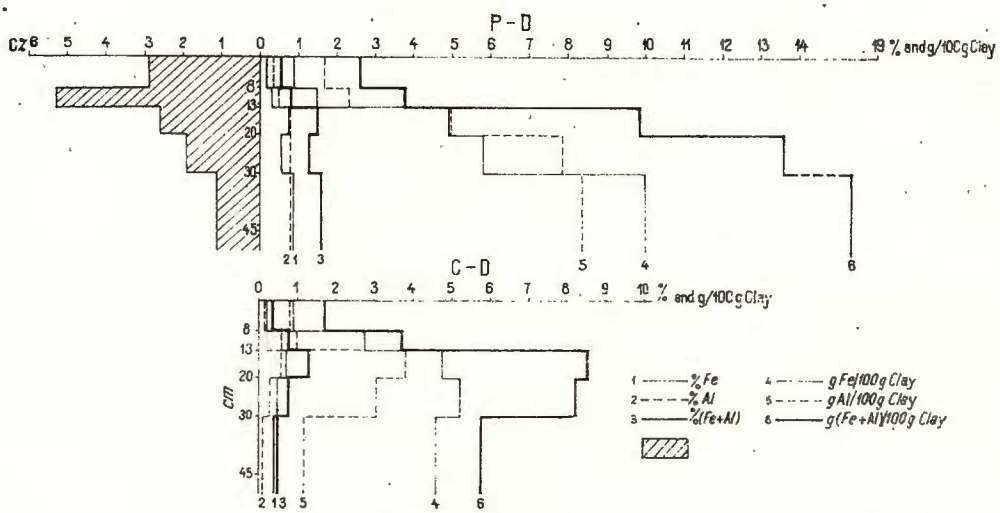


Fig. 7. — Brown Podzolic-Podzol (P 8). Pyrophosphate-dithionite and citrate-dithionite extractable Fe, Al and Fe + Al.

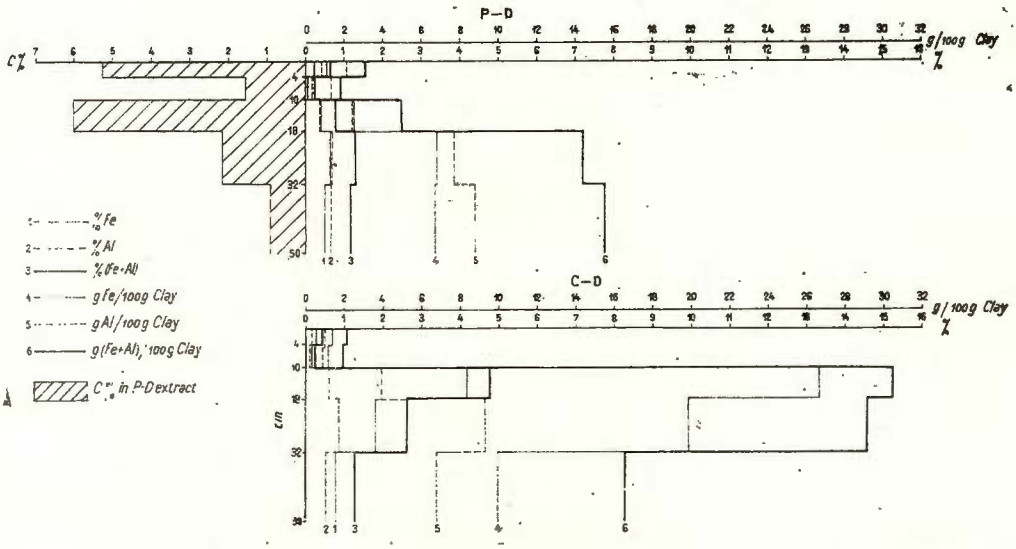


Fig. 8. — Iron-Humus Podzol (P 6). Pyrophosphate-dithionite and citrate-dithionite extractable Fe, Al and Fe + Al.

Institutul Geologic al României

in A2 horizons. The organic C content is very low; it decreases gradually with depth. C-D extractable amounts of Fe are higher and of Al lower than those extracted by P-D procedure. The lowest content of extractable Si occurs in A2 and the highest — in B21t horizons. When

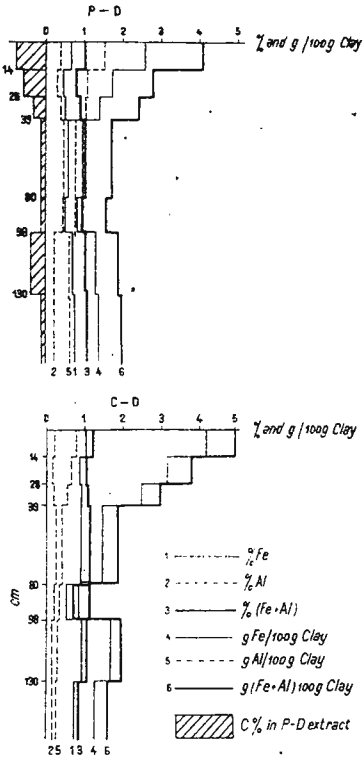


Fig. 9. — *Lessivé* soil (P 4). Pyrophosphate-dithionite and citrate-dithionite extractable Fe, Al and Fe + Al.

calculated to 100 g clay, in most typical *Lessivé* soil (P4) a tendency of Fe and Al decrease (in both extractants), parallel with the increase of clay content, may be observed.

Brown Lessivé soil (P 11, table 8). Generally, C-D and P-D-extractable Fe and Al increase gradually, parallel with the increase of clay content, towards the lower part of the profile. Si content shows a minimum in A1A2 and a maximum in A2Bg horizon. Organic C content is low and decreases gradually with depth.

Variability indexes (Vi). In our investigations, the applicability of C + + Fe + Al/clay ratio, proposed by Franzmeier et al., (1968) was tested for Romanian soils. In order to establish a better soil classification

Institutul Geologic al României

TA

Analytical Data Concerning C-D and P-D Extracts.

Analyst :

Profile number; soil type	Horizon symbol	Depth (cm)	Clay (%)	Citrate-dithionite extrac-								
				Fe	Al	Si	Fe+Al	Vi_{Fe}	Vi_{Al}	Vi_{Si}	Vi_{Fe+Al}	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$
11 Brown *Lessivé* Soil	A1A2	0—3	30,9	1,08+	0,18	0,08	1,26	1,00	1,06	1,00	1,00	0,29
				3,49++	0,58	0,26	4,07					
	A2A1	5—15	36,8	1,21	0,17	0,13	1,38	1,12	1,00	1,62	1,10	0,44
				3,28	0,46	0,35	3,75					
	A2Bg	25—35	44,2	1,33	0,21	0,17	1,57	1,23	1,41	2,12	1,25	0,50
				3,00	0,54	0,38	3,55					
	B21tg	50—60	60,8	2,66	0,37	0,13	3,03	2,46	2,18	1,62	2,40	0,19
				4,37	0,61	0,21	4,98					
	B22	70—80	49,7	2,45	0,31	0,13	2,76	2,27	1,82	1,62	2,19	0,22
				4,92	0,62	0,26	5,55					
	B23	100—120	44,2	2,23	0,32	0,16	2,55	2,06	1,88	2,00	2,02	0,29
				5,04	0,72	0,36	5,76					
20 *Lessivé* Soil	A1A2	0—5	24,1	0,87	0,17	0,02	1,04	1,00	1,00	1,00	1,00	0,10
				3,07	0,71	0,08	4,31					
	A2	7—17	26,3	1,07	0,17	0,05	1,24	1,22	1,00	2,50	1,19	0,17
				4,06	0,65	0,19	4,71					
	A2Bg	25—35	30,7	1,45	0,29	0,07	1,74	1,66	1,71	3,50	1,67	0,18
				4,72	0,94	0,23	5,66					
	B21tg	50—60	34,9	2,18	0,26	0,12	2,44	2,51	1,53	6,00	2,35	0,32
				6,24	0,74	0,34	6,99					
	B22t	90—100	48,2	2,27	0,32	0,09	2,59	2,61	1,88	4,50	2,49	0,16
				4,70	0,66	0,19	5,37					
4 *Lessivé* Soil	A21	0—14	24,4	1,02	0,19	0,23	1,21	2,04	1,19	1,00	1,72	0,91
				4,18	0,78	0,94	4,95					
	A22g	16—28	27,4	0,86	0,18	0,26	1,04	1,72	1,12	1,13	1,48	1,19
				3,14	0,66	0,95	3,79					
	A3tg	28—38	35,9	0,89	0,19	0,31	1,08	1,78	1,19	1,35	1,54	1,38
				2,48	0,53	0,86	3,00					
	B21tg	49—65	60,8	0,89	0,25	0,57	1,14	1,78	1,56	2,48	1,62	2,55
				1,46	0,41	0,94	1,87					
	B22tg	80—90	60,9	0,50	0,20	0,44	0,70	1,00	1,25	1,91	1,00	2,82
				0,82	0,33	0,72	1,15					
	B23	105—125	54,4	0,91	0,16	0,39	1,07	1,82	1,00	1,70	1,52	1,70
				1,67	0,29	0,72	1,96					
	BC	140—160	54,2	0,72	0,14	0,54	0,86	1,44	0,87	2,35	1,23	3,01
				1,33	0,26	1,00	1,59					

+ — g/100 g soil
++ — g/100 g clay

of Romanian soils with cambic, spodic and argillic horizons, the application of this ratio to all studied soil horizons has been suggested. In tables 5 to 8 the values of the above mentioned ratios are given.

Institutul Geologic al României

BLE 8

Lessivé and Brown Lessivé Soils

Alexandra Vasu

tion at pH 7.3					Pyrophosphate-dithionite extraction pH at 7.3								
$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$Vi\ \frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$Vi\ \frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$Vi\ \frac{SiO_2}{R_2O_3}$	Fe	Al	Fe+Al	Vi_{Fe}	Vi_{Al}	Vi_{Fe+Al}	C (%)	$\frac{Fe+Al+C}{clay}$	$Vi\ \frac{Fe+Al+C}{clay}$
0,85	0,22	1,00	1,31	1,00	0,78+ 2,52++	0,10 0,32	0,88 2,85	1,13	1,00	1,07	1,19	0,07	2,30
1,47	0,34	1,52	2,26	1,54	0,69 1,88	0,13 0,35	0,82 2,23	1,00	1,30	1,00	1,05	0,05	1,70
1,36	0,37	1,72	2,09	1,68	0,74 1,67	0,14 0,32	0,88 1,99	1,07	1,40	1,07	0,26	0,03	1,00
0,65	0,15	0,66	1,00	0,68	1,08 1,77	0,18 0,30	1,26 2,07	1,56	1,80	1,53	0,27	0,03	1,00
0,82	0,17	0,76	1,26	0,77	1,10 2,21	0,09 0,18	1,19 2,39	1,59	0,90	1,45	0,25	0,03	1,00
0,98	0,22	1,00	1,51	1,00	1,20 2,71	0,28 0,63	1,48 3,34	1,73	2,80	1,80	0,20	0,04	1,30
0,26	0,07	1,00	1,00	1,00	0,52 2,16	0,07 0,29	0,59 2,45	1,00	2,33	1,00	1,44	0,08	2,70
0,52	0,13	1,70	2,00	1,85	0,60 2,28	0,03 0,11	0,63 2,40	1,15	1,00	1,07	0,57	0,05	1,70
0,43	0,13	1,80	1,65	1,85	0,69 2,25	0,08 0,26	0,77 2,51	1,33	2,67	1,31	0,26	0,03	1,00
1,29	0,24	3,20	4,96	3,24	0,85 2,44	0,11 0,32	0,96 2,75	1,63	3,66	1,63	0,26	0,03	1,00
0,56	0,13	1,60	2,15	1,85	0,91 1,89	0,09 0,19	1,00 2,07	1,75	3,00	1,69	0,23	0,03	1,00
2,37	0,66	1,00	1,00	1,00	0,63 2,58	0,37 1,52	1,00 4,09	1,34	1,28	1,31	0,78	0,08	3,50
2,79	0,84	1,30	1,18	1,27	0,47 1,72	0,29 1,06	0,76 2,77	1,00	1,00	1,00	0,59	0,05	2,50
3,17	0,97	1,51	1,34	1,47	0,50 1,39	0,37 1,03	0,87 2,42	1,06	1,28	1,14	0,35	0,03	1,50
4,34	1,62	2,80	1,87	2,45	0,57 0,94	0,45 0,74	1,02 1,67	1,21	1,55	1,34	0,14	0,02	1,00
4,27	1,69	3,09	1,80	2,56	0,49 0,80	0,45 0,74	0,94 1,54	1,04	1,55	1,24	0,14	0,02	1,00
4,75	1,75	1,86	2,00	2,65	0,70 1,29	0,32 0,59	1,02 1,87	1,49	1,10	1,34	0,40	0,03	1,50
7,42	2,14	3,30	3,13	3,24	0,74 1,37	0,32 0,60	1,06 1,95	1,57	1,10	1,39	0,14	0,02	1,00

The value 0,15 proposed as a limit that separates spodic horizons from all other diagnostic horizons has been confirmed for the investigated soils. All Podzolic soils and Podzols, with a more or less clearly

Institutul Geologic al României

expressed spodic horizon, have indeed the ratio more than 0,15. For Brown Forest and Acid Brown soils, with cambic horizon, this ratio is 0,15 or smaller and for soils with argillic horizon, with a low C content and a high clay content, much smaller than 0,15 (0,02—0,08). Because of the high clay content, the ratio of acid brown slightly *Lessivé* soil is similar to that of *Lessivé* soils.

The mentioned ratios vary along the soil profile, a minimum in an upper horizon and a maximum in one of the B horizons being characteristic for the studied soils. Because it has been observed that the difference between the minimum and the maximum of a soil $\frac{C + Fe + Al}{clay}$ ratio increases in the same direction with the degree of podzol development (or degree of spodic character), the possibility of using the degree of variability of these ratios, so as to differentiate and group the soils, has been tested. For this purpose, as well as for making more concludent the comparison of data, relative values have been used, all values being divided to the smallest value of the soil profile. Thus, for each soil profile a series of relative values resulted, which form a differentiation series of $\frac{C + Fe + Al}{clay}$ ratio. The relative values indicating the rate of differentiation (podzolisation, *lessivage* etc.), as a new index under the name of "variability index of $\frac{C + Fe + Al}{clay}$ ratio" has been proposed ($Vi_{C + Fe + Al/clay}$). The largest relative value is considered as the characteristic variability index of a soil profile.

In fig. 10 the variability indexes of studied soils are given. Generally, the characteristic variability index occurs in B horizon; but, if it occurs in A horizon (as in *Lessivé* soils) the index is followed by the letter A.

The following characteristic variability indexes have been obtained:

Brown Forest soil 1,20
Acid Brown soil 1,35
Brown Podzolic, Brown Cryptopodzolic and Humus-Silicate-Alpine Brown Podzolic soils . . . . . 1,45—1,70
Brown Podzolic-Podzol and Iron-Humus Podzols . . . . . 2,20—5,40
Brown *Lessivé* soil 2,30 A1A2
Lessivé soils . . . . . 2,7—3,5A2
Acid Brown Slightly *Lessivé* soil . . . . . 3,5 A

Both, in the Podzolic and *Lessivé* soil series the characteristic variability indexes increase on the same line as the degree of genetical de-

Institutul Geologic al României

velopment of soils. The mentioned above data justify the use of this index not only for separating spodic, cambic and argillic horizons, but also for separating different degrees of their development. Further inves-

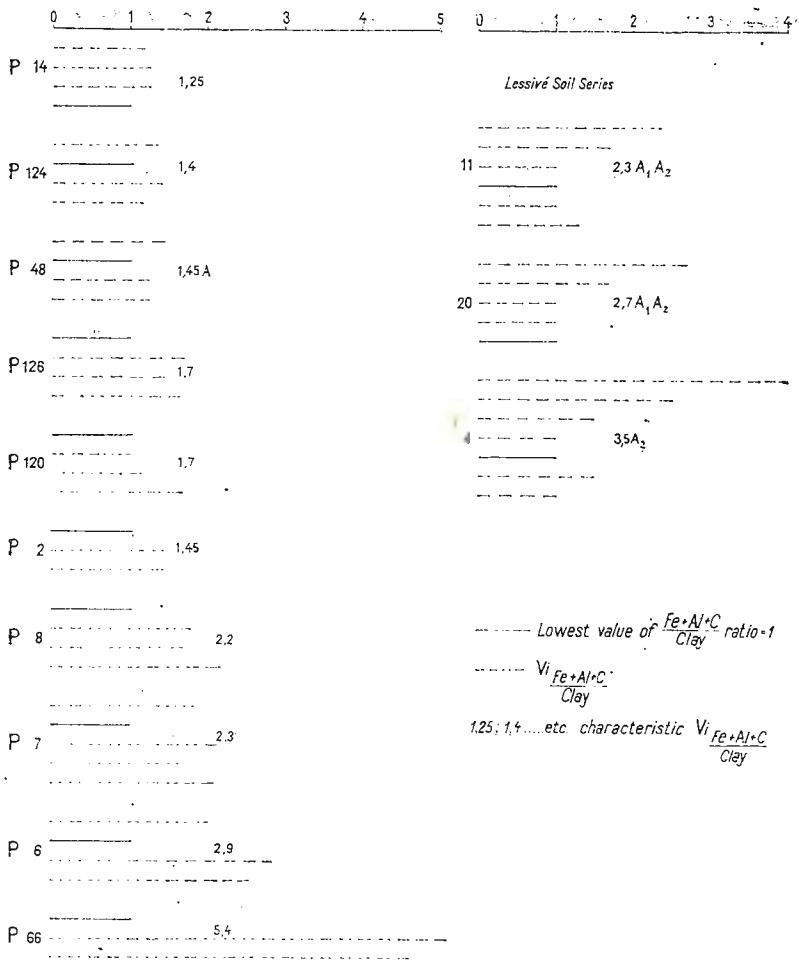


Fig. 10. — Variability indexes and characteristic variability indexes of $\frac{Fe + Al + C}{clay}$ ratio.

tigations and accumulations of data concerning soils of major groups will make possible the establishement of more certain limits of the proposed index.

Institutul Geologic al României

Besides variability index of C + Fe + Al/clay ratio, other variability indexes have been also examined.

The P-D and C-D-extractable Fe and Al of the same soil group vary greatly as a function of texture, humus content, nature of parent material etc. Therefore, the differentiation of their distribution along soil profiles has been expressed in relative values. The same mentioned method has been used, that is, the value of each horizon has been divided to the smallest value (the smallest value occurring in BC horizon has not been taken into consideration).

In tables 5 to 8, variability indexes, Vi_{Fe}, Vi_{Al} and Vi_{Fe+Al}, as a function of removed quantities calculated to 100 g soil are given. In fig. 11 and 12, for each soil profile the absolute values of P-D and C-D-extractable Fe, Al and Fe + Al, as well as their variability indexes are shown. The largest value of these indexes considered as being the most concludent is written on the right of the graph for each soil profile. Because the largest value of the index occurs usually in B horizon, when as an exception it occurs in other horizon than B, it is shown beside the figure of the index.

The following largest values of the variability indexes were found :

		Vi_{Fe}		Vi_{Al}		Vi_{Fe+Al}	
		P-D	C-D	P-D	C-D	P-D	C-D
P14.	Brown Forest soil	1,3AB	1,3	1,3	1,5A	1,2	1,2
P124.	Acid Brown soil	2,2	1,3	1,2	2,5	1,6	1,5
P48.	Acid Brown Slightly *Lessivé* soil	1,5	2,2	2,2	2,0	1,6	2,2
P2.	Humus-Silicate-Alpine-Brown Podzolic soil	1,9	1,5	1,5	1,8	1,7	1,6
P.120	Brown Cryptopodzolic soil	2,5	2,3	1,5	4,8	1,9	3,1
P126.	Brown Podzolic soil	2,3	1,3	1,3	5,6	1,8	2,1
P8.	Brown Podzolic-Podzol	4,1	3,7	2,1	3,4	2,8	3,6
P7.	Iron-Humus podzol	5,3	34,2	2,6	6,1	3,6	21,4
P6.	Iron-Humus podzol	10,2	31,9	4,3	8,3	5,9	20,7
P66.	Iron-Humus podzol	22,8	30,9	4,4	26,8	12,8	29,2
P4.	*Lessivé* soil	1,5	2,0A2	1,6	1,6	1,3	1,7A2
P20.	*Lessivé* soil	1,8	2,6	3,7	1,9	1,7	2,5
P11.	Brown *Lessivé* soil	1,7	2,5	2,8	2,2	1,8	2,4

Generally, the above mentioned indexes increase in the direction of the accentuation of the degree of podzolization; in *Lessivé* soils series the largest values of variability indexes occur in the less developed soils. The intensity of relative accumulation of extractable Fe and Al is much larger in C-D extraction as compared with the P-D one and it increases in the direction Brown Forest soil — Iron-Humus Podzol.

C-D-extractable Fe, which includes organic complexes and inorganic amorphous hidrous oxides, as well as, well crystallized iron oxides, is not suggestive for the present pedo-genetical processes. P-D and espe-

Institutul Geologic al României

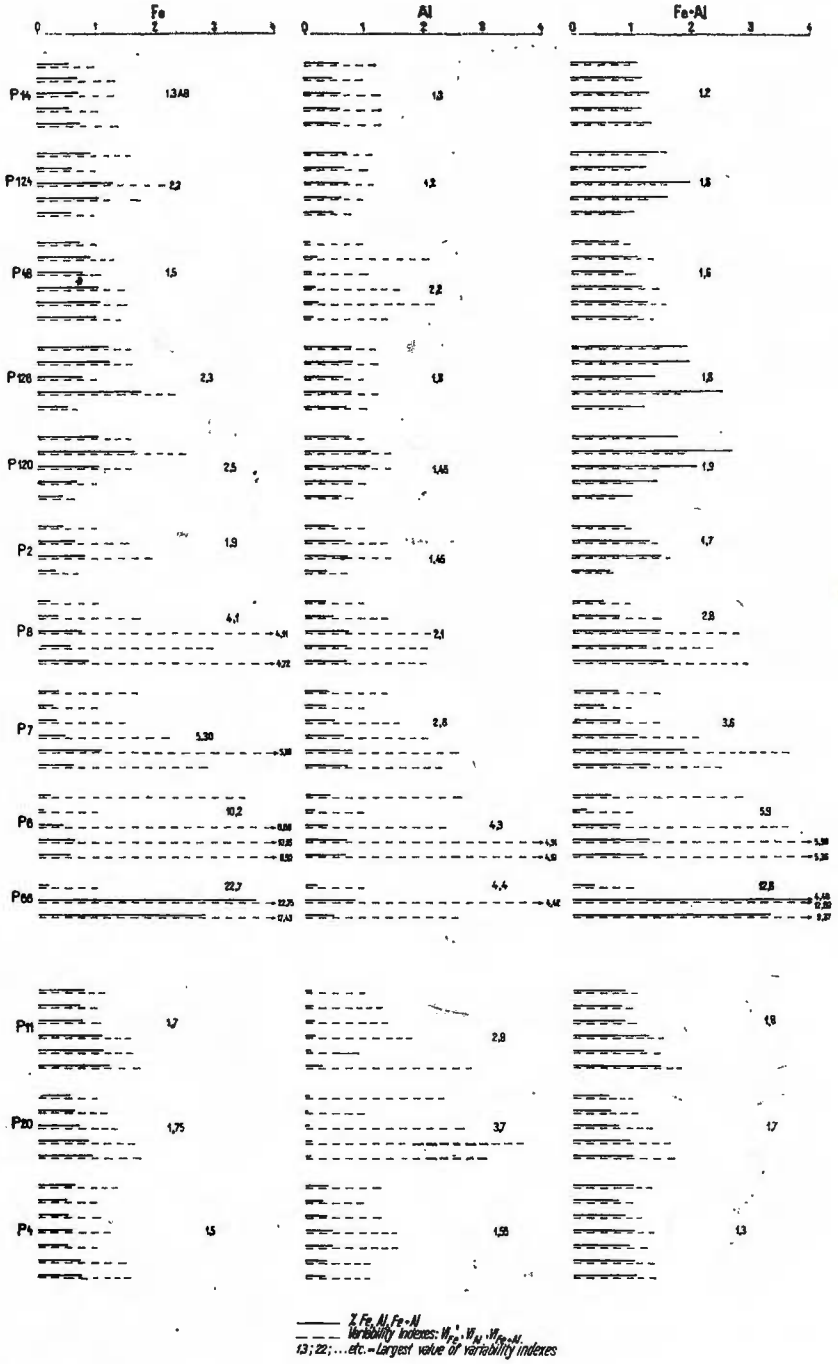


Fig. 11. — Pyrophosphate-dithionite extractable Fe and Al and the variability index along soil profile.

Institutul Geologic al României



Fig. 12. — Citrate-dithionite extractable Fe, Al and Fe + Al and the variability index along soil profile.

Institutul Geologic al României

cially C-D-extractable Al representing probably the amorphous Al of soils, P-D-extractable Fe which represents predominantly the organic complexes and amorphous inorganic hidrous iron oxides and P-D-extractable Fe + Al clearly suggest the mentioned processes.

The data presented in the above table emphasize the importance of the amorphous material, respectively of P-D-extractable Fe, and sum of Fe + Al and C-D-extractable Al in the identification of the degree of Podzol and *Lessivé* development, and even of the intensity of the podzolization within the same soil type. For instance, the Iron-Humus Podzols that cannot be subdivided after field-observable features are clearly differentiated by using these indexes. Thus, the use of amorphous material as a diagnostic feature in pedo-genetical purposes is a very sensible, objective investigation criterion.

The above mentioned values have been also calculated to 100 g clay. They are usually larger and the variability along soil profile is in function of clay content. Thus, differences between upper and lower horizons attenuate, especially in *Lessivé* soils in which the largest values occur in A2 horizons.

The variability indexes of C-D-extractable Si, calculated both, for 100 g soil and 100 g clay, that vary along soil profile, as well as from one soil to another, are not suggestive.

Molecular ratios $SiO_2 : Al_2O_3$, $SiO_2 : Fe_2O_3$ and $SiO_2 : (Fe_2O_3 + Al_2O_3)$ have been also considered (tables 5—8, fig. 13 and 14). An increase of absolute values of these ratios from Brown Forest soil to Iron-Humus Podzols may be observed. While in Brown and Podzolic soils the largest values of the ratios occur in an upper horizon and the smallest ones in one of the B horizons, in *Lessivé* soils the situation is quite the opposite, the smallest values occurring in the upper horizons and the largest ones — in one of the B horizons. The stronger is the soil podzolization, the larger is the difference between the absolute values of A and B horizons.

For a comparative expression of the mentioned ratios for different soils the variability indexes along soil profiles have been used, all the values being divided to the smallest value (Vi_{SiO_2/F_2O_3}, Vi_{SiO_2/Al_2O_3}, Vi_{SiO_2/R_2O_3}) (tables 4—8, fig. 13—14). The largest values of these indexes are representative for the intensity of relative accumulation of amorphous Si and of the degree of amorphous Al eluviation, that is for the intensity or degree of Podzol development. These values occur in an upper horizon, with the exception of *Lessivé* soils in which they usually occur in B horizon.

Institutul Geologic al României

Among the three considered variability indexes, Vi_{SiO_2/Al_2O_3} is the most suggestive for the investigation on the degree of podzolization.

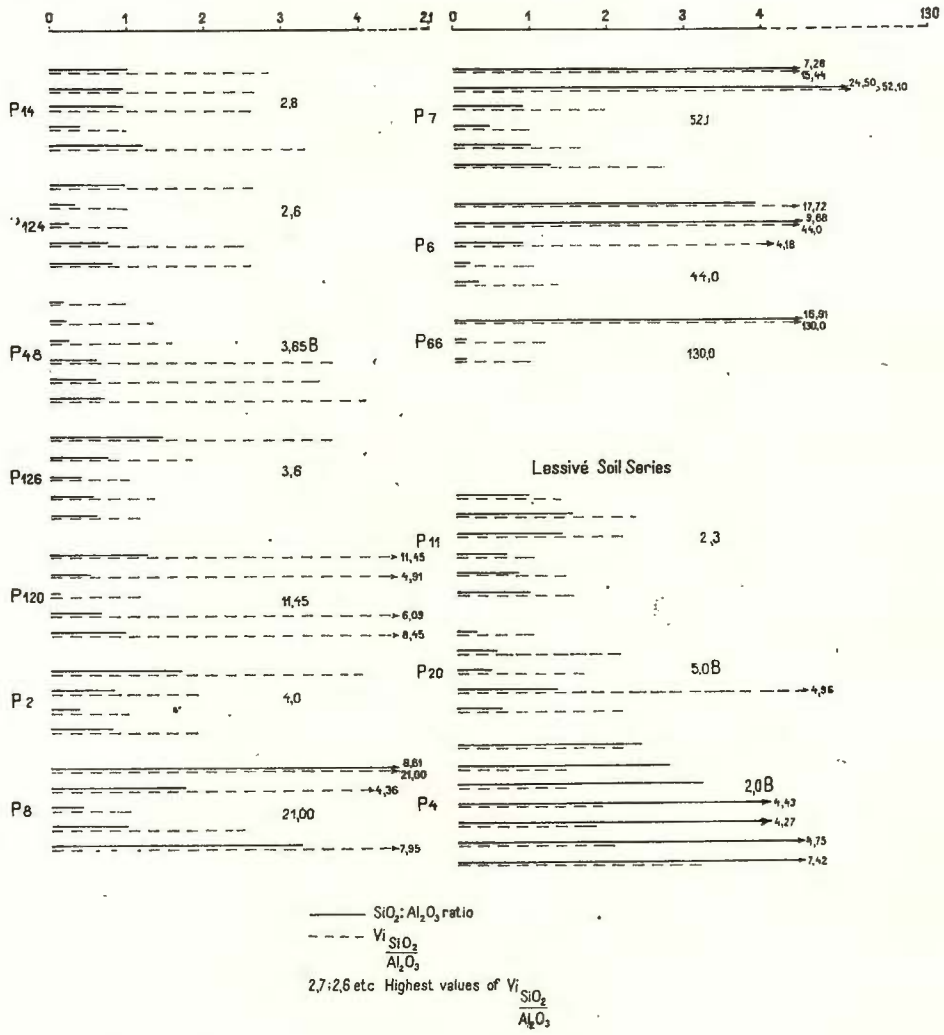


Fig. 13. — Molecular ratios $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ and the variability index of these ratios.

This variability index better emphasizes the less Podzolised soils (Brown Podzolic, Brown Cryptopodzolic, Humus-Silicate — Alpine Brown Podzolic soils).

Institutul Geologic al României

Fig. 13 shows absolute values and variability indexes of SiO_2 : Al_2O_3 molecular ratio. The largest values of variability indexes are given :

Brown Forest and Acid Brown soils . . . . . 2,6— 2,8
Brown Podzolic, Brown Cryptopozdolic and Humus-Silicate —
Alpine Brown Podzolic soils . . . . . 3,6— 11,5
Brown Podzolic-Podzol and Iron-Humus Podzols . . . . 21,0—130,0
Lessivé and Brown *Lessivé* soils . . . . . 2,0— 5,0

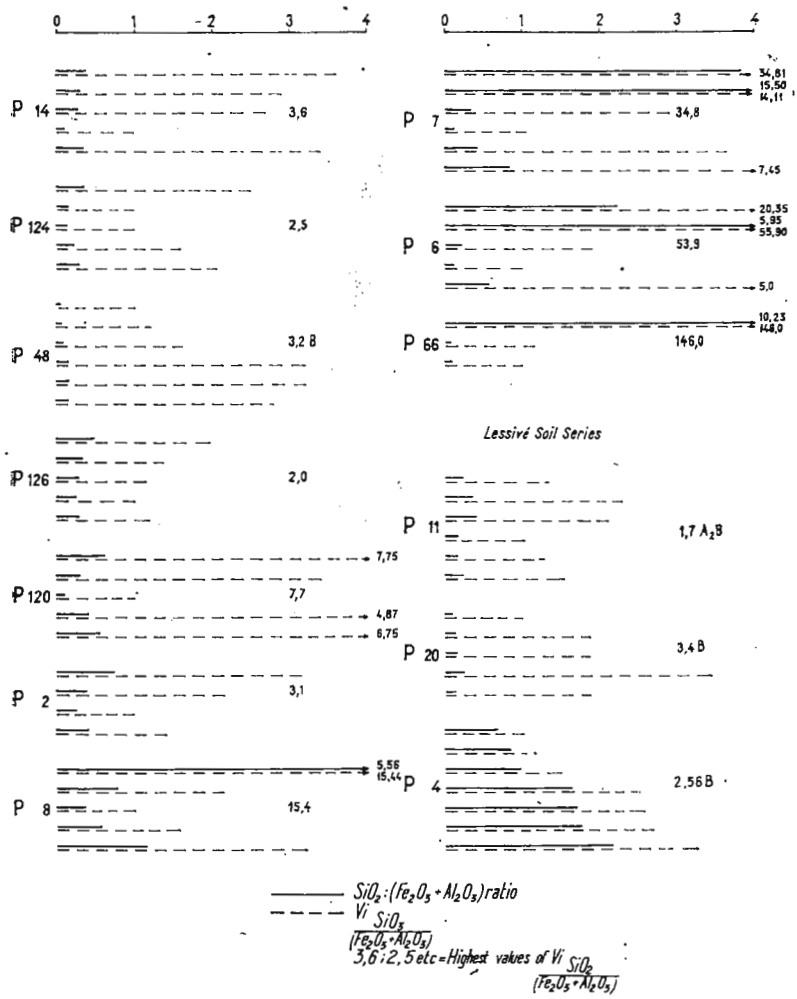


Fig. 14. — Molecular ratios SiO_2 : (Fe_2O_3 + Al_2O_3) and the variability indexes of these ratios (citrate — dithionite extraction).

Institutul Geologic al României

Acid Brown slightly *Lessivé* soil, rich in clay, is closer to *Lessivé* soils, its largest variability index occurring in B22 horizon (3, 7).

The concludent increasing values in the direction of the increase of Podzol development justify the necessity of using the mentioned ratio. In order to obtain more precise quantitative limits between different soil types and soil groups of humid zones, further investigations are to be done.

CONCLUSIONS

P-D and C-D-extractable Fe and Al and the variability indexes calculated on their basis offer satisfactory means of quantifying the difference between major soil groups with spodic, cambic and argillic horizons, as well as the differences occurring between soils of the same group which by other means cannot be satisfactorily identified and grouped.

The results of the investigations suggest the following :

C-D extracting solution removes organic complexes, amorphous "gel" and "aged" hidrous oxides as well as, well crystallized iron oxides, while P-D extract removes only organic complexes and inorganic amorphous "gel" and "aged" hidrous iron oxides.

The amounts of extractable Al differ according to genetic soil horizons. In upper humiferous horizons, P-D and C-D-extractable amounts of Al are much higher than those removed by other extractants (pyrophosphate at pH 7 and 10, dithionite at pH 3,8). In these horizons, as well as in A2 horizons of Iron-Humus Podzols, P-D removes usually larger amounts of Al than the C-D system. In B horizons, and especially in those with strong spodic character, C-D-extractable Al is much higher as compared to P-D and other extractants. With few exceptions (when the amounts of Al are small, the P-D-extractable Al is a little higher than the C-D one), the amounts of Al removed by P-D extracting solution are smaller than those removed by the C-D system. After De Coninck et al, (1968), C-D-extractable Al is probably amorphous. Thus, one could suggest that the P-D-extractable Al is also amorphous Al.

The problem of extractable Al is not yet sufficiently known and supposes further investigations.

The variability indexes of C-D and P-D-extractable Fe, Al and Fe + Al differentiate well the soils with spodic, cambic and argillic horizons. The increase of these indexes in the direction of Podzol development occurs. In *Lessivé* soil series this variability occurs quite the

Institutul Geologic al României

contrary, the smallest values characterizing the most evoluated soils. Among these indexes, the most suggestive are those calculated on the basis of P-D- extractable Fe, and sum of Fe + Al and C-D-extractable Al, that is on the basis of amorphous material. The data emphasize the importance of amorphous material in the identification of the degree of Podzol and *Lessivé* development and even of the intensity of podzolisation within the same soil type.

Spodic horizons of studied soils have been separated from other kinds of diagnostic horizons by making use of ratio C + Fe + Al/clay $> 0{,}15$ proposed for spodic horizons by Franzmeier et al, (1965). Furthermore, in order to emphasize various degrees of cambic, spodic and argillic character, the variability index of this ratio along soil profiles and the characteristic variability index for each soil profile have been defined. Using the characteristic variability indexes in setting quantitative limits that separate these degrees, satisfactory results have been obtained.

$SiO_2 : Al_2O_3$, $SiO_2 : Fe_2O_3$ and $SiO_2 : (Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ ratios, in C-D extraction, were taken into consideration; the $SiO_2 : Al_2O_3$ ratio is considered as the most representative for differentiating soils with cambic, spodic and argillic horizons.

The variability indexes based on C + Fe + Al/clay ratio, as well as the variability index of $SiO_2 : Al_2O_3$ ratio are satisfactory for separating major soil groups with cambic, spodic and argillic horizons and the characteristic variability index — $Vi_{C + Fe + Al/clay}$ — is a representative quantitative criterion for separating different degrees of development of these diagnostic horizons within the same great group and even of doubtful and intermediate horizons. For the establishment of more precise quantitative limits of the proposed indexes, further investigations are to be done.

REFERENCES

Aguilera N. H., Jackson M. L. (1953) Iron oxide removal from soils and clays. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 17, Madison, Wisconsin, U.S.A.

Bascomb C. L. (1968) Distribution of pyrophosphate-extractable iron and organic carbon in soils of various groups. *The Journal of Soil science*, 19, 2. Oxford.

Bremner J. M., Mann P. J. G., Heintze S. G., Less H. (1946) Metallo-organic complexes in the soil. *Nature*, 158, London.

De Coninck Fr., Herbillon A. J., Tavernier R., Fripiat J. J. (1968) Weathering of clay minerals and formation of amorphous material during the degradation of a Bt horizon and podzolization in Belgium. *9th International Congress of Soil Science. Transactions*, IV, Adelaide, Australia.

Institutul Geologic al României

Duchaufour Ph., Jacquin F. (1966). Nouvelles recherches sur l'extraction et le fractionnement des composés humiques. *Bull. École Nat. Sup. Agron.* Nancy VIII (1).

Franzmeier D. P., Hajek B. F., Simonson C. H. (1965) Use of amorphous material to identify spodic horizons. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 29, Madison, Wisconsin, U. S. A.

Jackson M. L. (1958) Soil chemical analysis. Prentice-Hall, Englewood cliffs, N.J. New York.

Kilmer V. J. (1960), The estimation of free iron oxides in soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 24, Madison, Wisconsin, U.S.A.

Kononova M. M., Titova N. A. (1961). Use of paper electrophoresis for fractionation of the humic substances of soil and for study of their complex compounds with iron. *Soviet Soil Sci.* 1230—7, Moskow.

Kosaka J., Izeki A. (1957) Studies on the association of humic acid in soils. *Bull. nat. Inst. agric. Sci., ser. B*, 7, Tokio.

Mehra O. P., Jackson M. L. (1960) Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Min., Proc. 7th Nat. Conf.* (1958). Pergamon Press, London.

Popovăț M. (1964) Diagramme ternaire pour representer la texture du sol dans la classification internationale. *8th International Congress of Soil Science Transactions*, II, Bucharest, Romania.

Schnitzer M., Hoffman I. (1964) Pyrolysis of soil organic matter. *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.*, 28, Madison, Wisconsin, U.S.A.

— Skinner S. I. M. (1964) Organo-metallic interactions in soils: 3. Properties of iron and aluminum organic matter complexes prepared in the laboratory and extracted from a soil. *Soil Sci.*, 98, Baltimore, Maryland, U.S.A.

Titova N. A. (1962) Iron-humus complexes in certain soils. *Soviet Soil Sci.*, 1351—6, Moscow.

Vasu Alexandra (1969) Contribuții la metodologia de cercetare a substanțelor amorfe din soluri. *Șt. solului*, VII, 3, București.

* * * Soil Survey Staff (1960) Soil Classification a comprehensive system, 7th approximation, US government printing office. Washington D. C. (As modified by supplement of March 1967).

UNTERSUCHUNGEN DES AMORPHEN STOFFES EINIGER BÖDEN RUMÄNIENS MIT "SPODIC", "CAMBIC" UND "ARGILLIC" HORIZONT UND IHRE BENÜTZUNG FÜR GENETISCHE ZWECKE

(Zusammenfassung)

In der vorliegenden Arbeit sind die ersten Ergebnisse über die Benützung des amorphen Stoffes im Bodenbildungsprozess, in Übereinstimmung mit den wesentlichen fremden Forschungen der letzten 20 Jahre, hinsichtlich der Bestimmung des amorphen Stoffes, vorgeführt.

Institutul Geologic al României

Durch Dosierung des in Na-Pyrophosphat mit Na-Dithionit-Lösung bei pH 7,3 (P-D) extraktierten Aluminiums, Eisens und Kohlenstoffes und des in Na-Citrat mit Na-Dithionit Lösung bei pH 7,3 (C-D) extraktierten Eisens, Aluminiums und Siliciums, wurden folgende Aspekte untersucht:

Die Grösse der in P-D und C-D gewonnenen Aluminium- und Eisenmengen Verglichen mit den in Na-Pyrophosphat bei pH 7 und pH 10 und Na-Dithionit bei pH 3,8 gewonnenen Mengen.

Die aus einigen Böden der feuchten Gebiete mit "cambic", "spodic" und "argillic" Horizonten in P-D und C-D extraktierten Eisen und Aluminiummengen und ihre Verteilungskurven entlang des Bodeprofils.

Die Anwendung des von Franzmeier et al. (1965) vorgeschlagenen Verhältnisses C + Fe + Al/Tonn 0,15 als Begrenzungswert für spodische Horizonte, sowie die von De Coninck et al. (1968) einstudierte relative Anhäufung der amorphen Silicagelen und Aluminiumoxide.

Die Feststellung neuer Indexe zur Erkennung der oben erwähnten drei Diagnosehorizonte wie auch ihre Entwicklungsstufe.

Zu diesem Zweck wurden 13 Bodenprofile aus dem Bucegi- und Lotru-Gebirge, Cotmeana-Plattform und Trei Scaune-Becken studiert: Braunerde (P-14), saure Braunerde (P-124) mit "cambic" Horizont, podsolige Braunerde (P-126), Braunpodsol (P-8), Eisenhumuspodsole (P7, P6, P66) mit "spodic" Horizont, Fahlerden (P4, P20) und Parabraunerde (P11) mit "argillic" Horizont, saure Braunerde-Parabraunerde (P-48), Humussilikat Boden-alpine podsolige Braunerde (P-2) und cryptopodsolige Braunerde (P-120) mit Übergangs- und unsichern Horizonten.

Die morphologischen Kennzeichen, die physikalischen und die chemischen Eigenschaften waren durch klassische Methoden durchgefürht.

Die amorphen Stoffe wurden mit Franzmeier et al. (1965) und de Coninck et al. (1968) Methode, mit einigen Änderungen (Vasu 1969) bestimmt.

Die in P-D und C-D Auszügen erzielten Werte, für Eisen, Aluminium, Kohlestoff und Silicium, sowie der ausgerechneten Variabilitätindexe können für eine quantitative Differenzierung der Bodengruppen mit "cambic", "spodic" und "argillic" Horizont; ebenfalls wurden diese Werte und Indexe für das Unterscheiden der Entwicklungsstufe der Böden gleicher Gruppe, als befriedigend angesehen.

Es wurden folgende Schlussfolgerungen festgestellt:

Im C-D System wird das organo-mineralisch-verbundene Eisen, die amorphen und kristallisierten Eisenoxide sowie die aus den Silikaten gelösten geringen Eisenmengen, während im P-D System hauptsächlich

Institutul Geologic al României

nur das organo-mineralisch-verbundene Eisen und die amorphen Eisenoxide gelöst werden.

Die gelösten Aluminiummengen sind nach den Bodenhorizonten verschieden. In den obersten Humushorizonten lösen P-D und C-D viel grössere Aluminiummengen als alle anderen Extraktionsmittel. In diesen Horizonten sowie auch in A2 Horizonten löst P-D gewöhnlich mehr Al als C-D. In B Horizonten und besonders in denen mit ausgeprägtem spodic Charakter, löst C-D viel mehr Aluminium als P-D. Mit einigen Ausnhamen ist die in P-D gelöste Aluminiummenge kleiner als die in C-D gelöste.

In Übereinstimmung mit den Feststellungen De Coninck's et al. der in C-D gelöste Aluminium kommt aus amorphen Stoffen des Bodens her, so dass dieselben Schlussfolgerungen für das P-D gelöste Aluminium bestehen. Weitere Untersuchungen sollen das Wesen des P-D und C-D ausgezogenen Aluminiums klarstellen.

Die gelösten Fe-, Al-, Si- und C-Mengen, die auf ihren Grund berechneten Verhältnisse, sowie der Variabilitätindex Vi = Wert jeden Horizontes/minimales Wert des Profiles (der BC Horizont wurde nicht in Betracht bezogen) sind vorgestellt.

Die festgestellten Variabilitätindexe (für die in P-D und C-D gelösten Mengen) d.h. die auf Grund des amorphen Stoffes festgestellten Indexe gestatten, sogar im Rahmen eines und desselben Bodentypes, die Böden genetisch zu differenzieren.

Die erlangten Untersuchungsergebnisse bekräftigen die Bedeutung des amorphen Stoffes für genetische Zwecke und zwar für die Differenzierung der Böden nach den Lessivierungs- und Podsolierungsprozessen, sowie nach der Intensität dieser Prozesse im Rahmen desselben Bodentyps.

Das von Franzmeier et al. vorgeschlagene Verhältnis C + + Fe + Al/Ton $\geqslant$ 0,15 hat eine ausnahmslose Trennung der "spodic" von anderen Diagnosehorizonten gestattet.

Für die Kennzeichnung verschiedener Entwicklungsstufen der "cambic", "spodic" und "argillic" Horizonte waren Variabilitätindexe $V_{IC + Fe + Al/Ton.}$ sowie der für jeden Boden charakteristische Variabilitätindex (d.h. der grösste Wert des Variabilitätindexes des Bodenprofils) festgestellt. Die Benützung der charakteristischen Variabilitätindexe für die Bestimmung der genauen Entwicklungsstufe hat sich für die Feststellung quantitativer Grenzen zwischen den studierten Böden als sehr gut bewährt.

Institutul Geologic al României

Von den SiO_2/Al_2O_3, SiO_2/Fe_2O_3 und $SiO_2/Al_2O_3 + Fe_2O_3$ Werten und den entsprechenden Variabilitätindexen, die SiO_2/Al_2O_3 Werte bzw. Indexe erschienen am geeignetsten für die Differenzierung der Böden mit "cambic", "spodic" und "argillic" Horizonten.

Infolgedessen, wird geschlussfolgert dass:

Der charakteristische Variabilitätindex $\left\{ Vi_{\frac{C + Fe + Al}{Ton}} \right.$ sowie der Variabilitätindex $\left\{ Vi_{\frac{SiO_2}{Al_2O_3}} \right.$, auf Grund des in P-D bzw. amorphen gelösten Stoffes befriedigend für die Differenzierung der Böden mit "cambic", "spodic" und "argillic" Horizonten sind. Der charackteristische Variabilitätindex $\left\{ Vi_{\frac{C + Fe + Al}{Ton}} \right.$ erscheint als ein empfindliches quantitatives Merkmal zur Unterscheidung der Entwicklungsstufe der Diagnosehorizonte im Rahmen eines Bodentypes und sogar de Überganshorizonte und der unsicheren Horizonte.

Für eine bessere Präzisierung und Verallgemeinerung der quantitativen Grenzzahlen erscheint die Erweiterung der Forschungen als besonders notwendig.

CERCETĂRI ASUPRA MATERIALULUI AMORF DIN CÎTEVA SOLURI DIN ROMANIA CU ORIZONT SPODIC, CAMBIC ŞI ARGILIC ŞI FOLOSIREA ACESTUIA ÎN SCOPURI GENETICE

(Rezumat)

Sînt prezentate rezultatele primelor încercări de folosire a studiului substanţelor amorfe în scopuri pedogenetice, executate în acord cu cercetările cele mai noi efectuate de specialiştii de peste hotare, privind identificarea şi dozarea substanţelor amorfe.

Folosind dozarea fierului, aluminiului şi carbonului în extrase din sol cu soluţie de pirofosfat + ditionit pH 7,3 (P-D) şi dozarea fierului, aluminiului şi silicei în extrase din sol cu soluţie de citrat + ditionit tamponat la pH 7,3 (C-D), s-a urmărit rezolvarea următoarelor aspecte:

stabilirea ordinului de mărime a cantităţilor de Fe şi Al extrase în P-D şi C-D în comparaţie cu cele extrase în pirofosfat pH 7 şi 10 şi ditionit pH 3,8;

Institutul Geologic al României

cantitățile de Fe, Al și C extrase în P-D și C-D din cîteva soluri din regiuni umede cu orizont cambic, spodic și argilic, precum și curbele de distribuție a acestora pe profil;

aplicabilitatea limitei 0,15 a raportului C + Fe + Al/argilă propus de F r a n z m e i e r et al. (1965), ca și acumularea relativă a silicei și alumineі amorfe studiată de D e C o n i n c k et al. (1968), pentru solurile luate în studiu;

stabilirea de noi indici, atît pentru identificarea celor trei tipuri de orizonturi de diagnoză amintite, cît și a gradului lor de dezvoltare.

Cercetările s-au efectuat pe 13 profile de sol din munții Bucegi și Lotru, Platforma Cotmeana și depresiunea Trei-Scaune, aparținînd următoarelor tipuri de sol: silvestru brun (P14), brun acid (P124) — cu orizont cambic, brun podzolic (P126), podzolic brun (P8) și podzoluri humico-feriiluviale (P7, P6, P66) — cu orizont spodic, podzoluri argilo-iluviale (P4, P20) și silvestru podzolit brun (P11) — cu orizont argilic, brun acid slab podzolit (P48), humico-silicatic — brun podzolic alpin (P2) și brun criptopodzolic (P120) — cu orizonturi de tranziție sau incerte.

Pentru caracterizarea morfologică și fizico-chimică a acestor soluri s-au folosit, în general, metode clasice.

Pentru dozarea substanțelor amorfe s-au folosit metodele propuse de F r a n z m e i e r et al. (1965) și D e C o n i n c k et al. (1968) cu modificări (V a s u, 1969).

Rezultatele obținute privind cantitățile de fier, aluminiu, carbon și silice extrase în P-D, respectiv în C-D și indicii de variabilitate calculați pe baza acestora, pot fi considerate satisfăcătoare, atît pentru diferențierea cantitativă a grupelor de soluri cu orizonturi cambic, spodic și argilic, cît și pentru diferențierea solurilor aparținînd aceleiași grupe.

Urmărind rezolvarea scopurilor propuse, se pot trage următoarele concluzii:

Soluția C-D extrage fierul complexat organic, gelurile și hidroxizii amorfi îmbătrîniți, cel din compuși cristalizați și în foarte mică măsură, fierul rezultat din atacarea silicaților, în timp ce P-D extrage numai fierul complexat organic și gelurile și hidroxizii amorfi îmbătrîniți de fier.

Cantitatea de aluminiu extrasă diferă în funcție de natura orizonturilor. În orizonturile superioare humifere, P-D și C-D extrag cantități mult mai mari de Al decît ceilalți extractanți. În aceste orizonturi, ca și în orizonturile A2, P-D extrage de obicei cantități mai mari de Al decît C-D. În orizonturile B și în special în cele cu caracter spodic foarte pronunțat, C-D extrage mult mai mult Al decît P-D. Cu puține excepții, cantitatea de Al extrasă de P-D este mai mică decît cea extrasă de C-D.

Institutul Geologic al României

În acord cu concluziile lui De Coninck et al., după care Al extras în C-D poate fi considerat ca provenind din substanță amorfă, datele cercetărilor noastre justifică aceiași concluzie pentru Al extras în P-D.

Valorile cantităților de Fe, Al, Si și C extrase și indicii calculați pe baza acestora sînt prezentați ca atare, ca și sub formă de indici de variabilitate pe profil (Vi), rezultați din raportarea valorilor specifice fiecărui orizont la valoarea minimă pe profil (orizontul BC nu este luat ca orizont de referință).

Indicii de variabilitate ai Fe, Al și ai sumei Fe + Al extrași în P-D și C-D diferențiază bine solurile cu orizont cambic, spodic și argilic. Se observă creșterea valorilor acestor indici în direcția evoluției gradului de podzolire. În seria podzolirii argilo-iluviale situația este inversă, valorile cele mai mici caracterizează solul cel mai evoluat.

Dintre acești indici, cei care asigură cel mai bine diferențierea genetică a solurilor, chiar și în cadrul aceluiași tip, sînt aceia calculați pe baza Fe și a sumei Fe + Al extrași în P-D și Al extras în C-D, adică pe baza materialului amorf.

Rezultatele obținute subliniază importanța materialului amorf în identificarea gradului de podzolire feri-humico- și argilo-iluvială, și a intensității podzolirii în cadrul aceluiași tip de sol.

Folosind valorile raportului propus de Franzmeier et al. — C + Fe + Al/argilă $> 0{,}15$ — pentru orizonturi spodice, acestea din urmă au fost separate de celelalte orizonturi de diagnoză luate în studiu.

Pentru a scoate în evidență diferitele grade de dezvoltare a orizonturilor cambice, spodice și argilice s-au definit indici de variabilitate ai acestui raport pe profil ($Vi_{C + Fe + Al/argilă}$) și indicele caracteristic de variabilitate (valoarea maximă a indicelui pe profil) al fiecărui sol. Folosind indicii caracteristici de variabilitate, s-au stabilit limite cantitative pentru definirea mai precisă a gradului de evoluție a celor 13 soluri luate în studiu.

Analizîndu-se valorile și indicii de variabilitate a raporturilor moleculare SiO_2/Al_2O_3, SiO_2/Fe_2O_3 și $SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$, s-a constatat că cel mai reprezentativ pentru diferențierea solurilor cu orizont cambic, spodic sau argilic este raportul SiO_2/Al_2O_3.

Aceste prime rezultate permit formularea următoarelor concluzii generale :

Indicele caracteristic de variabilitate $Vi_{C + Fe + Al/argilă}$, ca și indicele de variabilitate Vi_{SiO_2/Al_2O_3}, calculați pe baza materialului amorf

Institutul Geologic al României

extras în P-D, respectiv în C-D sînt satisfăcători pentru separarea grupelor principale de soluri cu orizonturi cambic, spodic și argilic; indicele caracteristic de variabilitate $Vi_{C+Fe+Al/argilă}$ constituie, în plus, un criteriu cantitativ sensibil pentru separarea stadiilor de evoluție ale orizonturilor de diagnoză în cadrul aceluiași tip de sol sau chiar a celor cu orizonturi de tranziție sau incerte.

Pentru precizarea și generalizarea limitelor cantitative menționate este necesară extinderea aplicării cercetărilor pe un număr cît mai mare de soluri, de unități genetice diferite și formate pe materiale parentale variate.

Institutul Geologic al României

ZUR SYSTEMATISCHEN BESCHREIBUNG VON HUMINSTOFFSYSTEMEN – EINE UNTERSUCHUNG AN RUMÄNISCHEN TSCHERNOSEMEN

VON

M. CICOTTI [1], J. CHR. SALFELD, W. FLAIG [2]

Die Tschernoseme sind für die rumänische Landwirtschaft von grosser Bedeutung. Als Grundlage für einen rationellen, grossräumigen Vergleich der chemischen und physikalischen Eigenschaften und der pflanzenbaulichen Möglichkeiten von verschiedenen Böden ist eine genauere Kenntnis der chemischen und physikalischen Eigenschaften dieser Böden erforderlich.

Während für die Beschreibung der anorganischen Komponenten des Bodens ein umfangreiches Datenmaterial vorliegt und nach allgemein üblichen Methoden laufend vergrössert wird, steht für eine detaillierte Beschreibung der Huminstoffsysteme nur ein unsystematisch angesammeltes, inhomogenes Zahlenmaterial von relativ geringem Umfang zur Verfügung.

Huminstoffsysteme in Böden wurden in grösserem Ausmass mit Hilfe der Methoden von I. V. Tyurin (Kononowa 1961) oder in neuerer Zeit von Kononowa und Belchikowa (1961) systematisch analysiert. Nach diesen Methoden wird die „Humuszusammensetzung eines Bodens unter der Voraussetzung bestimmt, dass Humus aus zwei verschiedenen Stoffen zusammengesetzt ist, den Huminsäuren und den Fulvosäuren". Die Humuszusammensetzung kann nach Ansicht dieser Autoren durch Angabe der Mengen dieser beiden Komponenten eindeutig beschrieben werden, wenn berücksichtigt wird, dass diese Humin-

[1] Geologisches Institut, Bukarest, Rumänien.

[2] Institut für Biochemie des Bodens, Braunschweig, Bundesrepublik Deutschland.

Institutul Geologic al României

stoffe in unterschiedlichem Ausmass an anorganische Bodenbestandteile gebunden sein können. Diese Methoden erlauben jedoch nur eine verhältnismässig grobe Unterscheidung verschiedener Huminstoffsysteme. So lassen sich nach K o n o n o w a (1967) mit diesen Methoden zwar die Huminstoffsysteme verschiedener Bodengruppen und zu einem gewissen Grade auch Untergruppen unterscheiden, nicht aber chemisch bzw. genetisch näher verwandte Huminstoffsysteme. Für einen Vergleich näher verwandter Humistoffsysteme ist es erforderlich, die bisherigen Kriterien schärfer zu fassen sowie weitere Kriterien für die Charakterisierung heranzuziehen und die Messergebnisse auf Grund einer differenzierteren Vorstellung vom chemischen Aufbau der Huminstoffsysteme zu interpretieren.

In der vorliegenden Arbeit wurde anhand einer genetischen Reihe aus rumänischen Tschernosemen geprüft, welche Möglichkeiten bestehen, um Huminstoffsysteme über das übliche Mass hinaus durch Kennzahlen differenzierend zu charakterisieren. Dabei sollten die Methoden als Voraussetzung für eine spätere Anwendung im Routinebetrieb möglichst einfach sein. Es sollten sowohl solche Methoden benutzt werden, die die gemeinsame Zugehörigkeit zu einer Gruppe dokumentieren, als auch solche, die spezifische Unterschiede zum Ausdruck bringen.

Im östlichen Teil der rumänischen Tiefebene folgen parallel mit der Änderung der klimatischen Bedingungen die Steppen, Waldsteppen- und Waldzonen aufeinender, mit den entsprechenden genetischen Bodentypen: Tschernosem, ausgelaugte Tschernoseme und rötlichbraune bzw. graubraune Waldböden. Diese Böden weisen einige spezifische Merkmale auf, die durch die Lage der Ebene in einer Übergangszone vom kontinentalgemässigtem Klima Osteuropas zum vormittelmeerischen gemässigten Klima des Balkans bedingt sind. Die mittlere Jahrestemperatur ist 11°C und die durchschnittliche Jahresniederschlagmenge nimmt von 400 mm bis 600 mm zu.

Es wurden folgende vier Bodenprofile aus der rumänischen Tiefebene der Unteren Donau für die Unterschung herangezogen:

S. Tsch. Schokoladenfarbiger Tschernosem — unter Acker (N. Balta Albă)

A_a 0—15 cm; A_n 35—50 cm; AC 60—75 cm.

A. Tsch. Mässig ausgelaugter Tschernosem — unter Acker (E.N.E. Rîmnicul Sărat)

A_a 0—15 cm; A_n 30—42 cm; A/B 48—60 cm.

Institutul Geologic al României

D. Tsch. Degradierter Tschernosem — unter Wald
(Quercus pedunculiflora) (Pădurea Putreda)
A_a 0—10 cm; A'' 10—22 cm; A''' 22—32 cm; A/B 32—47 cm.

G.W.B. Grauer Waldboden — unter Wald
(Quercus pedunculiflora) (Pădurea Putreda)
A' 0—10 cm; A'' 10—17 cm; A_1A_2 17—25 cm.

Die Ergebnisse der untersuchungen sind in anliegender Tabelle zusammengestellt. Allgemeine analytiche Daten der Huminstoffensysteme geben den Kohlenstoffgehalt und den Stickstoffgehalt an. Der Kohlenstoffgehalt wurde durch Oxydation mit Bichromat: Schwefelsäure nach Rhiem, Ulrich (1954) kolorimetrisch bestimmt, der Stickstoff nach Kjeldahl, (Bremner 1965). Bei der Interpretation dieser Werte ist zu berücksichtigen, dass nur bei der Stickstoffbestimmung eine eindeutige Beziehung zwischen dem Messwert und dem chemischen Sachverhalt besteht. Der nach der angegebenen Methode bestimmte Kohlenstoffgehalt stellt zwar eine zur Charakterisierung von Huminstoffsystemen nützliche Kennzahl dar, dürfte aber nur in Gruppen chemisch näher verwandter Huminstoffsysteme dem wahren Kohlenstoffgehalt proportional sein. Insbesondere ist damit zu rechnen, dass diese Proportionalität nicht bei den verschiedenen Fraktionen eines Huminstoffsystems gegeben ist. Systematische Untersuchungen in dieser Richtung liegen bisher von keiner Seite vor.

Da die Huminstoffsysteme als ein Gemisch vieler, ähnlicher Verbindungen angesehen werden können und angenommen werden kann, dass verschiedene Huminstoffsysteme sich durch die Zusammensetzung dieser Gemische unterscheiden, erscheint es sinnvoll, typische, durch verschiedenartige Verfahren hergestellte Fraktionen zur Charakterisierung heranzuziehen. Derartige Fraktionen können entweder durch Extraktion des Bodens mit verschiedenartigen Lösungsmitteln gewonnen werden oder durch Fraktionierung eines Gesamtextraktes nach geeigneten Verfahren. Welche organischen Stoffe bei einer Extraktion in Lösung gehen, hängt ausser vom Extraktionsmittel von der chemischen Natur dieser organischen Stoffe und der Art der Bindung an anorganische Bestandteile des Bodens ab. Bei der Fraktionierung eines Extraktes ist die Auftrennung in die Fraktionen ausser von Verfahren nur von der chemischen Natur der organischen Stoffe abhängig. Diese beiden Verfahren können also verschiedenartige Informationen liefern.

Institutul Geologic al României

TABELLE

Vegetation	ACKER						WALD (Quercus pedunculiflora)						
Bodentyp	Schokoladenfarbiger Tschernosem			Mässig ausgelaugter Tschernosem			Degradierter Tschernosem				Grauer Waldboden		
Tiefe cm	Aa 0—15	An 35—50	AC 60—75	Aa 0—15	An 30—42	A/B 48—60	A' 0—10	A'' 11—22	A'' 22—32	AB 32—47	A' 0—10	A'' 10—17	A_1A_2 17—25
Probe Nr.	87	80	84	88	81	85	79	90	91	86	82	83	89
Analytische Bestimmungen													
1. Boden													
C %	1.31	1.32	1.06	1.79	1.40	1,13	3.36	3.01	2.02	1.66	3.94	2.68	1.58
N %	1.63	1.56	1.23	1.78	1.49	1.22	3.78	2.79	1.95	1.46	3.20	2.36	1.54
C : N	9.37	9.87	10.06	11,17	10.96	10.81	10.37	12.59	12.74	13.27	14.37	13.25	11.97
2. Bodenhydrolysat Glukose %	0.460	0.467	0.443	0.580	0.497	0.427	1.441	0.870	0.620	0.510	1.625	1.010	0.590
3. Alkalische Bodenextrakte													
3.1 0,1 n NaOHohne HCl Vorbenhandlung													
E_{500}	0.17			0.33			3.12				2.04		
EQ45	2.92			2.94			2.30				2.56		
EQ56	2.54			2.49			2.15				2.21		
EQ67	1.96			2.13			2.28				2.26		
3.2 0,1 n NaOH nach HCl Vorbenhandlung													
3.21 Optische Daten des Extraktes													
E_{500}	10.12			15.6			23.6				14.37		
EQ45	1.97			1.96			2.00				2.03		
EQ56	1.82			1.79			1.82				1.83		
EQ67	1.94			1.92			1.91				1.95		
3.22 Fällung mit HCl, pH- Wert bei Ausfällung von :													
25 %	3.83			4.55			3.49				3.98		
50 %	3.80			4.45			3.42				3.88		
75 %	3.80			4.35			3.35				3.77		
3.23 Fraktionierung durch Gelfiltration													
h'/h[1)]	6.1	5.5	—	5.3	3.1	2.6	2.7	3.8	2.7	2.1	3.4	2.4	2.5
Kav	0.51	0.53	—	0.54	0.52	0.60	0.47	0.55	0.58	0.62	0.46	0.52	0.50
3.3 0.1 n NaOH mit steigenden Mengen Na_2SO_4 nach Vorbehandlung mit HCl. E_{500} der Extrakte mit													
— — 0,1 n NaOH	9.02			13.26			21.90				13.20		
0,05 m Na_2SO_4	7.08			10.75			19.42				11.20		
0,1 m ,,	5.76			8.89			16.66				9.27		
0,2 m ,,	4.64			5.08			12.35				6.39		
0,5 m ,,	2.13			2.47			6.72				3.68		
1,0 m ,,	1.96			1.89			5.08				2.99		

Institutul Geologic al României

3.4 0,5 % NaOH/0,5 % $Na_2C_2O_4$													
E_{500}	4.23			5.33			15.2				9.01		
EQ45	2.24			2.15			2.28				2.34		
EQ56	2.02			1.98			2.02				2.11		
EQ67	2.16			2.12			2.18				2.25		
4. Huminsäurenfraktionen													
4.1 Zusammensetzung der lufttrockenen Präparate													
Feuchtigkeit (105°) %	5.22	3.56	4.77	2.03	3.64	3.75	2.99	2.68	2.25	1.08	3.21	4.64	5.07
Asche (650°) %	59.15	63.77	57.69	66.58	74.31	77.76	52.94	60.70	69.13	75.74	56.51	58.05	63.63
Organische Substanz %	35.63	32.67	37.56	31.39	22.05	18.49	44.07	36.62	28.62	23.18	40.28	37.31	31.30
4.2 Ausbeute an Huminsäurefraktion in % waf.	1.17	1.31	0.39	1.58	1.94	2.11	2.78	1.66	3.00	3.01	2.03	1.94	1.48
4.3 Elementarzusammensetzung													
C %	39.26	36.45	41.79	37.68	34.28	30.56	40.68	37.77	33.93	29.90	38.10	37.46	34.85
N %	3.42	3.37	4.21	3.22	3.13	2.76	3.56	3.11	2.87	2.54	3.77	3.89	3.45
C : N	13.39	12.62	11.58	13.65	12.78	12.92	13.33	14.16	13.84	13.73	11.79	11.23	11.78
4.4 Optische Daten der Lösung in 0,1 n NaOH													
E_{500}	77.18	76.52	71.39	81.87	73.42	71.38	72.38	83.01	75.47	69.88	58.83	62.18	57.82
EQ45	1.86	1.86	1.97	1.86	1.88	1.96	1.95	1.88	1.88	1.89	1.96	1.94	1.96
EQ56	1.91	1.82	1.90	1.77	1.76	1.78	1.81	1.78	1.76	1.86	1.79	1.81	1.81
EQ67	1.70	1.87	1.99	1.82	1.96	1.80	1.93	2.06	2.02	1.61	1.91	1.90	1.91
4.5 Austauschkapazität (meq)													
COOH + phenolisches OH	17.26	16.37	15.05	18.70	21.63	27.04	13.43	16.83	20.79	22.86	14.03	13.94	19.07
COOH	5.45	5.51	4.98	5.83	6.26	5.05	5.17	5.62	5.73	6.12	4.77	5.39	5.93
Phenolische OH (Differenz)	11.81	10.86	10.07	12.87	14.37	21.09	7.62	10.76	15.06	16.74	9.26	7.55	13.68
4.6 Reduktive Spaltung, dünnschichtchromatographisch nachgewiesenen Phenole bzw. Phenolcarbonsäuren													
Resorcin	++++	++++	++++	++++	++++	++++	++++	++++	++++	++++	++++	++++	++++
Orcin	+++	+	+	—	—	—	+++	++	—	—	—	+++	++
5-Methyl-resorcin	++	++	+	—	+	++	++	—	++	++	+	++	+
p-hydroxy-benzoesäure	+	+++	+++	++	++	++	—	—	++	++	++	++	++
Vanillinsäure	—	—	—	—	—	—	—	+	+	+	+	+	+
Phloroglucin	—	—	—	—	—	—	++	—	++	+	+	++	++
2,5-Dimethylresorcin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Phenol „X"	++++	—	—	—	—	—	++++	—	—	—	—	++++	++++
Phenol „Y"	+	+	+	++	+	+	+	—	—	—	+	+	+

[1]) Verhältnis der Extinktionen der Fraktionen bei 500 nm.

Institutul Geologic al României

Für die vorliegende Untersuchung wurde eine Reihe von Methoden ausgewählt, von denen angenommen werden konnte, dass sie einen möglichst breiten Bereich der Eigenschaften eines Huminstoffsystems umfassen. Da die Methoden auch im Hinblick auf eine Automation möglichst einfach durchgeführt werden sollten, wurden die jeweiligen Huminstofflösungen, die bei der fraktionierenden Extraktion oder bei der Fraktionierung eines Gesamtextraktes anfallen, durch kolorimetrische Kennzahlen charakterisiert. Die optischen Messungen wurden mit dem Spektralphotometenr Unicam SP 300 durchgeführt. Aufgrund früherer Untersuchungen (S a l f e l d 1964) wurden als Kennzahlen für die ,,Menge an Huminstoffen'' die Extinktion bei 500 nm, als Kennzahl für die qualitative Zusammensetzung dieser Huminstoffe die drei Extinktionsquotienten E_{400}/E_{500} (EQ45), E_{500}/E_{600} (EQ56) und E_{600}/E_{700} (EQ67) verwendet. Für die Beziehung zwischen der Extinktion bei 500 nm und der ,,Menge an Huminstoffen'' gilt das gleiche, auf das oben für die Beziehung zwischen dem nach der Bichromat-Methode ermittelten ,,Kohlenstoffgehalt'' und dem wahren Kohlenstoffgehalt hingewiesen wurde. Es ist anzunehmen, wie auch die Untersuchungen von O r l o v (O r l o v, G r i n d e l 1967) zeigten, dass innerhalb einer Gruppe näher verwandter Huminstoffsysteme eine Proportionalität zwischen der Extraktion und der Menge besteht, die spezifische Extinktion, also etwa konstant ist. Es ist jedoch anzunehmen, dass zwischen den einzelnen Fraktionen eines Huminstoffsystems grössere Unterschiede in der spezifischen Extinktion bestehen. Genauere Untersuchungen darüber liegen bisher jedoch nicht vor.

Die Extraktion der Böden wurde nach drei verschiedenen Methoden durchgeführt: mit 0,1 n Natronlauge ohne Vorbehandlung des Bodens, mit 0,1 n Natronlauge nach Vorbehandlung mit 0,1 n HCl und mit 0,5% Natriumoxalat auf dem siedenden Wasserbad. Ausser der absoluten Extinktion, bezogen auf eine Konzentration von 1 g Boden auf 10 ml Extraktionsmittel, die unter den oben genannten Voraussetzungen in Beziehung zu der Menge an Huminstoffen stehen, liefern die von der Menge unabhängigen Extinktionsquotienten Kennzahlen, die in Bezeihung zu der Zusammensetzung der Huminstoffsysteme stehen. Das bezieht sich sowohl auf die Quotienten aus Extinktionen des gleichen Extraktes bei verschiedenen Wellenlängen (EQ45, EQ56 u.EQ67) als auch auf die Quotienten der Extinktionen (E_{500}) verschiedener Extrakte bei der gleichen Wellenlänge, die als EQ55 bezeichnet werden.

Die Extrakte mit 0,1 n Natronlauge nach Vorbehandlung mit HCl zeigten die höchsten Extraktionen. Aus diesem Grunde wurden mit diesen Extrakten zur weiteren Charakterisierung Fraktionierungen durch-

Institutul Geologic al României

geführt. Statt einer Fraktionierung des Extraktes durch Elektrolytfällung in zwei in der Literatur als „Braunhuminsäuren" und „Grauhuminsäuren" bezeichneten Fraktionen, deren Mengenverhältnis jedoch von der Elektrolytkonzentration abhängt, wurde der mit HCl vorbehandelte Boden direkt mit Natronlauge und Natriumsulfat bestimmter Konzentrationen extrahiert. Auf diese Weise wurden besser reproduzierbare Werte erhalten als bei der nachträglichen Fällung aus dem Gesamtextrakt. Wenn man die Extraktionen mit steigenden Mengen an Natriumsulfat durchführt, erhält man typische Fraktionierungsreihen. In der anliegenden Tabelle sind die Extinktionen der so erhaltenen Fraktionen angegeben. Über dieses von dem einen von uns (S) entwickelte Verfahren soll in anderem Zusammenhang eingehender berichtet werden.

Es wurde ebenfalls untersucht, wie weit eine fraktionierende Fällung beim Ansäuern der alkalischen Lösung brauchbare Kennzahlen zur Charakterisierung liefert. Als nach dieser Methode gewonnene Kennwerte sind in der Tabelle die pH-Werte angegeben, bei denen 25%, 50% und 75% der Huminstoffe, bestimmt durch die Extinktion, ausgefällt waren. Ausserdem sind die Differenzen der pH-Werte, bei denen 25% und 75% ausgefällt waren, aufgeführt. Auch über diese Methode soll in anderem Zusammenhang ausführlicher berichtet werden.

Eine weitere Fraktionierung wurde durch Gelfiltration über Sephadex 150 nach der Methode S ö c h t i g (1965) durchgeführt. Für die Durchführung dieser Messungen und die Diskussion der Ergebnisse danken wir Herrn Dr. S ö c h t i g. Als Kenzahl für die bei dieser Trennung erhaltenen Fraktionierung ist das Verhältnis der Verteilungsmaxima angegeben.

Als chemisch interpretierbare Kennzahl wurde im saueren Hydrolysat des Bodens reduzierende Zucker mit Anthron bestimmt und als g Glukose/100 g Boden angegeben.

Da die „Huminsäurefraktion" einen wesentlichen Anteil der Huminstoffe eines Bodens umfasst, wurde diese durch eine weitere Reihe von nach üblichen Methoden erhaltenen Kennzahlen charakterisiert. Als spezielle chemische Charakterisierung wurde mit dem Hydrolyserückstand eine reduktive Spaltung mit Natriumamalgam in Natronlauge nach B u r g e s u.a. (1963) durchgeführt. Die bei der anschliessenden Dünnschichtchromatographie des Ätherextraktes nachgewiesenen Phenole und Phenolcarbonsäuren sind in der Tabelle mit aufgenommen.

Institutul Geologic al României

Schlussfolgerungen

Eine wesentliche Voraussetzung für eine brauchbare Auswertung derartiger Serien von Kennzahlen in grösserem Rahmen ist die Kenntnis der Genauigkeit dieser Werte. Die in der Tabelle aufgeführten Werte sind mit Ausnahme der Ausbeuten an Huminsäurefraktion Mittelwerte aus zwei Einzelbestimmungen. Bei den Bestimmungen an den Huminsäurepräparaten wurden diese Einzelbestimmungen jedoch am gleichen Huminsäurepräparat durchgeführt. Die Problemstellung bei dieser Untersuchung war, ob mit den angewandten Methoden in einer Reihe von bodenkundlich differenzierbaren Tschernosemen und Horizonten Unterschiede festzustellen sind und in welcher Richtung diese Unterschiede liegen. Für eine Beurteilung dieser begrenzten Frage, für einen internen Vergleich von in Serie im gleichen Laboratorium untersuchten Bodenproben reicht nach unserer Auffassung eine derartige Sicherung der Messwerte aus. Bei einem externen Vergleich mit Huminstoffsystemen in anderen Böden unter Benutzung von Messwerten, die unter anderen allgemeinen Bedingungen gewonnen wurden, wäre im einzelnen zu prüfen, ob unter diesen Bedingungen eine hinreichende statistische Sicherheit der Messwerte bzw. der Unterschiede von Messwerten gegeben ist.

Mit diesen Einschränkungen können aus dem Zahlenmaterial eine Reihe von Schlüssen gezogen werden.

Die Spektren der Extrakte, insbesondere des Oxalatextraktes und der alkalischen Lösungen der Huminstoffpräparate zeigen, trotz erheblicher Unterschiede in der absoluten Grösse der Extinktionen, einen qualitativ einheitlichen Verlauf, wie er in den Extinktionsquotienten zum Ausdruck kommt. Dadurch lassen sich diese Böden als Gruppe gegen andere abgrenzen.

Innerhalb dieser Reihe zeigen mehrere Messwerte einen Gang in der Reihe S. Tsch., A. Tsch., D. Tsch., G.W.B. Der Kohlenstoffgehalt steigt in dieser Reihe an. Die Extinktion der Extrakte steigt in der Reihe S. Tsch., A. Tsch., D. Tsch., ebenfalls an, bei GWB fällt sie jedoch wieder ab. Das gleiche gilt für die Ausbeute an Huminsäurepräparat. Der Gehalt des Hydrolysats an reduzierenden Zuckern steigt ebenfalls in der gazen Reihe jedoch stärker als der Kohlenstoffgehalt an.

Eine Reihe von weiteren Kennzahlen deutet eine Gruppierung in dem Sinne an, dass die Werte von S. Tsch. und A. Tsch. einerseits, von D. Tsch. und GWB andererseits relativ nahe beieinander liegen. Das gilt für das Verhältnis EQ55 des Natronlaugeextraktes ohne Vorbehandlung zu dem Natronlaugeextrakt mit HCl-Vorbehandlung, für die

Institutul Geologic al României

Austauschkapazität der Huminsäuren und für die Kennzahl der Fraktionierung des Alkalieextraktes durch Gelfiltration über Sephadex.

Die für die Böden ermittelten Kennzahlen bringen demnach einerseits zum Ausdruck, dass die Böden in naher Beziehung zueinander stehen, andererseits zeigen die Kennwerte parallel mit der genetischen Entwicklung der Böden einen Gang. Darüber hinaus zeichnen sich zwei Gruppen ab, die möglicherweise in Beziehung zur Vegetation (Acker und Wald) stehen. Auch das Ergebnis der reduktiven Spaltung der Huminsäuren weist in dieselbe Richtung. Vier Phenole bzw. Phenolcarbonsäuren wurden bei allen Böden und Horizonten gefunden. Zusätzlich lieferten die Huminsäuren aus allen Horizonten der beiden Böden unter Wald Vanillinsäure und Phloroglucin.

Nachdem die verwendeten Methoden für die begrenzte Anzahl von Huminstoffsystemen zu brauchbaren Ergebnissen für eine differenzierende Charakterisierung geführt haben, sollte diese Gruppe von Bestimmungsmethoden zunächst auf eine erweiterte Serie von Huminstoffsystemen angewendet werden. Dabei sollte vor allem eine Variation in der Vegetation angestrebt werden, um einen möglicherweise sehr spezifischen und variablen Einfluss der Vegetation auf die Eigenschaften eines Huminstoffsystems eliminieren zu können.

Derartige Untersuchungen gewinnen in dem Masse an Wert, wie sie Teile eines umfassenden Konzeptes sind. Ein solches kann jedoch nur auf methodisch einheitlicher Basis in Zusammenarbeit mit daran interssierten Institutionen wirksam durchgeführt werden.

LITERATUR

Bremner J. M. (1965) Methods of Soil Analysis, *Agronomy*, 9, 2, Madison, USA.

Burges A., Hurst H. H., Walkden S. B. (1963) Nature of humic acids. *Nature*, 199.

— (1964) The phenolic constituents of humic acid and their relation to the lignin of the plant-cover. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 28, Oxford.

Kononowa M. M. (1961) Soil Organic Matter. *Pergamon Press*. S. 342 ff. New York.

— Belchikowa N. P. (1961) Quick method of determining the humus composition of mineral soils. *Sov. Soil Sci.*, (*Poeivovedenie*), London.

— (1967) Methoden zur Bestimmung der Humuszusammensetzung und ihre Rationalisierung. *Sov. Soil. Sci.*, London.

Orlov D. S., Grindel N. M. (1967) Spectrophotometric determination of the humus content in soil. *Pocivovedenie*, 1, Moskva.

Rhiem H., Ulrich B. (1954) Quantitative kolorimetrische Bestimmung der organischen Substanz im Boden. *Landw. Forsch.* 6.

Institutul Geologic al României

Saldfeld J. Chr. (1964) Fraktionierung eines Huminstoffpräparates mit wasserhaltigen organischen Lösungsmitteln. *Landbauforsch.*, Völkenrode.
— (1965) Die Charakterisierung von Humusstoffen durch Differenzen-Spektrogramm. *Mitt. Dt. Bdkl. Ges.* 4, Göttingen.
— (1968) Untersuchungen zur Klassifizierung der organischen Bodensubstanz. *Mitt. Dt. Bdkl. Ges.* 8, Göttingen.
Söchtig H. (1965) Auftrennung von Huminstoffen durch Gelfiltration. *Mitt. Dt. Bdkl. Ges.* 4, Göttingen.
— (1968) Zur Charakterisierung von Humusstoffen durch Gelfiltration. *Mitt. Dt. Bdkl. Ges.* 8, Göttingen.
Stevenson F. J., Mendez J. (1967) Reductive cleavage products of soil humic acids. *Soil Sci.* 103, Baltimore.

POUR UNE DESCRIPTION SYSTEMATIQUE DES SYSTEMES DE SUBSTANCES HUMIQUES — UNE ÉTUDE EFFECTUÉE SUR DES CHERNOZEMS DE ROUMANIE

(Résumé)

À comparer certains systèmes de substances humiques, plus ou moins apparentées au point de vue génétique, réclame toute une série de critères de caractérisation des plus exactes. L'interprétation des différentes informations doit tenir compte des conditions de formation de ces systèmes.

On a ainsi essayé, pour une série génétique de chernozems de Roumanie, si une caractérisation de leurs systèmes de substances humiques est possible grâce aux différets indices obtenus par des méthodes variées d'investigations.

Un premier groupe d'indices regarde le système de substances humiques des sols : teneur en carbone et en azote total, quantité de glucose de l'hydrolisate acide du sol, données optiques de certains alcalins, fractionnement par gelfiltration.

Le second groupe d'indices se rapporte à la fraction d'acides humiques extraits du sol : randement en acides humiques, données optiques des solutions alcalines (0,1 NaOH), ainsi que données de dégradationr réductive des acides humiques hydrolisés en milieu acide.

Les indices obtenus de cette manière, présentés sur un tableau, dénotent que ces sols ont des systèmes de substances humiques similaires, et que les valeurs obtenues montrent certaines variations graduelles,

Institutul Geologic al României

parallèles au développement génétique des sols respectifs, fait qui permet de faire des corrélations avec les conditions bioclimatiques dans lesquelles ceux-ci ont évolué.

PENTRU DESCRIEREA SISTEMATICĂ A SISTEMELOR DE SUBSTANȚE HUMICE — UN STUDIU PE CERNOZIOMURILE DIN ROMÂNIA

(Rezumat)

Compararea unor sisteme de substanțe humice, mai mult sau mai puțin înrudite din punct de vedere genetic, necesită o serie de criterii de caracterizare cît mai exacte cu putință, interpretarea diferitelor date trebuind să țină seama de condițiile de formare ale acestor sisteme.

S-a încercat astfel, pe o serie genetică de cernoziomuri din România, să se vadă dacă este posibilă o caracterizare a sistemelor lor de substanțe humice, prin diverși indici, obținuți pe baza aplicării unor metode variate de cercetare.

O primă grupă de indici a privit sistemul de substanțe humice ale solurilor respective: conținutul în carbon și azot total, cantitatea de glucoză din hidrolizatul acid al solului, datele optice ale unor extrase alcaline, fracționarea prin gelfiltrare.

A doua grupă de indici se referă la fracțiunea de acizi humici extrași din sol: randamentul în acizi humici extrași, datele analizei elementare, capacitatea de schimb, datele optice ale soluției alcaline (01 Na OH), precum și datele degradării reductive ale acizilor huminici hidrolizați în mediu acid.

Indicii obținuți pe această cale și prezentați într-un tabel general, exprimă pe de o parte că aceste soluri au sisteme de substanțe humice asemănătoare, pe de altă parte aceste valori arată unele variații treptate, paralele cu dezvoltarea genetică a solurilor respective, ce permit corelații cu condițiile bioclimatice în care acestea au evoluat.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

HEAD DEPOSITS IN THE ROMANIAN DANUBE PLAIN

BY

ANA CONEA [1]

The Romanian Danube Plain, situated in the south of Romania, is one of the regions within which the head deposits are constituted on a large area of loess and loesslike deposits. These materials overlay Pleistocene strata of fluviatile or lacustrine origin, so that the Quaternary cover is generally reaching a considerable thickness. In the eastern part of the Plain, the Quaternary/Pliocene limit placed by Liteanu (1961a) at a depth of about 500 m is evaluated even at 600 m (Guide — Book, 1964, p. 46). The loess and loesslike deposits show a comparatively small thickness not exceeding 40—45 m (maximum thickness in the southeastern part of the Plain was observed in the vicinity of the Danube; Liteanu, 1952). Although their thickness is rather small, the deposits, however, display considerable variations. Changes on surface or horizontally consist firstly of variations in the mechanical composition of the upper loess layer. We will therefore refer to the latter, leaving the soil profile aside. We will endeavour to reach some conclusions as regards the age of the surface layer taking into account this time particularly the profile of the soils. The changes in the vertical sequence of loess strata are determined both by variations of less importance in the mechanical composition of a loess layer, and especially, by the existence of paleosoils or of formations of another nature in the constitution of a loess packet.

MATERIALS USED

When writing this paper we have essentially relied on pedological data to be found at the Geological Institute, resulting from the field research work carried out in order to plot soil maps, and to which

[1] Geological Institute, Bucharest, Romania.

Institutul Geologic al României

the author took part since 1951. The loess profiles have also been studied and described by soil scientists. We are particularly indebted to our colleagues, N. Florea and C. Oancea who kindly put at our disposal data concerning five from the eleven loess sections mentioned in the text. The other six have been studied by the author. The mechanical analyses have been carried out by P. Vasilescu in the Laboratory of the Pedology Department of the Geological Survey Entreprise.

DISCUSSIONS

a) **The upper loess layer.** The layer discussed is, as a matter of fact, the parent material of soils. It is, however, necessary to specify that within the Romanian Plain soils of the stable relief show various profiles, which excepting the peculiar pedogenesis processes, allow us to presume differences of age that may be sometimes estimated even to tens thousand of years. These soils are on vast areas Chernozems, some of them without and others with cambic B horizon. Some Chernozems have in their profile an argillic B horizon, the A horizon of the soil being at least partly developed at the expense of the latter. In some Chernozem profiles (or Leached Chernozems in Romanian nomenclature) argillic B horizons are strongly developed both as regards their thickness and their clay coatings that uninterruptedly cover the ped faces. Some soils of black hue from the Plain belong to the category of Vertisols; other ones are of Alfisol order. Some of the latter present a reddish Bt horizon, and are classified by Romanian soil scientists as Reddish-Brown-Forest soils[2]. Some soils displaying Planosol characteristics have a part of the Bt horizon black, clayey resembling the Vertisols with which moreover they are associated. Sometimes the B21t subhorizon presents these characteristics, other times only B22t, the upper part being mottled. As it results from the general soil map figured on the Plate I (inset map), the above mentioned soils succed in a certain order; thus the Chernozems occupy the eastern part and the southern border of the Plain, the Reddish Brown Forest soils are predominating within an area north of Chernozems, starting only from a certain line westwards[3]. The Vertisols and Planosols follow northwards, the former

[2] Some Reddish Brown Forest soils are Mollisols.

[3] It is worth mentioning that, generally, the Reddish Brown Forest soils are characterized by a strongly developed Bt horizon. Sometimes, however, in this category there have been likewise included soils with only thin discontinuous coatings on ped faces due to the more or less reddish hue of their profile.

Institutul Geologic al României

extending over the southern part of the area and occurring only in the western part of the Romanian Plain. The present climatic conditions do not satisfactorily account for this sequence of soils. The climate has a marqued continental character, particularly in the southern part of the Plain. The mean early temperature exceeds 11° along the Danube and gradually decreases northwards to less than 10°. The mean temperature of the warmest month decreases in the same direction from 23° to less than 22°. The mean yearly rainfall increases from about 400 mm in the eastern part of the Plain to 600 mm west- and northwestwards. Neither the forest vegetation which covered in a not too remote past a large area of the Plain does satisfactorily account for the formation of some argillic B horizons, sometimes exceeding 2 m in thickness, during a rather short period, e.g. in the Holocene. In this case it is necessary to take also into consideration the age of soils, this factor being to a certain extent more important than the two pedogenesis agents for the explanation of the soil characters. Therefore, also the parent material of the respective soils let us presume a different age, and over some areas various origins. Hence, our considerations are referring to a surface layer approximately 2—2.50 m in thickness, which is not everywhere of the same age and origin. It is not everywhere loess; over certain areas it may not even be considered as a loesslike deposit.

The map of the Plate I shows that, in general, the texture of the soil parent material, excluding the areas with reworked sands and those to be found in their close vicinity, is ever finer starting from the Danube river to the northern boundary of the Plain, passing from sandy loam with a percentage of 15—20 clay $<$ 0,002 mm, to clay, sometimes with 50 per cent particles of this size. In the same plate there are also shown lithological formations constituting the head deposits of the Romanian Plain. There are to be found sands and loamy sands reworked by wind, building up a dune relief along the border of interfluves. A large part of the surface of the Plain (terraces or plain) is covered by loess, predominantly with silty loam to loamy texture. For the southern part of Romania this type of loess is characteristic; in comparison with the loess from other countries it is finer textured and nearly devoid of coarse sand ($<$ 1 per cent, usually $<$ 0.1 coarse sand particles). It contains a percentage of lime ranging from 15 to 20. On a nearly equal area the upper layer is formed of materials having the appearance of loess, but with a texture of silty clay loam which may be considered as loesslike deposit. The content in carbonates of these materials is lower :

Institutul Geologic al României

generally about 10 per cent. They seem to be similar to those described by F i n k (1966) under the denomination of "Staublehm".

A finer material with a silty clay texture does not present loesslike features. Its content in carbonates is still lower; less than 5 per cent. The area within which such materials have been identified is rather restricted. It represents the intergrade to the region where the swelling clays, on which have developed the Vertisols from the Romanian Plain, do occur. These swelling clays, poor in carbonates or even devoid of them, contain more than 45 per cent clay < 0.002 m and more than 60 per cent clay < 0.01 mm (it is to be noticed that the ploughed layer of Vertisols, which have formed on them, shows a coarser texture).

Finally, on certain areas there occur clays covered by a thin layer of coarse deposits not exceeding 1 m which constitute the parent material of the upper horizons of Planosols.

The characteristic features of the above mentioned deposits suggest a different origin for the main formation; hence it is only to the loess and loesslike deposits (exception made for those from the piedmont plain) that an aeolian origin may be assigned, the fine clays are lacustrine head deposits in whose genesis the aeolian materials are or are not participating. This fact is also attested by some peculiar features of the sequence of various soil parent materials in the main units into which may be divided the Plain particularly from this point of view[4]. Following units are to be distinguished:

(1) The north-eastern part of the Romanian Plain — Covurlui Plain — built up of relatively narrow interfluves and terraces is covered by a typical loess. The same deposits cover northwards a large part of the Moldavian Table land.

(2) The eastern part of the Romanian Plain is formed by wide interfluves mostly covered by loess. Each of these interfluves is characterized by a specifical sequence of deposits (C o n e a et al., 1963) namely: on the northern border sands and loamy sands (occupying larger areas within the central interfluve), followed southwards by a strip of loess with a high content in coarse particles (generally exceeding 3 per cent of coarse sand), being wider or narrower depending upon the extension of the aeolian sand area; the southern part — the most extended area — is covered by loess. The typical loess is more sandy in the vicinity

[4] They are not the same as the divisions of geographical order of the Romanian Plain which being more numerous may be used to characterize the region at a lower level than the one applied in the present paper.

Institutul Geologic al României

of the Danube and finer textured towards the inside. Northwards, it passes into loesslike deposits showing a silty clay texture, devoid of coarse particles at the beginning, and afterwards containing coarse particles in large quantities, particularly in the piedmont region, as a function of the deluvial origin of the material. Without going into details, the specific features of the piedmont region within the plain are to be stressed, and namely : in its lower part large Holocene cones and fans occur, made up by torrents proceeding from the closely neighbouring hilly region ; in the higher region, i.e. in the piedmont plain, pebble strata are covered by loesslike deposits predominantly with a fine texture.

(3) The central part is dissected by deep valleys in relatively narrow interfluves overlain from SSE towards NNW and SSW towards NNE by : typical loess, which occupies a not too wide strip on the border of terraces or of the Plain close to the Danube or Olt flood plains ; loesslike deposits and clays which pass then into swelling clays and obviously bi- or polystratified materials covering with a thin layer the pebble of Lower Quaternary and of the younger step cone formed by the Argeş river at its entering into the plain.

(4) The western part consists of two main interfluves on whose western border sands and aeolian loamy sands do occur ; a relatively narrow loess strip marks the passing to fine textured loesslike deposits. Northwards, in the neighbouring geomorphical unit named the Getic Piedmont, there occur swelling clays that are northwards covered by coarser materials. As a whole, the sequence of deposits is the same as that described for the central part of the Plain, since between the two units of the Plain and the Getic Piedmont there have been noticed similarities as regards their origin and evolution in the Quaternary time, and respectively, the constitution of head deposits and soils. The more marqued extension of terraces and the occurence of sands over large areas give a peculiar pattern to the southern part of the Plain, west of the Olt river.

The difference existing between the mechanical composition of loess in this district, and the one covering the other parts of the Plain, is to be noticed. Thus the content of clay being nearly equal, the loess and loesslike deposits from the Western Plain, at least in the upper layer, are more sandy and contain with rare exceptions a coarse sand in a proportion of 2—5 and more than 5 per cent. The loess to be found in the Plain, east of the Olt river is more silty, even in the vicinity of areas with aeolian sands, and its content in coarse sand is either less than 0.1 per cent, or is completely absent. It seems that in the wes-

Institutul Geologic al României

tern part of the Romanian Plain the genetical correlationships between loess and local sands are closer than those in the central and eastern part of the Plain.

b) **Head deposit stratigraphy**. The constitution of head deposits is not everywhere the same. Within loess there occur strongly developed paleosoils separated by unweathered loess layers whereas in clays from the northern part and even in fine textured loesslike deposits, such formations are not distinct, however, the soil profile displays a large thickness as it has been previously shown. It is obvious that there also exist loess deposits within which paleosoils do not occur; either they did not form or have been destroyed through erosion.

Based on a material as yet unsufficient to draw more general conclusions, and with a view to minutely trace up various sequences, we will endeavour to show some characters of the head deposit stratigraphy.

On the Plate II there are presented 11 loess profiles located in the region covered by loess or loesslike deposits approximately trending W—E (Plate I). The profiles are not complete: some reach to sandy or gravel strata assigned to the Lower Pleistocene, respectively Villafranchian or a younger level (Saint-Prestian according to L i t e a n u, 1952, 1953, 1961 b), whereas others do not even entirely cut the loess cover. Among the 11 above mentioned profiles 4 (and the 5th uncertainly) are located on terraces, and the others on the plain proper.

The profile 2, displaying the head deposits of the terrace 10—12 m rel. alt. of the Olt river, as well as other sections investigated in the same terrace, shows a layer of loesslike material about 4 m in thickness (of deluvial origin in the section studied) within which occurs as pedological formation but a weakly developed buried soil, here and there absent, to which no stratigraphic value can be assigned. The Bog soil at the bottom is a strongly developed formation with a very fine texture rich in organic matter and vegetal remnants[5]. It may, however present a certain stratigraphic value. This Bog soil has been encountered in several sections cutting the terrace of 50—55 m rel. alt. of the same river (profile 3, and probably with a coarser texture also in profile 4). At the base of the humiferous horizon and immediately under it a mollusca fauna of the Pliocene type[6] permits us to consider this soil

[5] We have not as yet a palinological analysis at our disposal, though it would have proved of great use.

[6] Confirmed by C. G h e n e a, after examining shells collected by the author from the Profile 3.

Institutul Geologic al României

as representing the last Pliocene formation which closes the lacustrine phase of the plain in this region. It is, according to our opinion a pedological formation which may be considered as a guide mark for establishing the base of the Quaternary in this part of the Plain.

Profile 1 described by O a n c e a[7] is located on a Danube terrace, 27—35 m rel. alt.[8] The loess (of aeolian origin) overlies fluviatile deposits in which lime has accumulated by leaching and originated a petrocalcic horizon. In turn the latter covers a marly layer, according to the author's description, with sands and pebble at the bottom. The continuity of the loess deposit is interrupted by fluviatile sands. Bellow the latter a loess layer showing a finer texture than the upper one underlies a soil group correlated by the author with GS 3 (GS = soil group). This soil group seems to be constituted of two soils, according to the lime and organic matter curves. The upper buried paleosoil is a B horizon. A strip of weakly developed soil is intercalated in the upper loess layer. The presence of the petrocalcic horizon rises, however, the problem whether the level on which this profile is located does or does not belong to the terrace reaching 27—35 m. Within profiles investigated in this Plain (C o n e a, 1969) or in Dobrogea (C o n e a, 1968 b) such a horizon has only been encountered in formations belonging, at least, to the GS 5. In the profile 7 b it overlies the soil formed on sands which end the Frăteşti pebble dated by L i t e a n u as Saint-Prestian (G-M), and is covered by red clays which could not form in the Upper Pleistocene. The sequence of lithologic and paleopedologic formations in the profile no. 1 pleads for the hypothesis that the pebble and the sands from the base of the terrace, that might be dated as Upper Pleistocene from the point of view of altitude, do not belong to it. We presume the existence of some erosion phases, sometimes of fluviatile accumulation, which have destroyed the paleopedological and lithological formations inclusively the soil whose petrocalcic horizon resisted the erosion and is assumed to belong to the GS 5.

The profiles 3 and 4 characterize the Olt terrace 50—55 m rel. alt. south of the town of Slatina. Within the loess layer (of aeolian origin and generally poor in lime) 7—9 m in thickness, one may distinguish two groups of weakly developed soils, estimated as GS 1 and GS 2 and

---

[7] C. O a n c e a. Date paleogeografice asupra teraselor dintre Drincea şi Jiu (manuscript).

[8] We have not as yet data regarding the constitution of the loess covering the terrace of 18—22 m rel. alt.

Institutul Geologic al României

a third one reaching 3—4 m in thickness where about 4 soil profiles may be identified, most probably representing two soil groups GS 3 and GS 4. The absence of the petrocalcic horizon also leads us to this conclusion.

The profiles 5 and 6, both of them located in the central part of the Plain, point out the small thickness of the fine textured (of aeolian origin) layer bearing loesslike material, weathered either completely into a Bt horizon (profile 5) or reflecting phases characterized by various soil forming processes (profile 6). This layer overlies swelling clays, redder or yellower with large and frequent lime concretions obliquely oriented on slicken-sides. They have been dated at least as GS 5 and older.

The profile 7a, otherwise incomplete, located in the Plain close to the Danube south of Bucharest, resembles that of the Olt terrace 50—55 m rel. alt. (profile 3 and 4). Within the loess (of aeolian origin) the author has indentified a GS 2 and a GS 3. In the profile 7b, representing the lower part of the Quaternary stratigraphical column, the above mentioned petrocalcic horizon may be distinguished.

The last 4 profiles (8—11), described by N. F l o r e a, are located in the eastern part of the Plain. They are thin in comparison with the total thickness of the loess cover, particularly, that of the eastern outermost part of the region (profile 9—11); the profile 8 reaches as far as to the close vicinity of the ground water table. A group of soils constituted of a moderately developed Bt horizon overlaying an A horizon occurs in the profile 8; a weakly developed B horizon interrupts the continuity of the loess layer from the profile 9; other paleopedological formations do not occur. However, tracing up in diagrams of the Plate III the movement of carbonates along the profile, one may observe, besides the maxima corresponding to the present soil or to distinct paleosoils, still such a maximum which may be interpreted as a Cca horizon of a destroyed soil in the profiles 8 and 10.

CONCLUSIONS

From the map enclosed (Plate I and fig. 1), as well as from profiles (Plate II and III) it results that the typical loess occurs in layers of a considerable thickness, particularly in the eastern part of the Plain. Taking into account the fact that also in Dobrogea the loess cover reaches a high thickness, it may be inferred that the thickest loess layers overlie the south-east of Romania, respectively the region with the most arid present-day climate in the country. These head deposits get thinner both westwards of the Plain where they are located along the Danube,

Institutul Geologic al României

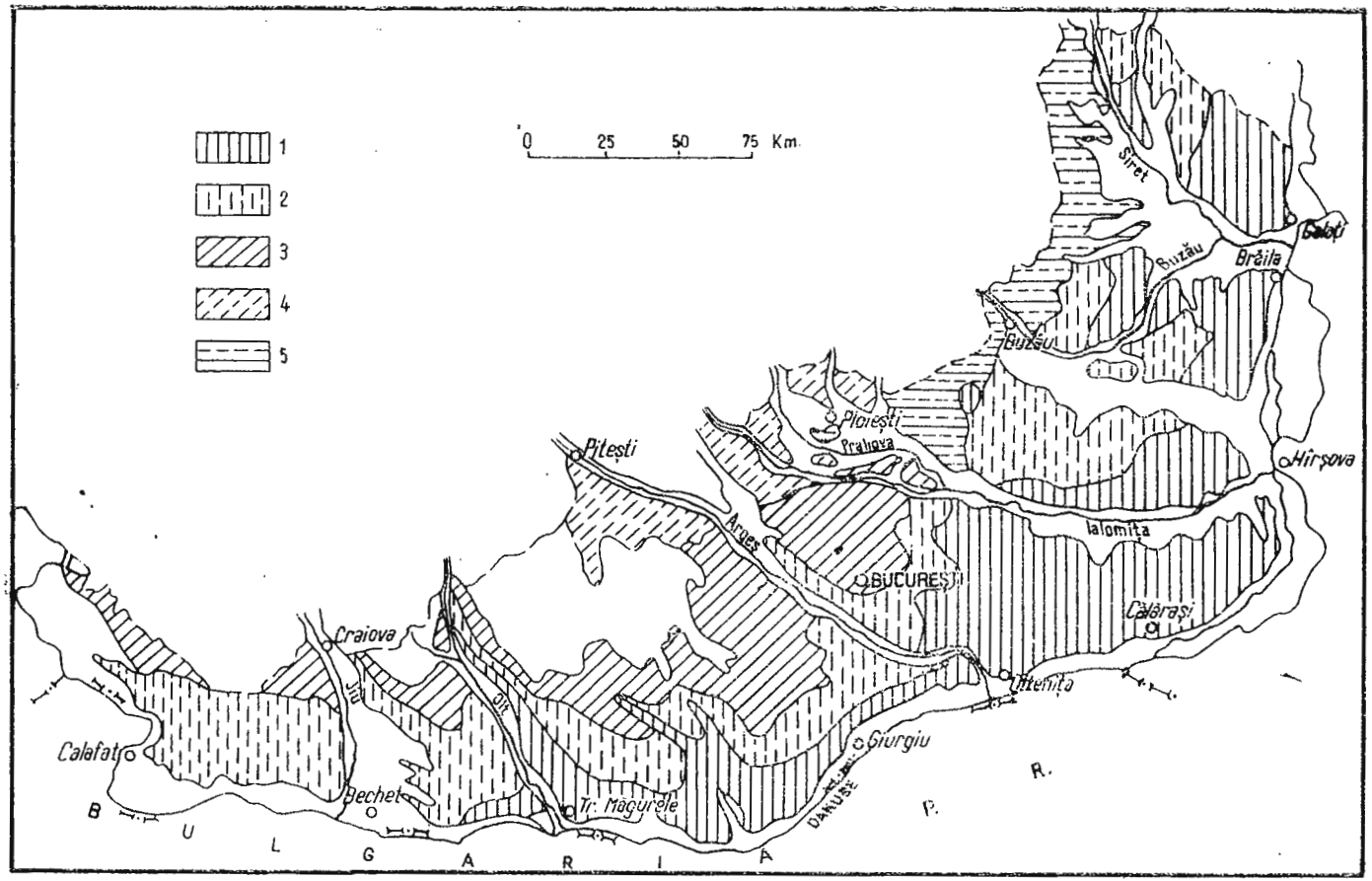


Fig. 1. — Origin and thickness of loess and loesslike deposits of Romanian Danube Plain.

1, thick (more than 3–5 m) aeolian loess layer; 2, thin (up to 3–5 m) aeolian loess layer; 3, thin aeolian fine textured loesslike deposits; 4, very thin (up to 1 m) aeolian (?) deposits; 5 deluvial or mixed (aeolian and deluvial) loesslike deposits (varied in thickness.)

Institutul Geologic al României

and towards the piedmont region (fig. 1). In the central and western part of the Plain (and northwards in the Getic Piedmont) the loess cover gets more and more thin, gradually diminishing so that it is absent over a large area, and the soil is formed on swelling clays directly overlying the Lower Quaternary deposits. But northwards these clays are again overlain by coarser materials[9], to which as well as to the loess, some researchers (Asvadurov, Vasilescu, 1968) assign an aeolian origin. They present moreover a part of the features characterizing the loess (mechanical composition, porosity, sometimes the colour, however, they are devoid of carbonates that could have still existed at the deposition of the material, but which have been subsequently washed out).

The number of the profiles investigated is not sufficient to assume in which namely interval of time the oldest loess layer of the Romanian Plain was deposited. It is only on their basis that conclusions presuming the oldest soils, formed on loess, would have belonged to GS 3, could be drawn, and therefore the first loess layer having been deposited during the Rissian. Although we have no data at our disposal, nevertheless, we may assume that in this region, as in Dobrogea (Conea, 1968) also an oldest loess (Mindelian) does exist. It can only be encountered in the central and western part of the region as it has been for a long time known that the relief of the eastern part within the Romanian Plain, excepting the district between the Siret and Prut rivers, is much younger (Vîlsan, 1915; Liteanu, 1961a; Mihăilescu, 1966). Over a large area this relief is even very young as it is proved, moreover, by the large extension of the recent fluviatile deposits which are still nowadays carried by rivers (Plate I).

When comparatively examining the distribution area of loess and aeolian sands, the following may be ascertained: the eastern part of the Plain is entirely overlain by loess, the area occupied by aeolian sands being small (sands are more extended only on the border of a single interfluve); in the western part of the Plain, the distribution area of the loess is reduced in comparison with large areas within which aeolian sands are met with; between the two units, i.e. in the central part of the Plain, the loess forms a relatively narrow strip alongside the two rivers: the Danube and the Olt. This distribution of the lithologic formations raises some problems concerning the origin, the source sup-

[9] The author does not refer to the clay deposits overlaying the terraces.

Institutul Geologic al României

plying the material and the age of deposits from the three compartments of the Romanian Plain.

As regards the origin it is obvious that the wind played the chief part in covering the Romanian Plain with loess and loesslike deposits: in the eastern part the N and NE winds, in the western part the W and SW ones. In the central part of the Plain, aeolian materials have been brought by winds blowing ever weakier from the west as far as the region east from the Vedea river, and by eastern winds in the Plain south of the Argeş river (Burnas). The more intense activity of the western winds is proved by the presence of aeolian sands, to be found only on the left bank of rivers, where both thickness and distribution of loess cover are larger. However, the most considerable quantities of dust have been carried in the Plain by the N and NE winds.

It is well known that the flood plains of rivers which dissect the Romanian Plain (M u r g o c i, 1907) are one of the main sources of aeolian dust to which must also be added the pre-Quaternary (or Lower Quaternary) formations cropping out on the border of valleys. This fact may be with certainty affirmed for the loess from the western part of the region where it is obviously associated, as location and extension, with aeolian sands, the Danube and Jiul flood plains and the outcrops of Lower Quaternary and Pliocene deposits. The higher content in sand and lower in silt in the above mentioned loess, the existence of an aeolian relief in the very plain flood of the Danube, as well as the difficulties encountered on some areas as regards the distinction between fluviatile sandy relief and the continental one, are also to be noticed.

It is unlikely that the large quantities of loess in the eastern part of the Plain would have proceeded from a single local source. As the loess deposits cover the region north of the Black Sea (USSR), it has probably originated in its most part from more remote sources.

Within the Romanian Plain, like in other regions of Romania, the largest extension and thickness are displayed by younger loess layers (Würmian) either owing to the fact that being more recent they have better preserved, or that in this part of the Pleistocene the deposition of loess has been more intense. In this way one may explain why the eastern Romanian Plain — younger than the other parts of the region — is almost entirely overlain by loess. The stratigraphy of this loess is, however, simple: there have been mentioned at the most 2—3 strips of buried soils (M u r g o c i, 1910; B a n d r a b u r, 1961). In the western part of the Plain, on higher terraces, 3 or 4 groups of buried

Institutul Geologic al României

soils have been identified, and within the Plain other older paleopedological formations (petrocalcic horizon, red clays) are to be noticed.

In conclusion the author emphasizes the part played by lithogenesis in the formation of soil profiles developed on loess in the Romanian Plain, as well as that played by pedogenesis in the weathering of dusts sedimented in thin layers. In areas within which the sedimentation has been intense, the present soil is young, shows a less developed profile corresponding to a weakier weathering, as it is the case for the external margin, and especially, the eastern part of the Plain. Among soils formed on loess only those — respectively the chernozems without B horizon, or at the most, with a cambic B horizon — may be considered as monogenetic, having formed during the Holocene. In areas within which small quantities of dust have been deposited, the successive layers were uninterruptedly subjected to soil forming processes which have led to the formation of thick, sometimes even very thick soil profiles, whose horizons differ in age. There are profiles that underwent a complex pedogenesis in the course of which varied processes have taken place. Such polygenetic soils show particularly strongly developed argillic horizons. They are Pleistocene in age (exception made for the upper horizons formed in Holocene). Most of them seem to have in their profile horizons from GS 3. Vertisols are at least synchronous to the latter, and most probably many of them may be parallelized with the formations of GS 5 or even the older ones.

In all above cited cases the contribution of the denudation process for preserving the pedological and lithological formations is to be taken into consideration. The former has been extremely active in the piedmont region where the loesslike deposits, even if initially they had an aeolian origin, have been reworked together with other formations by means of water. It may seem that in other regions of the Plain its contribution has been rather important as it is attested by the lack of some formations built up in this district during the Quaternary time.

REFERENCES

Asvadurov H., Vasilescu P. (1968) Asupra originii materialului parental al orizonturilor eluviale la unele soluri silvestre podzolice din România. *St. Solului*, VI, 1, Bucureşti.

Bandrabur T. (1961) Cercetări hidrogeologice pe interfluviul Ialomiţa — Mostiştea — — Dunăre. *Inst. Geol. St. tehn. econ. seria E, Hidrogeologie*, 5, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Conea Ana (1968) Formaţiuni pedogenetice şi depozite cuaternare în Dobrogea centrală şi de sud (Thesis, Summary). Bucureşti.

— (1969) Materiale parentale şi soluri fosile în Cîmpia Burnasului. *Inst. Geol. St. tehn. econ. seria C, Pedologie*, 16, Bucureşti (under press).

— Ghiţulescu Nadia, Vasilescu P. (1963) Consideraţii asupra depozitelor de suprafaţă din Cîmpia Română de Est. *Inst. Geol. St. tehn. econ., seria C, Pedologie*, 11, Bucureşti.

Coteţ P. (1957) Cîmpia Olteniei. Ed. Ştiinţ., Bucureşti.

Fink J. (1966) Zametki k voprosu o loesse, Sovrem, i cetvert. continent. litogencz. Acad. Nauk. SSSR. Kom. po izucenio cetvert. perioda, Moskva.

— (1968) Paläopedologie, Möglichkeiten und Grenzen ihrer Auwendung. *Zeitsch. f. Pflanz. u. Bodenk.*, 121, 1, Weinheim.

Liteanu E. (1952) Geologia zonei oraşului Bucureşti. *Inst. Geol., St. tehn. econ., seria E, Hidrogeologie*, 1, Bucureşti.

— (1953) Geologia ţinutului de cîmpie din bazinul inferior al Argeşului şi a teraselor Dunării. *Inst. Geol. St. tehn. econ., seria E, Hidrogeologie*, 2, Bucureşti.

— (1961 a) Cercetări geologice şi hidrogeologice în Cîmpia Română de NE. *Inst. Geol. St. tehn. econ., seria E, Hidrogeologie*, 5, Bucureşti.

— (1961 b) Aspecte generale ale stratigrafiei Pleistocenului şi geneticei reliefului din Cîmpia Română. *Inst. Geol., St. tehn. econ., seria E, Hidrogeologie*, 5, Bucureşti.

— Pricăjan A., Bandrabur T., Vasilescu G., Martiniuc C., Gavrilescu L., Gheorghe Al., Căldărin D., Vintilescu L., Nimigeanu G. (1961) Studiu hidrogeologic privind Oltenia de SE. *Inst. Geol. St. tehn. econ., seria E, Hidrogeologie*, 5, Bucureşti.

Mihăilescu V. (1966) Dealurile şi cîmpiile Românici. Studiu de geografic a reliefului. Ed. Ştiinţ. Bucureşti.

Murgoci G. M. (1907). Cîmpia Română şi Balta Dunării. Opere alese, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.

— (1910) Climatul în România şi în regiunile învecinate în timpul Cuaternarului tîrziu. Opere alese, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Popovăţ M. (1944) Recherches sur le loess. Une coupe à Slobozia Veche (Ialomiţa). *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXIX (1940—1941). Bucureşti.

Protopopescu-Pache Em. (1923) Cercetări agrogeologice în Cîmpia Română dintre valea Mostiştei şi Riul Olt. Dare de seamă asupra lucrărilor pe teren din vara 1907. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, I, Bucureşti.

Vilsan G. (1915), Cîmpia Română, Bucureşti.

* * * (1964). Guide-Book of Excursions, I, Chap. I, Romanian Lower Danube Plain, *VIII-th Int. Congr. of. Soil Sci.*, Bucharest — Romania.

Institutul Geologic al României

DÉPOTS DE COUVERTURE DANS LA PLAINE ROUMAINE DU BAS DANUBE

(Résumé)

Les caractères du sol et du matériau originel dénotent, en général, que dans la Plaine Roumaine il y a une succession caractéristique de dépôts de couverture constituée de : sables limoneux remaniés par le vent, loess à texture moyenne, dépôts loessiques à texture fine, argiles fines (gonflantes) recouvertes ou non d'une mince couche de matériaux plus grossiers. Cette succession peut être poursuivie à partir du Danube vers le Piémont Gétique, c'est à dire du sud et de sud-est vers le nord et le nord-ouest (Pl. I).

Dans le loess apparaissent, bien développés, des paléosols séparés entre eux par des couches de matériaux non-solifiés, qui deviennent de plus en plus minces vers l'intérieur de la plaine (fig. 1). Au fur et à mesure que ces couches de loess perdent en épaisseur, leur texture s'affine, et les caractères typiques changent. Elles forment des dépôts loessiques qui constituent une zone de transition entre le loess et les argiles fines. Entre les sables remaniés, le loess et les dépôts loessiques il y a donc des rapports génétiques étroits, suggérant une origine éolienne commune. Les argiles fines ne reviennent pas à la même série et selon toute vraisemblance ont été déposées par l'eau, à leur genèse participant ou non des matériaux éoliens.

Cette succession se reflète dans la couverture actuelle des sols (Pl. I, médaillon) dans le sens que dans la même direction (du SSE au NNW) apparaissent des sols à genèse de plus en plus compliquée, avec des profils de plus en plus développés, dans la constitution desquels peuvent être reconnus des horizons anciens, voire même très anciens. Respectivement se succèdent : chernozems et chernozems lévigués à horizon B cambique, développés sur du loess ; chernozems lévigués à horizon B argilique et sols brun rougeâtre développés sur des dépôts loessiques ; vertisols développés sur des argiles fines gonflantes. Sur les surfaces où ces argiles ou autres matériaux sont recouverts de minces dépôts limoneux, apparaissent des sols lessivés (planosols), à horizon éluvial et illuvial fortement développé.

Des groupes de sols enfouis de différents âges (GS 1 jusqu'à GS 7) ont été identifiés dans le loess, recouvrant les interfluves de la plaine ou les terrasses (Pl. II). Dans la région à dépôts loessiques, le matériau déposé en couches minces a été affecté, sur toute son épaisseur, par des proces-

Institutul Geologic al României

sus successifs de pédogenèse (syn- et postsédimentaires), si bien que les paléosols enfouis sont rarement distincts. Les groupes des sols enfouis identifiés dans la région recouverte de loess doivent être corrélés aux horizons qui constituent les profils épais des sols de la région recouverte de dépôts loessiques. Le principal processus de pédogenèse, aisément identifié dans ces sols, à cause des enduits épais d'argiles qui enrobent les surfaces des agrégats structuraux, est le lessivage de l'argile.

Un examen des couches qui constituent la colonne géologique des dépôts quaternaires et l'aire de distribution des différentes formations lithologiques dans les principaux compartiments de la plaine relèvent que :

1. les couches épaisses (plus de 5 m) de loess typique calcaire (à texture moyenne, à faible contenu en sable fin et sans sable grossier) caractérisent la partie orientale de la plaine ; les sables éoliens y occupent des surfaces relativement réduites ;

2. les couches minces (moins de 5 m) de loess calcaire (à texture moyenne, toutefois pauvres en particules des dimensions du limon et avec différentes quantités de sables grossiers — plus de 2—3%) apparaissent dans la partie occidentale de la plaine, en Olténie. Les sables éoliens y occupent de vastes surfaces ;

3. les couches plus ou moins épaisses de loess recouvrent des surfaces relativement étroites le long du bord du Danube et de l'Olt, dans la partie centrale de la Plaine (entre Argeş et Olt). Les sables éoliens n'apparaissent que localement. Les dépôts loessiques et les argiles constituent la plus grande partie de la couverture qui recouvre les graviers d'âge quaternaire inférieur ;

4. le loess qui occupe la partie orientale a été déposé surtout par les vents de N et de NE, qui ont remanié des matériaux enlevés aux plaines alluviales des rivières de la région ainsi qu'aux régions plus éloignées, peut-être surtout à ces dernières. Le loess qui occupe la partie occidentale de la plaine a été transporté par les vents de l'W et du NW, sa principale source étant, comme les caractères du matériaux l'indique, les plaines alluviales et les formations préquaternaires ou quaternaires anciennes qui affleurent sur les versants des principales vallées de la région. Vers le centre de la Plaine, les poussières éoliennes ont été transportées par les vents de l'W (jusqu'à l'E de la rivière de Vedea), autant que de l'E ;

5. dans la Plaine Roumaine, tout comme dans d'autres régions de la Roumanie, les couches de loess jeunes (würmiennes) sont les plus répandues et les plus épaisses. Au cours de cette étape du Quaternaire c'est probablement déposée la plus importante quantité de poussière. Étant plus récentes ces formations sont certainement les mieux conservées ;

Institutul Geologic al României

6. dans la région à dépôts loessiques et argiles, tout près de la surface apparaissent des formations pléistocènes plus anciennes, généralement transformées par des processus de pédogenèse. La dernière partie du Quaternaire et de l'Holocène sont représentées par des couches dont l'épaisseur est insignifiante, voire même pour un profil de sol. Généralement, parmi les sols développés sur des loess ou sur des dépôts loessiques de la Plaine Roumaine, ceux sans horizon B ou ceux tout au plus avec l'horizon B cambique (sols monogénétiques) peuvent être considérés holocènes, alors que ceux à horizon B argilique (sols polygénétiques) sont pléistocènes (à l'exception de leurs horizons supérieurs, formés durant l'Holocène). Selon toute vraisemblance la plupart de ces sols présentent des horizons du GS 3. Les vertisols sont au moins contemporains de ces derniers, et fort probablement beaucoup d'entre eux peuvent être parallélisés à des formations de GS 5, voire même plus anciennes.

DEPOZITE DE SUPRAFAȚĂ ÎN CÎMPIA ROMÂNĂ

(Rezumat)

Cercetarea solurilor și a materialului lor parental arată că, în mare, în Cîmpia Română există o succesiune caracteristică de depozite de suprafață, la care participă : nisipuri și nisipuri lutoase remaniate eolian, loess cu textură mijlocie, depozite loessoide cu textură fină, argile fine, acoperite sau nu cu un strat subțire de materiale mai grosiere. Această succesiune poate fi urmărită, dinspre Dunăre spre Piemontul Getic, adică dinspre S și SE spre N și NW (Pl. I).

În loess, apar, bine individualizate, paleosoluri, separate între ele prin strate de material nesolificat, din ce în ce mai subțiri spre interiorul cîmpiei (fig. 1). Pe măsură ce aceste strate de loess se subțiază, textura lor devine mai fină, pierzînd caracterele loessului. Ele formează depozitele loessoide, care constituie un areal de tranziție între loess și argilele fine. Între nisipurile remaniate, loess și depozitele loessoide există, așa dar, strînse raporturi genetice ; respectiv ele presupun o origină eoliană comună. Argilele fine nu aparțin aceleiași serii și par a fi depuse de ape, la geneza lor participînd sau nu materiale eoliene.

Această succesiune este reflectată în învelișul actual de soluri (Pl. I, în medalion), în sensul că, pe aceeași direcție apar soluri mai complicate ca geneză, cu profile din ce în ce mai dezvoltate, în alcătuirea cărora pot

Institutul Geologic al României

fi recunoscute orizonturi vechi sau foarte vechi. Respectiv se succed : cernoziomuri şi cernoziomuri levigate, cu orizont B cambic, pe loess ; cernoziomuri levigate cu orizont B argilic şi soluri brun roşcate pe depozite loessoide, soluri negre argiloase compacte (vertisoluri) pe argilele fine gonflante. În arealele în care, aceste argile sau alte materiale sînt acoperite cu depozite mai grosiere subţiri, apar soluri argilo-iluviale, cu orizontul eluvial şi iluvial bine individualizate.

Grupe de soluri de vîrste diferite (GS 1 pînă la GS 7) au fost identificate în loess, pe cîmp sau terase (Pl. II). În arealul depozitelor loessoide, materialul depus în strate subţiri a fost afectat pe întreaga lui grosime de procese succesive de pedogeneză (sin- şi postsedimentare), astfel încît paleosoluri îngropate sînt rareori distincte. Grupele de soluri din loess se corelează în acest areal, cu orizonturi succesive, care constituie profilele groase (inclusiv materialul parental) al solurilor la zi. Procesul principal de pedogeneză, uşor de identificat în aceste soluri, datorită peliculelor groase de argilă care îmbracă feţele agregatelor structurale, este cel de iluviere a argilei.

Examinînd comparativ secţiunile în depozite cuaternare şi aria de distribuţie a diferitelor formaţiuni în principalele compartimente ale cîmpiei, se constată că :

1. Strate groase (peste 5 m) de loess tipic (cu textură mijlocie, cu un conţinut mai scăzut de nisip fin şi fără nisip grosier) sînt caracteristice părţii estice a cîmpiei, în care nisipurile eoliene ocupă suprafeţe relativ mici.

2. Strate subţiri (sub 5 m) de loess (cu textură mijlocie, dar mai sărace în particule de dimensiunea prafului şi cu cantităţi variate de nisip grosier — peste 2—3%) apar în partea vestică a cîmpiei, în Oltenia. Nisipurile eoliene ocupă aici areale mari.

3. Strate mai groase sau mai subţiri de loess formează fîşii relativ înguste de-a lungul marginilor dinspre Dunăre şi Olt, în partea centrală a cîmpiei (între Argeş şi Olt). Nisipurile eoliene apar cu totul local. Depozitele loessoide şi argilele constituie pe cea mai mare suprafaţă cuvertura care acoperă pietrişurile cuaternar-inferioare.

4. Loessul din partea estică a fost depus îndeosebi de vînturile de N şi NE, care au remaniat material din luncile rîurilor, dar şi din regiuni mai îndepărtate, poate în primul rînd din acestea din urmă. Cel din partea vestică a fost transportat de vînturi de W şi NW, sursa principală fiind, aşa cum arată caracterele materialului, luncile rîurilor şi formaţiunile precuaternare sau cuaternare mai vechi care aflorează în versanţii văilor mari din regiune. În partea centrală a cîmpiei, pulberile eoliene au fost aduse atît de vînturi de W, pînă la răsărit de rîul Vedea, cît şi de E.

Institutul Geologic al României

5. În Cîmpia Română, ca şi în alte regiuni ale ţării, cea mai mare extindere şi grosime o au stratele de loess mai tinere, würmiene. În această parte a Cuaternarului pare să fi avut loc cea mai intensă depunere de pulberi. Desigur, fiind mai recente, aceste formaţiuni sînt şi mai bine conservate.

6. În arealul depozitelor loessoide şi ale argilelor, apar foarte aproape de suprafaţă formaţiuni pleistocene mai vechi, în general transformate prin procese de pedogeneză. Ultima parte a Cuaternarului şi Holocenului sînt reprezentate prin strate neînsemnate ca grosime, chiar pentru un profil de sol. În general, dintre solurile formate pe loess sau depozite loessoide în Cîmpia Română, cele fără orizont B sau cel mult cu orizont B cambic (soluri monogenetice) pot fi considerate holocene, iar cele cu orizont B argilic (soluri poligenetice) sînt pleistocene (cu excepţia orizonturilor superioare, care s-au format în Holocen). Cele mai multe par a avea, în profilul lor orizonturi din GS 3. Solurile argiloase compacte sînt cel puţin contemporane cu acestea din urmă, şi foarte probabil multe dintre ele pot fi paralelizate cu formaţiuni din GS 5 sau chiar mai vechi.

Institutul Geologic al României

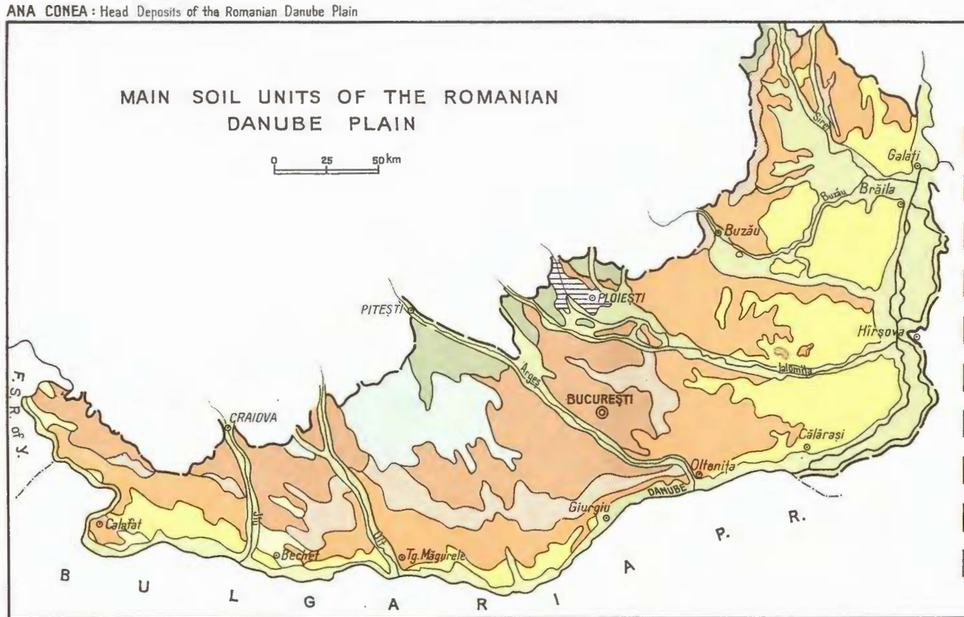
HEAD DEPOSITS OF THE ROMANIAN DANUBE PLAIN

MAIN SOIL UNITS OF THE ROMANIAN DANUBE PLAIN

0 25 50 km

LEGEND

- Chernozems without B horizon
- Chernozems with cambic B horizon
- Chernozems with argillic B horizon
- Reddish Brown Forest soils
- Grey Forest soils
- Planosols
- Vertisols
- Undeveloped sandy soils and soils with argillic horizon in bands
- Alluvial soils
- Different soils with thin profiles on gravel.



LEGEND

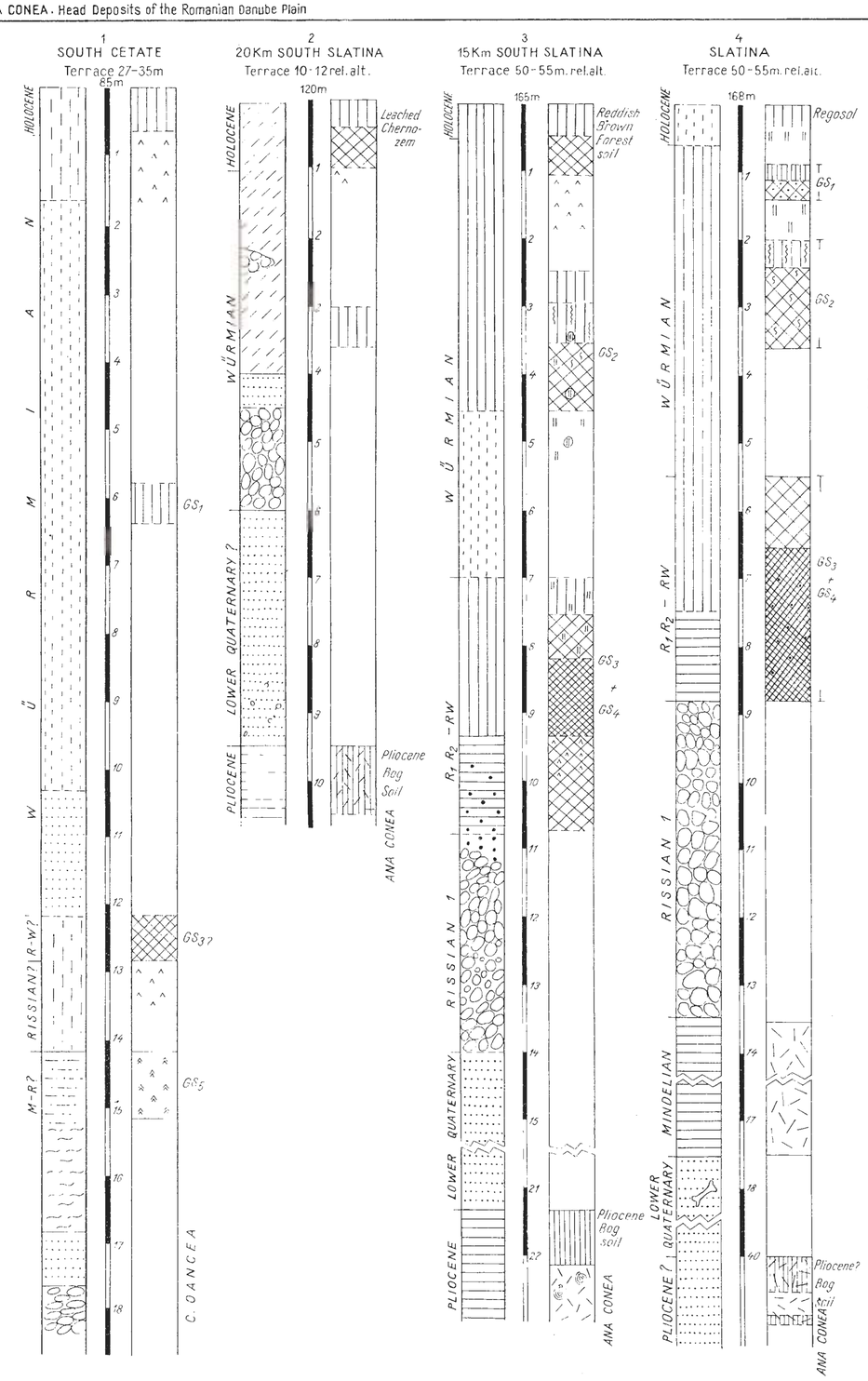
- Aeolian sands
- Aeolian loamy sands and sands
- p t Typical loess (loam and sandy loam)
- p t Typical loess (silty loam)
- p t Loesslike deposits (silty clay loam)
- Clays
- Swelling clays
- Thin loesslike deposits overlaying clays and/or gravel
- Holocene flood plain deposits
- Materials with coarse sand 2-5 per cent and more
- Gravel in solum and/or at small depth
- Pleistocene gravelly alluvial cones
- Holocene non-gravelly alluvial fans
- Pleistocene alluvial cones covered with fine textured deposits

p Head deposits on the plain

t Head deposits on the terraces of different age

● Location of studied loess profiles

Institutul Geologic al României



LOESS PROFILES IN THE ROMANIAN DANUBE PLAIN

LEGEND

LITHOLOGICAL DATA

- Typical loess (sandy loam)
- a. Typical loess (loam) and b. Loesslike deposits (silty clay loam)
- Aeolian: a. sands and b. loamy sands
- Alluvial: a. sands and b. loamy sands
- Clays
- Gravel
- Marls

PEDOLOGICAL DATA

- A1 horizon
- Cambic B horizon
- Moderately developed Bt horizon
- Strongly Bt horizon (red clays)
- Bog soil
- Cca horizon
- Lime concretions: a. hard varied in size and shape b. soft, oriented vertically or obliquely
- Indurated Cca horizon (petrocalcic horizon)
- Faint mottling
- Strong mottling
- Root channels
- Krotovinas
- Earth worm casts
- Red clay wedges
- Gradual boundary
- Abrupt boundary

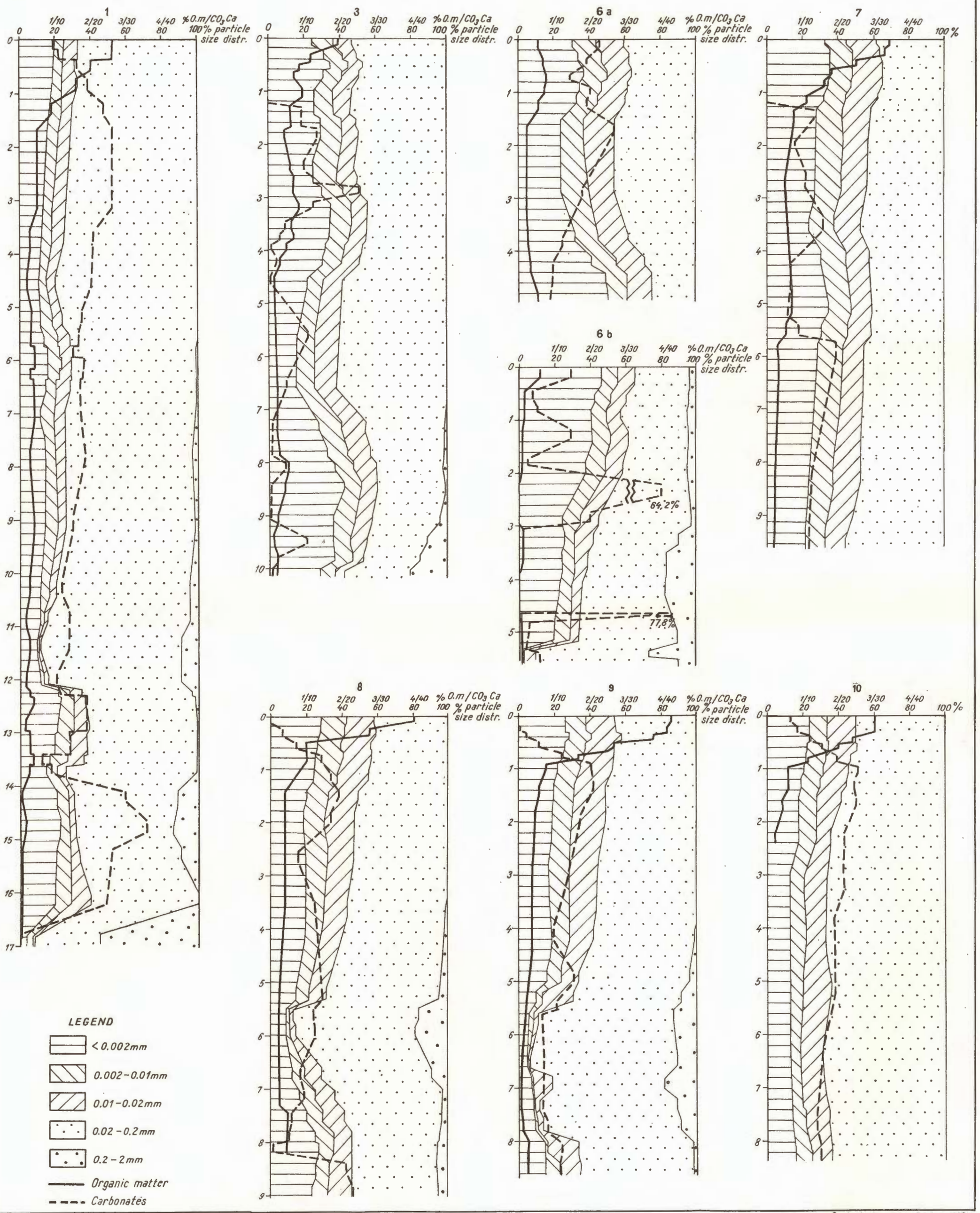
FAUNA REMNANTS

- Mammal fauna
- Molusca fauna

Institutul Geologic al României

Geological Institute Printing Office

MECHANICAL COMPOSITION, ORGANIC MATTER AND CARBONATES IN SEVERAL LOESS PROFILES



Institutul Geologic al României

BLACK SOILS DEVELOPED ON SERPENTINES IN ROMANIA

BY

N. FLOREA, ELENA STOICA, VENERA CODARCEA [1]

Base saturated Black soils, developed on ultrabasic rocks (serpentines), have been recently identified in Romania by Florea, 1967 within the mountain region of the Danube Defile; these soils have been classified as Erubazems or Black soils on serpentines. Similar soils have been described and characterized from the morphological and physico-chemical points of view in Yugoslavia as *Humus Silicate soils on serpentines* (*humusno-silikatna zemlišta na serpentinama*) or as *Mountain Black soils* (*planinske crnice*) (Živkovič, 1952; Filipovski and Čiric, 1963, 1969), whereas in Hungary they have been pointed out (Stefanovits, 1963) as „*Erubasboden*" (*erubaz or fekete nyrok talaj*), however, in this country soils formed on andesites and basalts are also included.

We are not aware of any chemical-mineralogical study on Black soils that formed on serpentines. One may cite the study on the Red soils developed on serpentines in Spain (De Castro, 1960), which have some mineralogical features common to the former ones.

ENVIRONMENTAL CONDITIONS AND MORPHOLOGICAL FEATURES

Black soils on serpentines (Erubazems) are intrazonal and show a slightly developed profile of the A-AR-R or A-AB-BR-R type, generally thin, and more or less gravelly. The upper horizon is, as a rule, clay-loam of dark hue with a strongly developed structure, rather rich in organic matter and saturated in bases; the transitional horizon, sometimes a slightly developed cambic B horizon, overlies the rock, generally intensely weathered at a great depth.

[1] Geological Institute, Bucharest, Romania.

Institutul Geologic al României

These soils usually occur on slopes, being associated either with lithosols in places where the erosion is intense, or with Base Saturated Brown soils or, finally with Grey-Brown Podzolic soils, where the more flattened relief favours a more advanced evolution of the soil.

In Romania the Erubazems occur in a relatively humid temperate climate, mean annual rainfall ranging from 700 to 1000 mm, and the mean annual temperature from 8° to 11°C. The thermal and pluvial conditions of the region studied are presented in table 1, but the meteorological stations are, however, located on the eastern border of the mountain range; these data show that the winters are mild and the summers warm and rather dry, as well as great temperature oscillations in the course of the same year or from a year to another. The evapo-transpiration is relatively high during the summer months.

The Erubazems from the Danube Defile region are developed under oak forest (*Quercus petraea*) or under secondary meadows where the *Chrysopogon gryllus* predominates.

There follow the morphological features of the minutely studied profile.

Profile 9 — NW of Liubotina on the left part of the Danube Valley. Elevation 220 m, 13° to 15° slope towards east, pasture with predominance of *Chrysopogon gryllus*.

A11 0—32 cm; black (10YR 2/1) clay loam to sandy clay loam, very dark grey (10YR 3/1) when dry; gravelly; strong fine to coarse granular structure; friable; slightly hard; plentiful roots; few pores; gradual boundary.

AR 32—50 cm; very dark brown (10YR 2/2) clay loam, very dark to dark grey (10YR 3.5/1) when dry; gravelly; massive, locally weak granular structure; plentiful roots; clear wavy boundary.

R + A 50—75 cm; weathered gravel size rock fragments with very dark (10YR 3/2) coatings, dark greyish brown (10YR 3,5/2) when dry; thin penetrations of clay loam to sandy clay loam; few roots; gradual boundary.

R 75 — 100 cm +; weathered serpentine.

The micromorphological features[2] of the soil (Plate I, II) are as follows:

0—10 cm; intertextic-porphyropeptic fabric with brown plasma, asepic and locally insepic plasmic fabrics; abundant skeleton grains and litho-relicts mostly weathered showing on borders and along the planes a fine yellowish birefringent material; few quartzous skeleton grains; many partially weathered litho-relicts have in their composition magnetite (the latter being present also as single grains) and, to a lesser extent, hematite-limonite; many channels and voids of irregular shape without cutans, few phytorelicts;

[2] Described by M. Opriş.

Institutul Geologic al României

TABLE 1

Climatic data

Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Annual Mean	Annual Amplitude
Tr. Severin Station (1896–1955), 70 m elevation, 44°38'N latitude, 22°38' E.Gr. longitude														
Mean temperature, °C	−0.9	0.9	0.6	11.8	17.1	20.8	23.1	22.7	18.6	12.5	6.2	1.4	11.7	24.0
Highest mean temperature, °C	5.3	5.6	10.1	15.4	21.4	23.3	26.5	27.5	22.9	16.5	9.6	5.3	13.9	—
Lowest mean temperature, °C	−9.1	−9.9	−0.4	8.0	12.1	17.6	20.0	19.8	14.4	9.1	1.5	−5.3	9.9	—
Absolute maximum, °C	17.6	24.0	29.5	31.7	35.6	39.0	40.4	40.9	40.6	33.0	24.3	18.5	40.9	
Absolute minimum, °C	25.3	−26.6	22.5	−4.6	−0.7	4.6	7.6	7.0	0.0	−2.5	12.0	−22.0	−26.6	67.5
No. days with max. temperature $\geqslant$ 30°C	—	—	—	0.1	1.7	8.7	18.3	17.0	5.4	0.3	—	—	51.5	—
Rainfall, mm	49.3	42.5	43.1	53.7	73.3	71.7	46.0	44.7	44.6	66.1	69.0	57.0	661.0	—
Relative humidity (%)	82	80	73	65	66	64	59	58	65	75	80	84	71	
Potential evapotranspiration mm	0	1	19	53	97	128	149	136	89	47	16	2	737	—
Orşova Station (1896–1955), 54 m elevation, 44°42' N latitude, 22°24' E.Gr.longitude														
Rainfall, mm	60.8	50.2	51.5	52.9	73.0	81.8	48.6	44.3	62.1	69.7	76.0	63.5	734.4	—

Institutul Geologic al României

15—25 cm; similar to the above, but with more litho-relicts; strict locally areas with masepic-skelsepic fabric are to be noticed.

35—45 cm; porphyropeptic-intertextic fabrics; the brown plasma presents varied fabrics: insepic, mosepic, masepic and skelsepic; abundant litho-relicts which have, as in previous horizons, a fine yellowish birefringent material on faces and on planes; many voids and channels, a part of the latter having fine argillic cutans

In conclusion, as a result of micromorphological study, it may be asserted that an active weathering process for various mineral components of the rock is present. The amount of more or less weathered minerals is relatively high and increases towards the profile bottom. Accordingly, the amount of optically orientated clay weathering products increases with depth and forms various types of strongly developed sepic plasmic fabrics at a depth of 35—45 cm. The formation of various sepic plasmic fabrics by an optical re-orientation *in situ* without an appreciable movement may be originated:

either by the presence of expanding lattice clays, which swell and shrink during the moisting and drying of soil, and which, by the generated pressure, are orientated *in situ*. This orientation may be favoured in the proximity of the skeleton grains or litho-relicts;

or by any "plastic" flow of the wet clay material.

The lesser extent of the sepic plasmic fabric in the surface horizons may be assigned either to the mixing with isotrope substances, an important part being also played by the organic matter, or to the "desorganization" of the soil material by roots and microfauna.

PARENT MATERIAL

The parent rock which originated the soil mineral material is the serpentine which is to be found at the bottom of the soil profile. In turn, the serpentine has proceeded from a dunite (exclusively constituted of olivine) under the influence of serpentinization processes through the hydrothermal autometasomatose, characterized by the occurrence of some fibro-lamellar aggregates composed of chrysotile and antigorite. The structure of serpentines (Plate III) is cellular being generated by the different disposition of chrysotile fibres (perpendicularly along fissures) and of antigorite lamellae (parallel between them).

The mineralogical composition of the serpentine is rendered in table 2; one may observe the predominance of magnesian serpentine minerals, chrysotile (37—46 per cent) and antigorite (22—26 per cent), of bowlingite (13—15 per cent) and serpophite (7—12 per cent). Chlorite, talc, magnetite and chromite occur in small amounts.

Institutul Geologic al României

TABLE

Mineralogical composition of rock and soil determined in thin sections (profil 9 — Liubotina)

Minerals	Rock 100—125 cm		Rock 70—75 cm		Soil 35—45 cm		Soil 0—10 cm	
	Grain size mm	Approximate %	Grain size mm	Approximate %	Grain size mm	Approximate %	Grain size mm	Approximate %
Chrisotyle (fibres)	0.01/0.03—0.01/0.10	37	0.01/0.03—0.01/0.04	46	0.01/0.04—0.01/0.08	} 50	0.01/0.06—0.02/0.12	} 43
Antigorite (lamellae)	0.01/0.06—0.09/0.38	26	0.01/0.03—0.02/0.06	22	0.01/0.10—0.03/0.18		0.01/0.04—0.06/0.42	
Serpophite	0.01/0.03—0.03/0.04	15	0.01/0.03—0.03/0.04	7		—		—
Talc	0.01/0.01—0.01/0.04	5		2		—		—
Bowlingite	0.10/0.12—0.28/0.38	13	0.03/0.04—0.18/0.22	15	0.08/0.10—0.18/0.22	4	0.15/0.16—0.18/0.20	9
Biotite		—		—	0.04/0.06	<0.5		—
Chlorite		—	0.01/0.04—0.03/0.12	5	0.01/0.08	<0.5		—
Olivine		—		—	0.03/0.06—0.10/0.16	6	0.03/0.06—0.12/0.12	4
Orthoclase Feldspats		—		—		—	0.28/0.36—0.30/0.40	4
Quartz		—		—	0.04/0.06	<0.5		<0.5
Chromite	0.03/0.04—0.53/0.76	} 4	0.03/0.04—0.15/0.30	} 3	0.08/0.16—0.28/0.30	} 5	0.16/0.18—0.20/0.22	} 6
Magnetite	0.03/0.04—0.53/0.76		0.04/0.06—0.30/0.34		0.12/0.16—0.38/0.46		0.20/0.30—0.48/0.56	
Hematite		—		—		—	0.06/0.08—0.26/0.32	
Clay		—		—		30		28
Plants		—		—		3.5		5.5
TOTAL		100		100		100		100

Institutul Geologic al României

The soil parent material, which lies as a thin deluvial cover on the slope, mostly proceeds from the serpentine as proved by its similar mineral composition (table 2) and by abundant fragments of serpentine, which studied in this sections, show a cellular structure cemented with clay within numerous chrysotile and antigorite single fibres and lamellae; sometimes in fragments of serpentine do preserve remains of olivine within the centre of structure lattice, displaying an incomplete serpentinization phase. The presence in soil of some microconglomerate fragments in which orthoclase feldspars predominate and of plagioclase feldspar proves the existence of a small supply of allochtonous material derived from weathering of nearly located rocks (probably Permian conglomerates and, respectively, gabbros). Small amounts of quartz, chlorite, biotite and garnet have not a peculiar significance.

The content in serpentine materials, microscopically determined in the soil parent material, is much more reduced than in the parent rock (table 2); this accounts for the fact that during the weathering and soil forming processes, the serpentine minerals pass very easily — still only by advanced disintegration — into clay size particles (which cannot be microscopically investigated).

PHYSICAL-CHEMICAL PROPERTIES

In table 3 there are presented current analytical data referring to the profile investigated.

One may observe the high content of coarse particles (rock fragments and coarse sand) which reflect the young age of the soil (as moreover the relatively small thickness of the soil). However, by contrast, a relatively high content of clay (<0.002 mm) in the fine earth (26—35 per cent), considered, generally as an index of intense chemical weathering, has been asserted; in this particular case, the increase in clay content may be, however, only achieved by disintegration, since the serpentine is dominantly built up of phyllosilicates (chrysotile, antigorite, bowlingite) which, as already mentioned, may readily pass into a clay size material (<0.002 mm).

No variation as regards the pedogenetical significance in the particle size distribution may be observed; the percentage changes are determined by the deluvial origin of the parent material. A prevalence of coarse particles may be only observed in depth.

The organic matter content is relatively high in the surface horizon (>6 per cent), and in the transitional one (4 per cent); its accumulation

Institutul Geologic al României

TABLE 3

Analytical data on the profile 9 — Liubotina. Black Soil on serpentine

Depth, cm	Horizon	Particle size distribution (%)						Skeleton (> 2 mm) at whole soil material %
		<0.002 mm	0.002–0.02 mm	0.02–0.2 mm	0.2–2 mm	<0.001 mm	<0.01 mm	
0–10	A	26.5	17.3	29.1	27.1	23.8	38.0	18.9
15–25		32.8	17.8	16.7	32.7	29.5	44.7	15.4
35–45	AR	34.6	14.2	21.1	30.1	32.0	44.4	15.9
70–75	R+A	31.7	12.9	22.7	32.7	27.4	39.9	72.6

Depth, cm	Hygroscopic water %	Organic Matter C×1.72	Total N	C : N	CO_3Ca %	pH (H_2O)	Total P_2O_5	Fixed K_2O meq/100g
0–10	4.23	6.44	0.304	14.3	—	7.21	0.069	1.11
15–25	5.37	6.27	0.298	14.3	—	7.37	0.051	1.11
35–45	6.59	3.97	0.214	12.6	—	7.53	0.037	1.05
70–75	6.96	2.62	0.152	11.7	0	7,97	0.028	—

Depth, cm	Horizon	Exchangeable cations						Base saturation (V) %
		T meq/100	% (T = 100)					
			Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}	
0–10	A	31.10	20.0	69.6	0.6	0.4	9.4	90.6
15–25		36.26	15.2	76.1	0.5	0.7	7.5	92.5
35–45	AR	41.91	8.8	84.2	0.5	0.7	5.8	94.2
70–75	R+A	35.80	9.8	82.4	0.6	0.7	6.5	93.5

is certainly related to the abundant mass of grass roots, and favoured by richness in bases of the soil and by the climatic conditions (a dry summer). The organic matter content, as moreover, the particle size distribution, may be compared to those described by Filipovski and Čirič (1963, 1969) as *Humus Silicate Soils on Serpentines.*

The content of total N is likewise high (0.30 per cent in A ; 0.21 per cent in A + R). The value of the ratio C : N about 14 is similar to that of soils from the semi-humid zone. Erubazems are, however, very poor in total P_2O_5 (0.07—0.03 per cent) and potassium. Owing to the contents of exchangeable K (0.20—0.23 meq/100 g soil), fixed K_2O [3] (1—1.1 meq/100 g

[3] Determinations of fixed potassium have been carried out by Catrinel Papadopol.

Institutul Geologic al României

soil) and total K_2O (3.6—4.2 meq/100 g soil), this soil falls within the category of those very deficient in potassium.

The cation exchange capacity is rather high (35—42 meq/100 g soil) whereas the clay-humic complex is practically saturated in bases (V >90 per cent), since the bases released by the weathering of numerous rock fragments (moreover with a weak resistance to weathering) compensate for the losses caused by leaching. In the composition of the exchange capacity Mg^{++} participates in a very high proportion (70—80 per cent), uncommon for soils formed on other rocks, but justified by the predominance of magnesian minerals, as the chemical composition of the parent material and rock does show (table 4).

In order to check if the ammonium acetate solution 1 N (by means of which the displacement of exchangeable cations has made) does not mobilize Mg also by a dissolving action, the soil has further been leached — after exhaustion of exchangeable cations — with 200 cmc of the same solution and Mg has been measured; the obtained values range from 0.02 to 0.60 meq at 100 g sol. This fact proves that values determined for exchangeable Mg are not practically affected by the solubilization of Mg from minerals. The saturation in Ca^{++} and that in K^+ are very small, the soil being deficient in these elements. One may notice an evident increase of exchangeable Ca^{++} and of saturation in Ca^{++} in the upper horizon, due to the high selective bioaccumulation in the horizon that, however, could not lead to the predominance of calcium over the magnesium as in similar soils from Yugoslavia (Filipovski, Čirič, 1963, 1969).

Accordingly to the base saturation degree, the soil reaction is neutral at the surface, becoming weakly alkaline towards the profile bottom.

The chemical composition of the soil and rock (expressed as oxides) is presented in table 4. As compared with the most widespread rocks and soils, Erubazems show a small content in silicium, aluminium, potassium, sodium and calcium oxides, displaying a high percentage of magnesium oxide, and in the soil also of iron oxide. Both the soil and the rock contain relatively high amounts of chrome (table 4), nickel (100—300 p.p.m.) and other oligoelements (during the analysis a large part of chromite existent in the rock and soil did not solubilise at melting with anhydrous Na_2CO_3 so that it remained in the insoluble residuum).

Calculating common ratios $SiO_2 : Al_2O_3$ and $SiO_2 : R_2O_3$ (table 4), high values (9—96) devoid of any significance may be obtained; it is therefore considered as necessary to establish the ratio $SiO_2 : MgO$, whereas the molecular ratios have been calculated for $Al_2O_3 + Mg\,O = 1$, because for the studied profile Mg is an important element in the silicate crystal-

Institutul Geologic al României

TABLE 4

Chemicac analysis of soil and parent rock. Black Soil on Serpentine (Erubazem, Profilch 9 — Liubotina
Percentages (material d ied at 105°C)

Depth cm	Hori-zon	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	MnO	P_2O_5	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Cr_2O_3[1]+ insol.	Loss on ignition	Total	$H_2O(-)$	Ins.[2]
0—10	A	35.38	4.49	17.81	0.16	0.21	0.063	0.40	21.68	0.20	0.20	3.49	14.78	98.86	3.60	2.91
15—25		36.94	4.59	19.46	0.18	0.23	0.053	0.20	21.59	0.17	0.20	2.48	14.38	100.47	4.14	1.55
35—45	AR	39.85	3.33	19.05	0.12	0.19	0.035	0.20	23.11	0.17	0.13	1.36	12.86	100.40	5.40	0.42
Rock I 100—125	R	41.61	0.73	8.04	0	0.12	0.009	0.04	35.24	0	0.02	1.92	12.00	99.73	2.84	1.92
Rock II 100—125		39.13	0.94	9.66	0	0.12	undet.	0.07	34.63	0	0.006	2.08	12.51	99.14	2.52	2.08

Molecular rations, $Al_2O_3 + MgO = 1 \times 10^2$												$\frac{SiO_2}{MnO}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	CO_2	Humus C×1.72
0—10	A	101	7.6	19.2	0.35	0.50	0.07	1.20	92.4	0.37	0.56	1.10	13.35	3,79	—	6.44
15—25		105	7.7	21.0	0.38	0.57	0.07	0.61	92.2	0.31	0.55	1.15	13.66	3.69	—	6.27
35—45	AR	109	5.4	19.7	0.26	0.45	0.04	0.59	94.6	0.29	0.35	1.16	20.32	4,37	—	3.97
Rock I 100—125	R	79	0.8	5.72	0	0.19	—	0.08	99.2	0	0.03	0.79	96.22	12.03	0	—
Rock II 00—125		75	1.0	6.97	0	0.19	—	0.15	98.9	0	0.02	0.76	70.81	9.34	0	—

Percentages calculated at the material free from organic mater and water lost over 100°C												Free oxides[3]			Free Fe_2O_3 Total Fe_2O_3	Free Fe_2O_3 clay ($2<\mu$)
												Fe_2O_3	MnO	R_2O_3		
0—10	A	43.90	5.56	22.10	0.20	0.26	0.078	0.50	26.90	0.25	0.25	2.30	0.17	2.55	0.13	0.093
15—26		44 18	5.49	23.29	0.21	0.27	0.063	0.24	25.82	0.20	0.24	2.32	0.16	2.50	0.12	0.076
35—45	AR	46.26	3.86	22.10	0.14	0.22	0.040	0.23	26.80	0.20	0.15	1.98	0.08	2.24	0.10	0.059
Rock I 100—125	R	48.49	48.49	9.37	0	0.14	0.001	0.05	41.07	0	0.02	—	—	—	—	—
Rock II 100—125		46.28	46.28	142		0.14	undet	0.08		0	0.01	—	—	—	—	—

[1] Cr_2O_3 content in the sample rendered soluble through melting with CO_3Na_2
[2] Insoluble residue from the sample melted with CO_3Na_2
[3] By Mehra-Jackson method

Institutul Geologic al României

line lattice. Values of ratios SiO_2 : MgO and SiO_2 : Al_2O_3 + MgO differ but very little from one another (the proportion of aluminium in the lattice being insignificant) and they practically do not vary along the soil profile; they are larger in soil than in the rock, due to the partial leaching of MgO in the soil forming process.

Comparing the soil chemical composition (relatively uniform) with that of the rock it may be stated : (1) a decrease in SiO_2 content and, particularly, in MgO which undergoes a leaching during the weathering — soil forming process; (2) a noticeable increase of Al_2O_3, Fe_2O_3 and MnO contents in soil, due to the siallitic weathering process, and certainly to the supply of weathering products yielded by other rocks; (3) an appreciable increase in CaO and P_2O_5 contents as a result of the bioaccumulation process, and in the case of CaO also of deluvial supplies, within which small amounts of pyroxenes and amphiboles have been identified; (4) the presence in soil of some elements (K, Ti), absent in the rock and which have been brought concomitantly with the supply of deluvial material — proceeding from weathering of other rocks — within which orthoclase feldspars, rutile, anatase have been identified.

Free iron oxides in soil (table 4) are met with in small quantities (about 2 per cent) and represent but a reduced proportion (10—13 per cent) from the total iron of soil (including, however, the iron from magnetite which — although being a unsilicated form — is not extracted as free iron oxide)

SOIL COARSE FRACTION

Since the resistivity to weathering of serpentine minerals is very weak, the separation of the coarse fraction has been carried out without a previous, energetic chemical treatment which could have provoked the vanishing of the largest part of serpentine minerals; a treatment only with hydrogen peroxyd (6 per cent) has been carried out, and a dispersion in water by means of mechanical stirring and stabilization by adding a small quantity of ammonium hydroxide, have been achieved. After separation of particles coarser than clay, the sand fraction, whose diameter exceeds 0.02 mm (0.02—2 mm), has been studied.

In this fraction, whose content was much more reduced by removing of a large part of easily weathered serpentine materials, the most resistant to weathering minerals predominate (table 5) : chromite and magnetite (and to a lesser extent hematite) which amount to 20—40 per cent of the whole fraction. It seems that these minerals are present only in this coarse

Institutul Geologic al României

TABLE 5

The minerals determined in the soil fraction coarser than 0.02 mm (Profile 9 — Liubotina)

Horizon and depth cm / Minerals	A 0—10	A 15—25	AR 35—45
Chrysotile	26	35	30
Antigorite			
Feldspars	—	2	3
Olivine	3	3	3.5
Anthophyillite		2	2
Tremolite	5	2	1.5
Hornblende	3	2	2
Talc	1—2	3	3.5
Chlorite	2	1	3
Quartz	2	4	4.5
Epidote	1	2	1.5
Zoizite	—	—	1
Fluorite	0.2	—	—
Rutile	1	1	1.5
Zircon	0.5	1.5	2
Tourmaline	0.5	1.5	1.5
Sphene	1	0.5	—
Garnets	—	2	2
Chromite	42	22.5	28.5
Magnetite			
Coated crystal fragments	5	5	
Serpentine rock fragments	3	5	5.5
Plant remnants	1	5	—
Total :	100	100	100

soil fraction (their accumulation has been stressed by the treatment applied to the sample). Chrysotile and antigorite (amounting to about 28—35 per cent), derived from serpentinization of primary rocks, likewise occur in high proportion; small quantities of olivine and talc may be also encountered.

Small quantities of minerals proceeding from gabbro-peridotitic rocks — as anthophyllite and tremolite — resulting from transformation of primary pyroxenes and amphiboles, as a result of allometamorphism processes with supply of solutions rich in Ca, Al and Fe, have been identified.

Epidote, microcline, bauretirizate biotite and garnets occur in small quantities. Zircon, rutile, tourmaline and sphene are to be mentioned in very reduced amounts.

Almost in all investigated samples small-sized detrital quartz granules, serpentine rock fragments, crystal fragments covered by cutans and vegetal remains do occur.

Institutul Geologic al României

The fact that mineral components of the soil coarse fraction are much more varied than mineral types as compared to the rock confirms the previous assertion, and namely that the deluvium constituting the soil parent material proceeds from the whole gabbro-peridotitic massif in Banat.

SOIL CLAY FRACTION

The soil clay fraction has been separated without a previous chemical treatment. This accounts for its high content in humus (table 6), fact also reflected in the high loss at ignition.

The chemical composition of the clay soil fraction (table 6) obviously differs from that of the soil (table 4). When dealt with clay, more silica may be observed, and likewise TiO_2, MnO, P_2O_5, K_2O, but a smaller amount of Fe_2O_3, due to the fact that most of iron oxides are concentrated within the coarser than clay fraction. The contents in Al_2O_3 and MgO both in clay and soil (excepting the sample from the lower horizon) are almost identical. This may be readily explained by the fact that the minerals showing the highest proportion within the clay fraction proceed from a desintegration of the rock.

Variations of the chemical composition of clay along the soil profile is practically insignificant. Contents in SiO_3 and Al_2O_3 remain almost constant. The Fe_2O_3 content increases with depth. MgO and the other elements occur in largest amount in the upper horizon and decrease with depth; this variation for potassium and phosphor along the profile may be explained by a high bioaccumulation within the upper horizon. The decrease along the profile for the content in MgO involves the decrease of SiO_2; MgO and $SiO_2 : Al_2O_3 + MgO$ ratios whose values (1.3—1.7, and respectively 1.5—1.9) are higher than for the soil ones.

The content of free oxides (3.2—4.7 per cent) is larger than in soil, as moreover the proportion of free iron oxides with respect to the whole quantity of iron oxides in soil (22—41 per cent). The mineral composition of the clay fraction marks a clear-cut difference as compared to that of the greatest part of other soils. According to the pattern of the infra-red spectrum [4] (fig. 1) the components of the clay fraction are dominantly trioctahedral (the main absorption band for Si-O appears at 1020 cm^{-1}) with Mg^{+2} within the octahedral unit (there are present bands for Si-O-Mg showing a doublet at 450 cm^{-1} and 465 cm^{-1}). The band from 820 cm^{-1} within the spectrum of the two samples from the lower horizon indicates

[4] The infra-red absorption spectra have been recorded by Dorothea Edelstein with a U.R. 20 spectrophotometer in KBr presssed disks.

Institutul Geologic al României

TABLE 6

Chemical analysis of clay (<2μ) saturated in Ca^{+2} separated from a Black Soil on Serpentine (profile 9 Liubotina)
Percentages (material dried at 105°C)

Depth cm	Horizon	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	MnO	P_2O_5	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	SO_3	Loss on ignition	Total	$H_2O(-)$
0—10	A	42.12	4.02	11.43	0.31	0.26	0.14	2.05	19.59	0.30	0.06	undet	20.24	100.53	8.60
15—25		43.44	3.45	12.98	0.09	0.21	0.13	1.91	19.03	0.25	0.06	undet	18.90	100.45	8.92
35—45	AR	46.74	4.35	14.88	0.08	0.15	0.09	2.05	16.30	0.21	0.014	undet	15.40	100.26	12.24

Molecular ratios, $Al_2O_3 + MgO = 1 \times 10^2$											$\frac{SiO_2}{MgO}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	Humus C × 1.72
1—10	A	133	7.50	13.6	0.74	0.70	0.19	—	92.5	0.61	0.19	1.44	17.79	6.31	8.54
15—25		143	6.68	16.1	0.22	0.59	0.18	—	93.3	0.53	0.19	1.53	21.40	6.28	8.11
35—45	AR	175	9.55	20.8	0.22	0.47	0.13	—	90.4	0.49	0.07	1.92	18.22	5.73	4.95

Percentages at the material free from organic matter and water lost over 100°C												Free oxides			Free Fe_2O_3
												Fe_2O_3	MnO	R_2O_3	Total Fe_2O_3
0—10	A	53.86	5.14	14.60	0.39	0,33	0,18	—	25.03	0.38	0.08	4.75	0.21	5.47	0.41
15—25		54.55	4.33	16.29	0.12	0.26	0.17	—	23.89	0.31	0.08	3.79	0.13	4.28	0.29
35—45	AR	56.45	5.25	17.96	0.10	0.18	0.11	—	19.68	0.25	0.02	3.24	0.14	3.27	0.22

Institutul Geologic al României

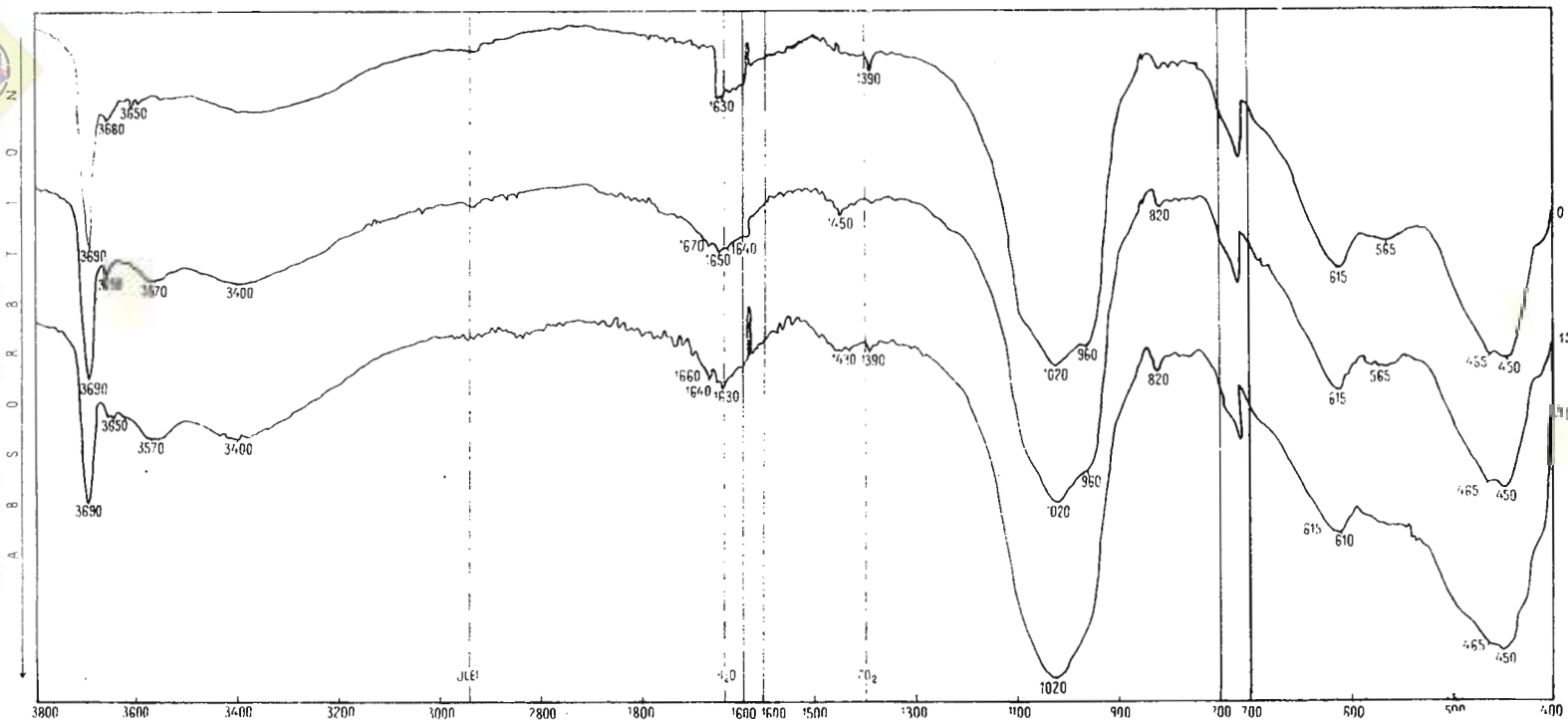


Fig. 1. — Infra-red spectra of the clay (< 2μ) fraction separated from profile 9 Liubotina.

Institutul Geologic al României

the presence of a component which contains the Fe^{+3} — OH group. Correlating these data with the results obtained by the differential thermal [5] and X-ray [6] analyses, minerals from the magnesian serpentine group (chrysotile and presumably antigorite), minerals from the montmorillonite group (probably saponite, and a small amount of nontronite and/or bowlingite) and chlorite could be identified.

Minerals from the magnesian serpentine group present at differential thermal analyses (fig. 2) the characteristic endothermal effect at 660°C and the exothermal one at 810°C (Caillère, Hénin, 1957, 1963). The maximum X-ray diffraction at 7.3 Å (fig. 3) confirms the presence of trioctahedral minerals with a 1:1 lattice type and, therefore, either chrysotile or antigorite or both may be present. The examining of the infra-red absorption spectrum permits to establish the presence of chrysotile on the basis of the absorption band due to the vibrations of the OH structural groups at 3690 cm^{-1} and of the band generated by the OH groups from the absorbed water which for chrysotile may be placed at 3390 cm^{-1} (Brindley, Zussman, 1959). The presence both of antigorite and chrysotile is quite possible taking into account their abundance in the parent material.

Minerals of the montmorillonite group have been identified by X-ray study of the clay fraction (fig. 3) on the basis of maxima diffractions at 14.6 Å of the sample dried in open air, at 17.0 Å of the sample treated with ethyleneglycol and at 9.5 Å of the sample ignited at 500°C; likewise the endothermal effect at 160°—190°, recorded in differential thermal curves, is assigned to the montmorillonite. The sure identification of the mineral belonging to the montmorillonite group is more difficult. The chemical composition of the clay fraction may reveal the presence of saponite, and on the basis of the infra-red absorption band at 820 cm^{-1}, a clay mineral containing Fe^{+3} in the octahedral unit as nontronite and/or bowlingite may be presumably considered as present.

Chlorite is identified on the basis of the maximum diffraction at 14.2 Å at samples saturated in Ca and dried in open air which resists to the treatment of samples with ethyleneglycol and to the thermal treatment

---

[5] The differential thermal analysis has been carried out by D. Todor with an OD 102 derivatograph system F. Paulic — J. Paulic — L. Erdey under following conditions: rapidity of temperature increase 10°/min; sensibility D.T.A. = 1/15; amount of sample 1 g.

[6] X-ray diffraction diagrams have been recorded by Florica Popescu with the TUR M 61 diphractometer, the Cu Kα radiation being used.

Institutul Geologic al României

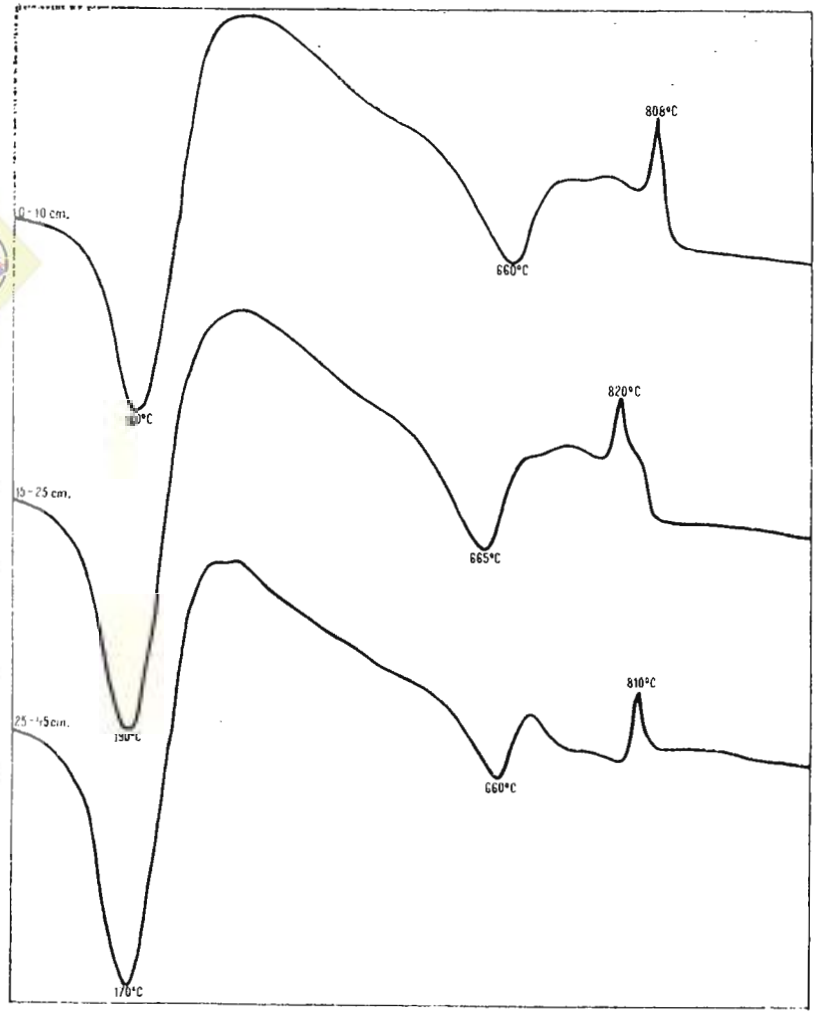
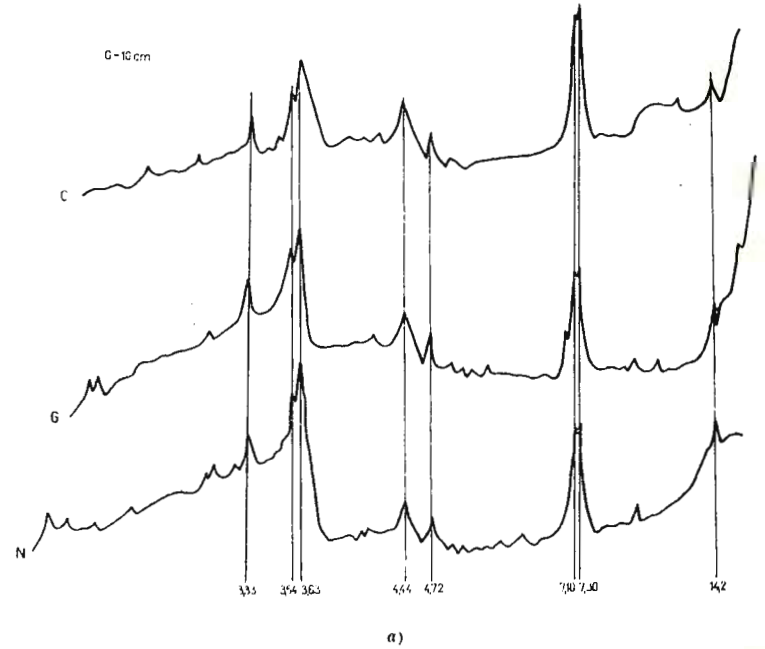


Fig. 2. — Differential thermograms of the clay (< 2 μ) fraction separated from profile 9 Liubotina.



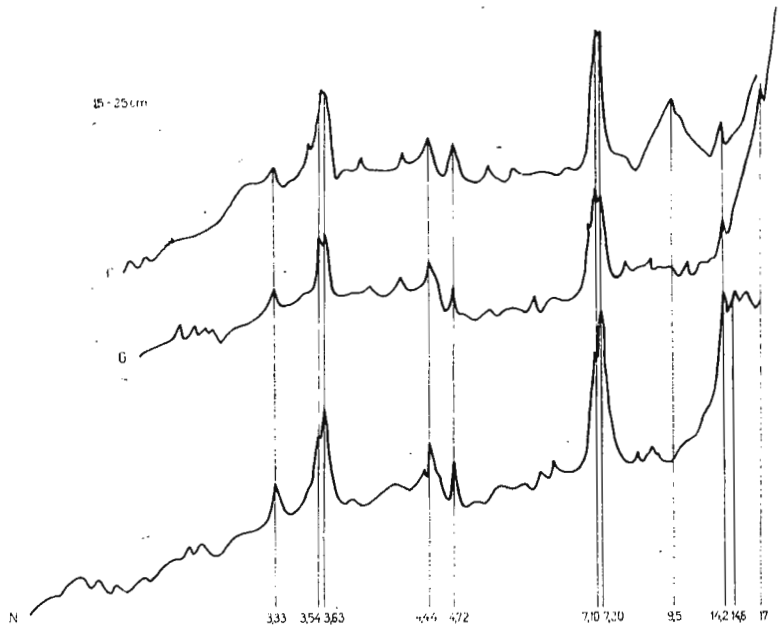
a)

Fig. 3. — X-ray diffraction patterns of oriented specimens of the < 2 μ Ca saturated clay from profile 9 Liubotina.

N – Ca-saturated, air-dry; T = Ca-saturated treated at 550°C; G = Ca-saturated, ethyleneglycol treated.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



c)

b)

at 500°C, as well as on the basis of maxima at 7.1 Å and 4.72Å. The adsorption band at 3570 cm^{-1} within the infra-red spectrum provides further evidence for the presence of chlorite.

Small quantities of quartz are detected from the X-ray diffraction diagrams.

CONCLUSIONS

The investigated soil, formed on serpentine, is a young evolution phase reflected by the small thickness of the profile and the high content in skeleton and coarse sand. The relatively high clay content is not only the result of a chemical weathering process but mainly of an advanced desintegration of phyllosilicates previously existing within the parent rock.

The weathering — soil forming process produces in soil, as compared with the rock, a decrease of the content in SiO_2 and, particularly, in MgO which are subject to leaching, and an appreciable increase of contents in Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, CaO and P_2O_5, resulted from a siallitic weathering and also from the supply of weathering materials provided by other neighbouring rocks. The increase in CaO and P_2O_5 is also due to the bioaccumulation process. Within the soil there likewise occur elements (K, Ti) absent in serpentine, but proceeding from deluvial supplies.

The high base content of the soil and rock favours an active bioaccumulation process reflected both in the high content in organic matter and azote and in the increase of calcium and potassium within the upper horizon, as well as the preserving of soil in an eubasic saturation stage ($V > 90$ per cent), the losses in bases by soil leaching being compensated by continuously released bases from the rock. The predominance of Mg in the chemical composition of the rock and soil determines the high proportion of this element (70—85 per cent) among the exchangeable cations. The selective bioaccumulation for the benefit of calcium determines a slight increase of the proportion of exchangeable calcium within the upper horizon, however, the prevalence of calcium over magnesium is not yet attained. The reaction is neutral becomes weakly alcaline at the profile bottom.

The soil mineral colloids do not present any significant differentiations along the profile, and a vertical movement of these is not observed; the existence of some areas with birefringent argillic plasma — identified in thin soil sections — is due to an optical re-orientation of particles *in situ* determined either by the pressure generated at the swelling of wet soil, or by a plastic flow of the wet clay material.

Institutul Geologic al României

The mineralogical soil composition is prevailingly determined by the nature of the parent material. Within the clay fraction, clay minerals from the magnesian serpentine group (chrysotile and possibly antigorite), minerals from the montmorillonite group (probably saponite, and to a lesser extent, nontronite and/or bowlingite), chlorite and small quantities of quartz have been identified.

There are no data on the fertility of these soils. Their small contents in phosphor and potassium, the high ratio of magnesium as compared to calcium, as well as the high content of some microelements (Cr, Ni, Co) raise, however, a lot of problems regarding the nutrition of plants which would require a special study, the area occupied by these soils being rather extended.

REFERENCES

Brindley G. W., Zussman Y. (1959) Infra-red absorbtion data for serpentine minerals. *The American Min.* 44,

Caillère S., Hénin S. (1957) The chlorite and serpentine minerals in "The Differential Thermal Investigation of clays", Ed. R. C. Mackenzie, London.

Caillère S., Hénin S. (1963) Mineralogie des argiles, Ed. Masson et C-ie, Paris.

De Castro A. H. (1960) La genèse du sol sur roches basiques. *Trans. of. 7-th Int. Congr. of Soil. Science,* IV Madison, Wisconsin, U.S.A.

Codarcea Al., Kräutner Th. Note preliminaire sur les gisements de chromite des Monts Orşova. *C. R. Séances Inst. Géol. Roum.*, XX (1931—1932), Bucureşti.

Filipovski G., Ćirič M. (1963) Zemljišta Jugoslavije, Jugoslavensko Društvo za Proučavanje Zemljišta, 9, Beograd.

— (1969) Soils of Yougoslavia, yugoslav Society of Soil Science, 9, Belgrade.

Mrazec L. (1912) Despre geneza serpentinelor. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, III. Bucureşti.

Murgoci G. (1912) Originea serpentinelor în Carpaţii Românești. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, III, Bucureşti.

Stefanovits P. (1963) Magyarország Talajai. Akademiai Kiado, Budapest.

Živkovič M. (1952) Zemljišta pokrivač Zlatiborač. *Zemljište i biljka,* 1—3.

SOLS NOIRS DÉVELOPPÉS SUR DES SERPENTINITES EN ROUMANIE

(Résumé)

Les sols noirs développés sur des roches ultrabasiques, ou érubazems, examinés dans la région montagneuse du défilé du Danube, où ils se sont formés sur des serpentinites, sont des sols à caractère intrazonal, similaires

Institutul Geologic al României

aux rendzines, à profil peu différencié de type A-AR-R- ou A-AB-BR-R, généralement peu épais, plus ou moins caillouteux. L'horizon supérieur est de couleur sombre, noire jusqu'à brun très foncé (10YR 2/1—2/2) à l'état humide, gris très foncé jusqu'à gris foncé (10YR 3/1—3,5/1) à l'état sec, limono-argileux, à structure bien développée (granulaire) et ameubli, assez riche en matière organique, saturé en bases ; un horizon, parfois à faibles caractères d'un B cambique, fait la transition vers la roche, en général intensément altérée sur une grande épaisseur.

En conditions climatiques relativement humides (P = 700—1000 mm, T = 8—11°C) on les rencontre, sous une végétation de forêt de *Quercus petraea* ou sous prés où prédomine *Chrysopogon gryllus*.

La roche parentale du sol examiné (au NW de Liubotina) est formée par une serpentinite constituée (tableau 2) de minéraux serpentiniques magnésiens (chrysotile 37—46%, antigorite 22—26%), bowlingite (13—15%), serpophite (7—15%) et en quantités réduites chlorite, talc, magnétite, chromite. Le matériau originel du sol, qui constitue la mince couverture des versants, est formé, pour la plupart, par le serpentinite qui a été rencontrée à la base du profil, fait témoigné par la composition minéralogique similaire (tableau 2). Toutefois la présence dans le matériau du sol de certains fragments microconglomératiques où prédominent les feldspaths orthoclases et de certaines apparitions de feldspaths plagioclases trahit l'existence d'un faible apport de matériau provenu de l'altération des roches environnantes, probablement conglomérats permiens et respectivement gabbros.

Les données analytiques (tableau 3) relèvent une teneur élevée en cailloux et sable grossier, fait qui, à côté de l'épaisseur réduite du profil, reflètent le stade initial de l'évolution du sol. La teneur relativement élevée en argile (26—35%) s'explique assez facilement, car les phyllosilicates de la serpentinite par simple desagrégation passent dans la fraction très fine du sol. On n'observe aucune variation significative au point de vue pédogénétique quant à la composition mécanique le long du profil. L'existence de certaines aires de plasma argilique biréfringente, signalées par l'examen micromorphologique des lames minces (pl. I, II), sont le résultat de la réorientation optique des particules *in situ* (sans déplacement) due soit à la pression générée par le gonflement du sol à l'humectation, soit par la coulée „plastique" du matériau argileux fortement humecté.

Les teneurs en matière organique (supérieures à 6%) et en N total (0,30%) sont relativement élevées et baissent le long du profil ; le rapport C :N est 14, présentant des valeurs similaires à celles des sols de la zone

Institutul Geologic al României

sémi-humide. Les teneurs en phosphore et potassium (0,07—0,03% P_2O_5 total et <0,2% K_2O total) sont bien faibles.

La capacité d'échange cationique est élevée (35—42 mé pour 100 g de sol); le complexe argilo-humique est saturé en bases (V >90%). Parmi les cations échangeables prédomine celui de Mg en proportion de 70—85% qui prend la place habituellement occupée par le calcium, fait explicable par le prédominance des minéraux magnésiens. Une faible accumulation en calcium par voie biologique s'observe dans l'horizon A. La teneur en K échangeable est bien réduite (0,20—0,23 mé pour 100 g sol).

La réaction du sol est neutre devenant légèrement alcaline vers la partie inférieure du profil.

La composition chimique du sol, tout comme celle de la roche (tableau 4), se distingue par une teneur relativement réduite en SiO_2, Al_2O_3, K_2O, Na_2O et CaO, présentant par contre un pourcentage élevé en MgO et dans le sol aussi en Fe_2O_3 Le sol autant que la roche contiennent des quantités élevées de chrome, nikel et autres oligoéléments . À comparer la composition chimique du sol à la composition de la roche, on constate une diminution des teneurs en SiO_2 et surtout en MgO qui sont sujets au lessivage au cours des processus d'altération-solification et un accroissement appréciable de la teneur en Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, CaO et P_2O_5 dans le sol, conséquence du processus d'altération siallitique autant que de l'apport de produits d'altération fournis par les différentes roches. Quant au CaO et P_2O_5, l'accroissement est dû aussi à la bioaccumulation; on constate également, la présence dans le sol de certains éléments (K, Ti) qui font défaut dans la roche.

La fraction grossière du sol (0,02—2 mm) séparée sans l'avoir soumis au préalable à un traitement chimique énergique, se caractérise par la prédominance (tableau 5) des minéraux les plus resistants à l'altération: chromite et magnétite (aussi un peu de hématite), 20—40%, ensuite chrysotile et antigorite (ensemble 28—23%), et de faibles quantités d'olivine et de talc, anthophyllite et trémolite, épidote, microcline, biotite, grenat; sont encore à mentionner: le zircon, le rutile, la tourmaline et le sphène. Le quartz détritique ne fait jamais défaut, il en est de même des fragments de roche serpentiniques, des fragments de cristaux recouverts de pellicules et de restes végétaux. La grande variété des types de minéraux de la fraction grossière du sol comparée à la roche parentale atteste que les dépôts déluviaux qui constituent le matériau originel du sol ont été fournis par tout le massif gabbro-péridotitique du Banat.

La fraction argileuse du sol, séparée sans un traitement chimique préalable, contient les minéraux argileux suivants (identifiés par l'étude

Institutul Geologic al României

chimique, l'absorbtion en infrarouge, l'analyse thermique-différencielle et à rayons X) : minéraux du groupe des serpentines magnésiennes (chrysotile et très probablement antigorite), minéraux du groupe montmorillonite (probablement saponite et un peu de nontronite et/ou bowlingite), chlorite, auxquels s'ajoutent de faibles quantités de quartz.

La genèse du sol se caractérise donc par : une altération physique avancée, favorisée par la nature de la roche, une altération chimique réduite, un lessivage et une débaséification faibles, une bioaccumulation active et des transformations minéralogiques insignifiantes.

La teneur réduite en phosphore et potassium des erubazems, le rapport éleve entre le Mg et le Ca et la grande quantité de certains microéléments (Cr, Ni, Co) soulèvent toute une série de problèmes particulières (quant à la nutrition des plantes), qui réclament une étude spéciale pour apprécier la fertilité de ces sols.

SOLURI NEGRE FORMATE PE SERPENTINITE ÎN ROMÂNIA

(Rezumat)

Solurile negre formate pe roci ultrabazice sau erubaziomurile, cercetate în regiunea muntoasă a defileului Dunării, unde s-au format pe serpentinite, sînt soluri cu caracter intrazonal, similare rendzinelor, cu profil puțin diferențiat de tip A-AR-R sau A-AB-BR-R, în general de grosime mică și mai mult sau mai puțin scheletice. Orizontul superior este de culoare închisă, negru pînă la brun foarte închis (10YR 2/1—2/2) în stare umedă, cenușiu, foarte închis pînă la cenușiu închis (10YR 3/1—3,5/1) în stare uscată, lutoargilos, bine structurat (granular) și afînat, destul de bogat în humus, saturat în baze; printr-un orizont intermediar, uneori cu slabe caractere de orizont cambic, se trece la rocă, în general intens alterată pe adîncime mare.

Se întîlnesc în condiții climatice relativ umede (P = 700—1000 mm, T = 8°—11°C) sub o vegetație de pădure de *Quercus petraea* sau sub pajiște în care domină *Chrysopogon gryllus*.

Roca parentală a solului cercetat (de la NW de Liubotina) este un serpentinit constituit (tab. 2) din minerale serpentinice magneziene (crisotil, 37 — 46%, antigorit 22—26%, bowlingit (13—15%), serpofit (7—15%) și în cantități mici clorit, talc, magnetit, cromit. Materialul

Institutul Geologic al României

parental al solului — care formează o cuvertură subțire pe versant — provine în cea mai mare parte din serpentinitul de la baza profilului, fapt dovedit de compoziția mineralogică asemănătoare (tab. 2). Prezența însă în materialul de sol a unor fragmente microconglomeratice în care domină feldspații ortoclazi și a unor iviri de feldspați plagioclazi dovedește existența unui ușor aport de material provenit din alterarea rocilor din apropiere, probabil conglomerate permiene și respectiv gabbrouri.

Din datele analitice (tab. 3) se remarcă un conținut ridicat de schelet și de nisip grosier, fapt care — alături de grosimea redusă a profilului — reflectă stadiul inițial de evoluție a solului. Conținutul relativ ridicat de argilă (26—35%) se explică relativ ușor, deoarece numai prin simplă mărunțire filosilicații din serpentinit trec în fracția foarte fină a solului. Pe profil nu se observă vreo variație semnificativă pedogenetic a alcătuirii granulometrice. Existența unor arii de plasmă argilică birefringentă — semnalate la studiul micromorfologic în secțiuni subțiri (pl. I, II), — sînt un rezultat al reorientării optice a particulelor în loc (fără o deplasare a acestora), determinată fie de presiunea generată la gonflarea solului la umezire, fie de o curgere „plastică" a materialului argilos umectat puternic.

Conținutul de humus (peste 6%) și de N total (0,30%) sînt relativ ridicate și scad lent pe profil; raportul C :N este 14, avînd valori similare solurilor din zona semiumedă. Foarte sărace sînt însă în fosfor și potasiu (0,07—0,03% P_2O_5 total și sub 0,2% K_2O total).

Capacitatea de schimb cationic este ridicată (35—42 me la 100 g sol), iar complexul argilohumic este saturat în baze (V > 90%). Printre cationii schimbabili predomină Mg în proporție de 70—85% — luînd locul obișnuit al calciului — fapt explicabil prin predominarea în sol a mineralelor magneziene. O ușoară acumulare pe cale biologică a calciului se observă în orizontul cu humus. Conținutul de K schimbabil este foarte redus (0,20—0,23 me la 100 g sol).

Reacția solului este neutră devenind slab alcalină către baza profilului.

Compoziția chimică a solului, ca și a rocii (tab. 4) se remarcă printr-un conținut relativ redus de SiO_2, Al_2O_3, K_2O, Na_2O și CaO, prezentînd în schimb un procent ridicat de MgO, iar în sol și de Fe_2O_3. Atît solul cît și roca conțin cantități ridicate de crom, nichel și alte oligoelemente. Comparînd compoziția chimică a solului cu cea a rocii se constată o micșorare a conținutului de SiO_2 și mai ales de MgO care suferă o levigare în procesul de alterare-solificare și o creștere apreciabilă a conținutului de Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, CaO și P_2O_5 în sol, consecință atît a procesului de alte-

Institutul Geologic al României

rare siallitică cît şi aportului de produse de alterare din diferite roci, iar în cazul ultimelor şi al bioacumulării; se remarcă, de asemenea, prezenţa în sol a unor elemente (K, Ti) care lipsesc în rocă.

Fracţia grosieră din sol (0,02—2 mm), separată fără un tratament chimic prealabil energic, se caracterizează prin predominarea (tab. 5) mineralelor cele mai rezistente la alterare, cromit şi magnetit (şi puţin hematit), 20—40%, apoi crisotil şi antigorit (împreună 28—23%) şi mici cantităţi de olivină şi talc, antofilit şi tremolit, epidot, microclin, biotit, granat; de asemenea se menţionează: zircon, rutil, turmalină şi sfen. Cuarţul detritic este nelipsit, ca şi fragmente de roci serpentinice, fragmente de cristale acoperite cu pelicule şi resturi vegetale. Varietatea mare a tipurilor de minerale din fracţia grosieră a solului în comparaţie cu roca parentală confirmă constatarea că deluviul ce constituie materialul parental al solului provine din întregul masiv gabbro-peridotitic din Banat.

Fracţia argiloasă din sol, separată fără un pretratament chimic al solului, prezintă următoarele minerale argiloase, identificate prin studiul chimic, al absorbţiei în infraroşu, termic-diferenţial şi roentgenografic: minerale din grupul serpentinelor magneziene (crisotil şi foarte probabil antigorit), minerale din grupul montmorillonitului (probabil saponit şi ceva nontronit şi /sau bowlingit), clorit. La acestea se adaugă mici cantităţi de cuarţ.

Geneza solului se caracterizează deci prin alterare fizică înaintată, favorizată de natura rocii, alterare chimică redusă, levigare şi debazificare slabă, bioacumulare activă şi transformări mineralogice neînsemnate.

Conţinutul redus de fosfor şi potasiu al erubaziomurilor, raportul lor ridicat dintre Mg şi Ca şi conţinutul mare în unele microelemente (Cr, Ni, Co) pun o serie de probleme aparte de nutriţie a plantelor care necesită un studiu special pentru caracterizarea acestor soluri sub aspectul fertilităţii lor.

Institutul Geologic al României

PLATE I

Institutul Geologic al României

PLATE I

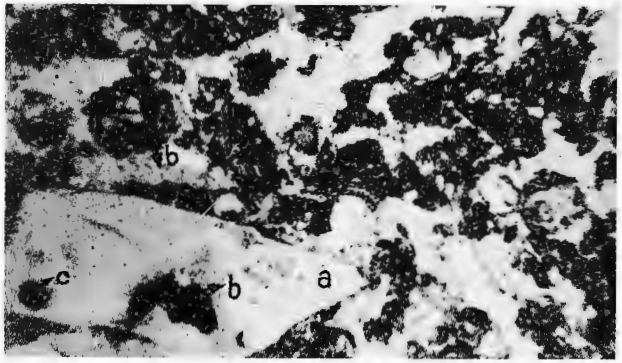
Fig. 1. — Thin section, Profile 9-Liubotina, depth 0—10 cm. NII; X 25 Intertextic-porphyropeptic fabric with skeleton and litho-relicts in various stages of weathering; *a*, serpentinized rock; *b*, magnetite and *c*, chromite.

Fig. 2. — Idem, N –; X 25
a, weathered olivine; *b*, chrysotile; *c*, antigorite; *d*, magnetite and *e* quartzite.

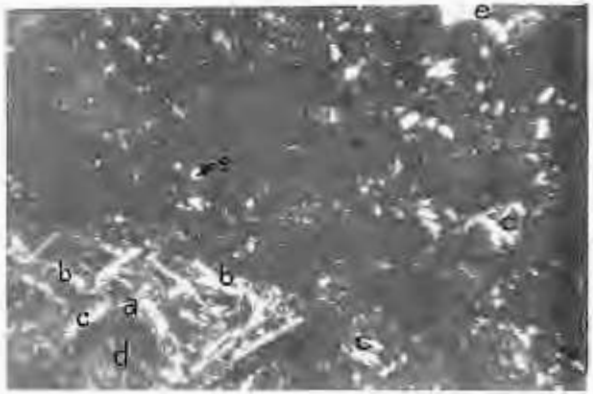
Fig. 3. — Thin section, Profile 9 Liubotina, depth 15–25 cm NII; X 25 Intertextic-porphyropeptic fabric with skeleton and weathered litho-relicts; *a*, olivine; *b*, chrysotile; *c*, antigorite; *d*, magnetite and *e*, chromite.

Fig. 4. — Idem, N –; X 25
a, chrysotile and *b*, antigorite.

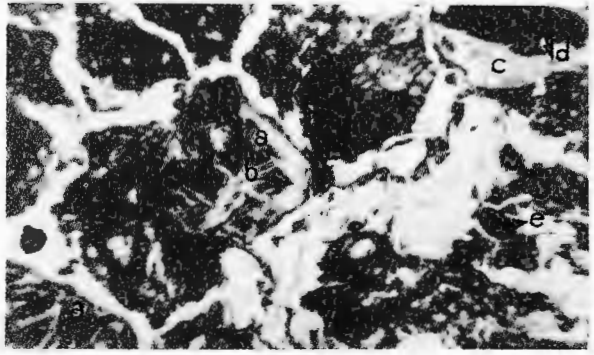
Institutul Geologic al României



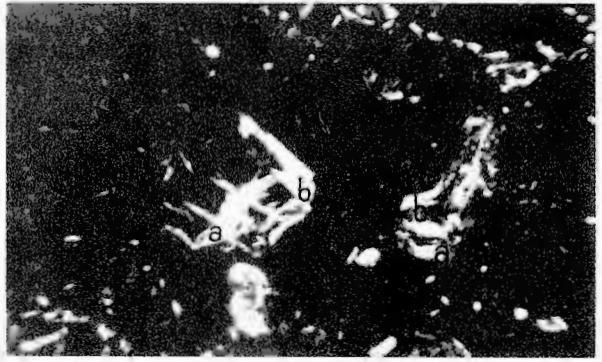
1



2



3



4

Studii tehnice şi economice, seria C, nr. 18

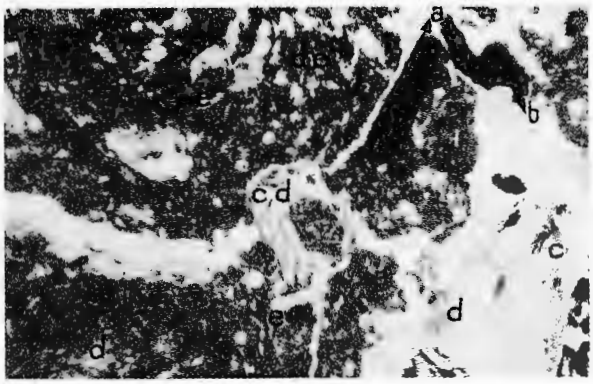
Institutul Geologic al României

PLATE II

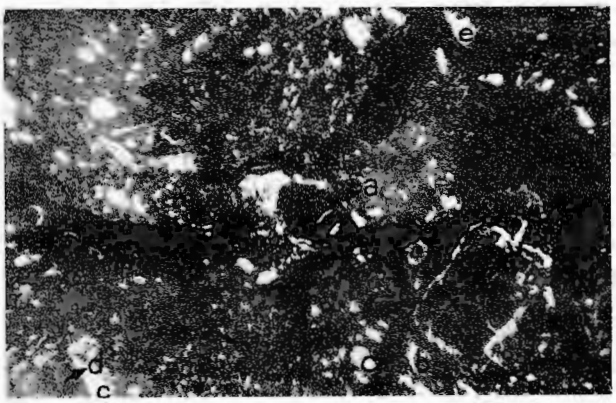
Fig. 1. — Thin section, Profile 9 Liubotina, depth 35—45 cm, NII; X 25 porphyropeptic-intertextic fabric with a large amount of skeleton and litho-relicts in various stages of weathering; *a*, plant remnants; *b*, magnetite; *c*, chrysotile; *d*, antigorite and *e*, olivine.

Fig. 2. — Idem, N +; X 25
a, chromite; *b*, chrysotile; *c*, antigorite, *d*, bowlingite and *e*, quartz.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLATE III

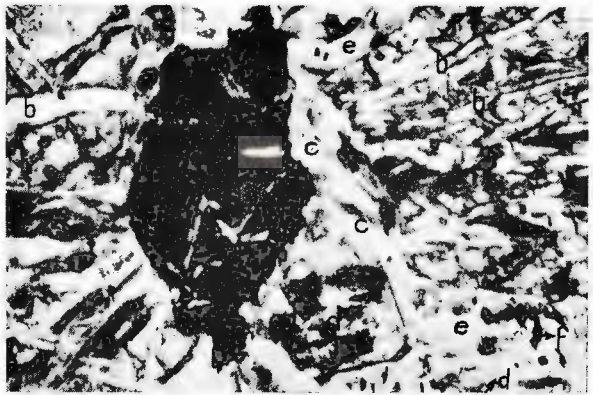
Fig. 1. — Thin section, Profile 9 Liubotina, depth 100—125 cm, NII; X 70 Serpentine showing a cellular structure; *a*, chromite; *b*, chrysotile fibres with a radial arrangement; *c*, antigorite; *d*, bowlingite; *e*, serpentine; *f*, secondary magnetite.

Fig. 2. — Idem.
a, former olivine grain; *b*, chrysotile; *c*, antigorite; *d*, primary magnetite; *e*, secondary magnetite; *f*, bowlingite; *g*, chromite.

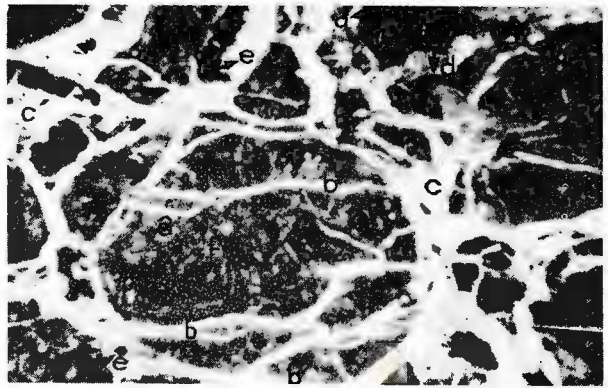
Fig. 3. — Idem.
a, chromite grain with fissures filled with chrysotile and antigorite; *b*, magnetite; *c*, serpentinized olivine; *d*, chrysotile; *e*, antigorite; *f*, bowlingite.

Fig. 4. — Thin section, Profile 9 Liubotina, depth 35—45 cm, NII; X 70 *a*, weathered olivine; *b*, chrysotile; *c*, antigorite; *d*, secondary magnetite.

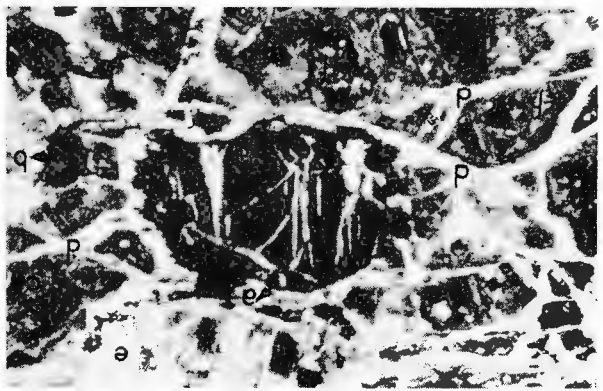
Institutul Geologic al României



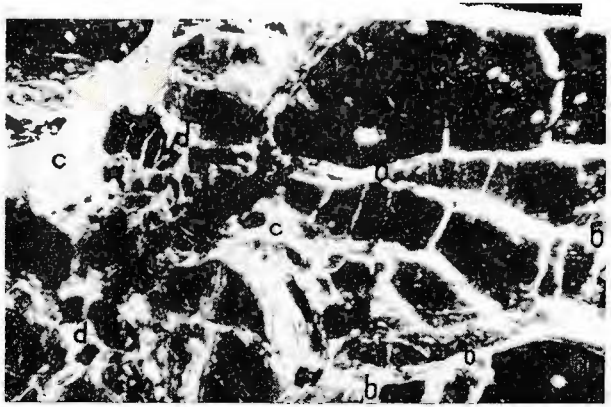
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

INDICES PHYSICO-CHIMIQUES ET PROFILS MOYENS STATISTIQUES DES PRINCIPAUX SOLS DE LA DOBROGEA (ROUMANIE)

PAR

N. FLOREA, LUCIA VLAD [1]

Les données analytiques, assez nombreuses existantes pour les principaux sols de la Dobrogea, ont été réexaminées à l'aide de la méthode statistique afin d'obtenir une caractérisation quantitative mieux argumentée et plus proche de la réalité des unités de sol séparés sur les cartes, et afin de vérifier en quelle mesure, les différentes unités taxonomiques inscrites dans la légende de ces cartes, se différencient en ce qui concerne leurs principales propriétés.

De cette réexamination des données qui regardent les différentes séquences de sols rapprochés au point de vue génétique (ou voisins au point de vue de la systématique) ont résulté des indices physico-chimiques qui peuvent distinguer les différentes unités taxonomiques de sol.

Manière de réexaminer les données

Pour les principales propriétés, à l'aide de la méthode statistique habituelle, on a fait le calcul des moyennes par unités taxonomiques, par horizons et sous-horizons génétiques et des erreurs standard qui accompagnent ces moyennes, ainsi que du profil moyen statistique de chaque unité taxonomique, en suivant les indications de C a n a r a c h e et al. (1968), avec quelques simplifications.

Afin de faire ce calcul on a constitué des rangs de valeurs pour les différentes propriétés de chaque horizon ou sous-horizon génétique du profil de sol caractéristique pour chaque unité taxonomique et l'on a établi les limites de variation (amplitude) de la propriété respective, la moy-

[1] Institut Géologique, Bucarest, Roumanie.

Institutul Geologic al României

enne arithmétique ($\overline{X}$) et l'erreur standard de la moyenne ($S\bar{x}$), cette dernière comme indice de la variation de la population respective, à partir des formules :

$$\begin{cases} \overline{X} = \dfrac{1}{N} \varepsilon xi\, ni \quad \text{dont } \overline{X} = \text{moyenne arithmétique} \\ \qquad\qquad\qquad\qquad\qquad ni = \text{effectif de la valeur } xi \\ \qquad\qquad\qquad\qquad\qquad N = \text{effectif total } (N = \varepsilon ni) \end{cases}$$

$$\text{et} \begin{cases} S\bar{x} = \dfrac{\sigma e}{N - i} \quad \text{dont } S\bar{x} = \text{erreur standard de la population} \\ \qquad\qquad\qquad\qquad\qquad \sigma e = \text{erreur standard de l'échantillon} \\ \qquad\qquad\qquad\qquad\qquad N = \text{effectif total} \end{cases}$$

On a fait le calcul des mêmes éléments pour les épaisseurs des horizons et des sous-horizons génétiques du profil de sol.

On a ainsi obtenu pour chaque unité taxonomique plusieurs valeurs, correspondant aux différents horizons et sous-horizons génétiques, de la moyenne d'une certaine propriété, chaque valeur étant accompagnée de son erreur standard. Pour faciliter la représentation graphique et les calculs comparatifs on a fait le calcul d'une erreur moyenne le long du profil de sol de l'unité taxonomique à partir de la formule $\left\{ \overline{S}\bar{x} = \sqrt{\dfrac{\varepsilon \overline{S}\bar{x}i\, \overline{d}i}{\varepsilon \overline{d}i}} \right.$, formule qui tient compte du poids dont chaque horizon ou sous-horizon intervient en fonction de son épaisseur moyenne ($\overline{d}$).

Pour la représentation graphique du profil moyen (statistique) caractéristique à chaque propriété et unité taxonomique on a porté en ordonnée le total des épaisseurs de chaque horizon ou sous-horizon dans leur succession naturelle, corespondant à l'unité taxonomique respective, et en abscisse les moyennes artihmétiques de la propriété prise en considération. Les points obtenus ont été réunis par une ligne brisée qui représente la variation en sens vertical de la propriété repsective ; l'intervalle de variation de la propriété prise en considération a été représenté en figurant de part et autre de la ligne brisée ci-dessus mentionnée des lignes parallèles à celle-ci à une distance égale à l'erreur moyenne le long du profil. Les graphiques représentant les profils moyens de chaque propriété et unité taxonomique permettent de mieux comparer les unités taxonomiques entre elles et de faire ressortir certaines particularités.

Il y a lieu de remarquer qu'on n'a pas effectué les calculs à partir des données analytiques concernant les profils typiques correspondant aux différentes unités taxonomiques mais à partir des profils représentatifs pour le territoire qui doit être caractérisé, respectivement pour l'unité

Institutul Geologic al României

TABLEAU 1

Profils moyens (statistiques) des propriétés phisico-chimique principales des sols de la Dobrogea (Roumanie)

Sol	Horizon	Epaisseurs des horizons en cm — limites de variation $\bar{X} \pm S\bar{x}$	N	argile (<2μ) % — limites de variation $\bar{X} \pm S\bar{x}$	N	humus % — limites de variation $\bar{X} \pm S\bar{x}$	N	Azote % — limites de variation $\bar{X} \pm Sx$	N	C : N — limites de variation $\bar{X} \pm S\bar{x}$	N	P_2O_5 total % — limites de variation $\bar{X} \pm S\bar{x}$	N	Carbonates % — limites de variation $\bar{X} \pm S\bar{x}$	N	pH — limites de variation $\bar{X} \pm S\bar{x}$	N	T mé/100 gr sol — limites de variation $\bar{X} \pm S\bar{x}$	N
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Sols châtains de steppe	Ap	20,0±0,2	366	20,4—28,7 23,7± 0,4	41	1,67—3,20 2,49±0,06	49	0,092—0,190 0,141±0,003	49	10,0—13,9 11,8± 0,2	49	0,125—0,210 0,166±0,002	50	1,3—15,2 7,3± 0,5	49	7,78—8,43 8,18±0,02	50	14,4—27,3 19,5± 0,5	43
	A_1	16,7±0,2	366	20,4—28,8 24,0± 0,4	41	1,24—3,08 2,10±0,06	52	0,082—0,166 0,120±0,003	52	9,0—13,9 11,8± 0,1	52	0,120—0,194 0,155±0,002	52	2,3—17,3 10,0± 0,5	52	7,98—8,42 8,24±0,02	49	13,2—26,1 19,1± 0,5	40
	AC	11—36 20,0±0,2	380	20,1—28,3 22,9± 0,3	39	1,06—2,01 1,55±0,02	50	0,060—0,136 0,091±0,002	50	8,9—13,7 11,6± 0,1	50	0,108—0,190 0,145±0,002	49	3,4—19,9 13,1± 0,5	50	8,03—8,48 8,27±0,02	48	12,1—25,0 17,1± 0,5	32
	Clca	16—48 28,3±0,4	320	18,8—28,1 22,5± 0,4	33	0,75—1,56 1,10±0,03	40	0,040—0,088 0,067±0,003	40	8,4—12,5 10,1± 0,1	40	0,104—0,162 0,134±0,002	40	10,8—23,1 16,8± 0,5	40	8,00—8,48 8,33±0,02	40	11,5—24,1 15,8± 0,6	34
	C2ca	25—70 47,0—3,5	21	19,3—25,6 21,7± 0,7	13	0,47—1,00 0,74±0,02	44	0,030—0,068 0,047±0,002	44	8,0—12,9 10,9± 0,3	44	0,101—0,162 0,127±0,002	33	12,7—26,6 19,7± 0,2	45	8,14—8,72 8,44±0,02	42	7,4—16,4 10,7± 0,4	31
		Erreur moyenne		± 0,5		±0,04		±0,003		± 0.2		±0,002		± 0,4		±0,02		± 0,5	
Chernozems calcaires	Ap	20,0±0,1	1047	24,5—31,9 28,8± 0,5	27	2,74—4,39 3,43±0,07	34	0,147—0,250 0,189±0,004	32	11,4—13,6 12,3± 0,1	32	0,111—0,190 0,154±0,003	33	0,6— 8,0 2,7± 0,3	33	7,83—8,41 8,10±0,03	33	21,6—35,0 26,5± 0,7	27
	A_1	20,5±0,1	1047	24,8—33,2 29,4± 0,5	27	2,07±3,38 2,87±0,05	32	0,115—0,195 0,158±0,003	32	11,1—14,4 12,3± 0,1	32	0,130—0,222 0,153±0,003	32	0,4—13,5 5,5± 0,5	32	7,61—8,52 8,16±0,03	32	18,9—34,5 25,3± 0,7	27
	AC	15—36 22,0±0,1	1041	23,4—30,9 28,0± 0,5	17	1,55—2,70 2,08±0,05	31	0,084—0,149 0,116±0,003	31	11,0—132, 12,2± 0,1	31	0,118—0,216 0,146±0,003	31	3,9—14,4 10,0± 0,5	31	8,00—8,58 8,25±0,03	21	17,5—29,8 21,7± 0,7	27
	C1ca	14—48 28,1±0,2	854	21,7—30,9 27,4± 0,5	21	0,79—1,72 1,22±0,04	28	0,048—0,108 0,073±0,003	28	9,8—13,5 11,6± 0,1	28	0,107—0,170 0,132±0,003	29	11,4—23,2 16,8± 0,6	28	8,09—8,61 8,31±0,03	27	13,4—26,2 19,2± 0,6	27
	C2ca	30—77 55,0±5,5	13	17,6—27,3 24,4± 0,6	9	0,55—1,02 0,68±0,03	7	0,033—0,056 0,045±0,002	16	8,2—12,0 10,5± 0,2	7	0,088—0,166 0,124±0,005	14	9,7—27,0 20,6± 0,7	16	8,24—8,75 8,42±0,05	32	9,0—20,2 13,6± 0,7	21
		Erreur moyenne		± 0,5		±0,03		±0,003		± 0,1		±0,003		± 0,5		±0,04		±0,7	
Chernozems	Ap	20,0±0,2	718	25,7—36,0 31,1± 0,6	15	2,61—4,60 3,72±0,11	17	0,155—0,235 0,200±0,005	17	10,0—14,2 12,5± 0,2	17	0,093—0,195 0,143±0,007	17	0		7,13—8,02 7,71±0,06	15	28,2—39,5 33,9± 0,9	15
	A_1	22,0±0,2	718	26,6—35,6 31,6± 0,8	15	2,37—3,36 2,96±0,07	17	0,116—0,198 0,160±0,005	17	10,2—13,7 12,6± 0,2	17	0,087—0,163 0,135±0,005	17	0 — 2,1 0,3± 0,16	15	7,50—8,15 7,83±0,04	15	25,2—39,2 31,5± 1,1	14
	AC ou AB	10,0—35 21,1±0,2	708	25,3—34,5 30,7± 0,8	12	1,52—2,51 2,02±0,07	16	0,077—0,136 0,112±0,006	16	10,4—13,3 12,3± 0,2	16	0,111—0,153 0,136±0,004	16	0 — 8,8 3,2± 0,8	15	7,92—8,25 8,10±0,03	15	19,6—33,2 26,0± 1,7	15
	C1ca	16—53 29,9±0,3	438	24,4—31,3 28,4± 0,7	11	0,65—1,62 1,21±0,08	18	0,040—0,098 0,070±0,004	18	9,9—12,7 11,5± 0,2	18	0,100—0,147 0,126±0,004	19	6,8—24,3 14,0± 0,4	19	8,04—8,47 8,26±0,06	18	16,3—25,9 19,0± 0,9	11
	C2ca	—	—	19,7—28,7 24,3± 0,7	12	0,54±0,89 0,69±0,03	16	0,036—0,054 0,042±0,002	11	10,1—13,2 11,5± 0,3	11	0,105—0,148 0,121±0,005	11	17,4—24,7 20,2± 0,5	11	8,17—8,56 8,36±0,02	11	9,7—17,1 13,6± 0,9	9
		Erreur moyenne		± 0,7		±0,09		±0,005		± 0,2		±0,005		± 0,5		±0,05		± 1,2	
Chernozems faiblement levigués	Ap	20,0±0,2	265	25,4—36,5 30,8± 1,2	12	3,40—4,45 3,92±0,08	13	0,165—0,219 0,185±0,005	12	12,4—15,2 14,2± 0,3	12	0,106—0,144 0,128±0,003	12	—	—	6,87—7,76 7,26±0,08	12	31,0—41,7 34,5± 0,8	13
	A1	21,0±0,2	265	26,8—37,2 32,4± 1,5	12	2,40—3,63 2,93±0,11	13	0,113—0,197 0,144±0,007	13	12,5—15,2 14,3± 0,3	13	0,102—0,132 0,120±0,002	13	—	—	7,25—7,94 7,53±0,05	13	29,1—41,3 33,9± 1,0	12
	AB	10—28 18,0±0,2	263	27,0—36,3 31,6± 1,1	10	1,29—2,78 1,97±0,13	13	0,072—0,140 0,101±0,007	13	11,7—15,2 13,4± 0,4	13	0,099—0,133 0,118±0,002	12	—	—	7,28—8,05 7,64±0,06	12	26,2—35,2 31,3± 0,9	11
	B	9—37 19,0±0,4	259	24,5—35,9 30,6± 1,0	12	1,00—2,40 1,53±0,14	14	0,054—0,123 0,080±0,007	14	11,0—15,2 12,8± 0,3	14	0,101—0,132 0,117±0,002	13	—	—	6,95—8,03 7,68±0,08	13	23,6—40,0 30,4± 1,2	13
	C1ca	14—42 27,0±0,9	69	24,7—34,7 29,4± 1,5	6	0,57—1,41 1,05±0,04	14	0,039—0,093 0,054±0,004	14	9,4— 15,0 11,8± 0,4	14	0,092—,0150 0,117±0,004	13	8,9—25,4 17,7± 1,9	15	8,06—8,48 8,31±0,03	13	15,8—26,1 21,0± 1,5	6
	C2ca			31,0—33,8 32,5± 1,5	5	0,49—0,79 0,61±0,02	6	0,031—0,052 0,044±0,003	6	9,4—11,0 10,2± 0,2	6	—	—	15,7—28,0 20,6± 1,9	13	8,24—8,50 8,38±0,02	13	10,9—20,4 16,1± 1,5	6
		Erreur moyenne		± 1,3		±0,10		±0,005		±0,3		±0,003		± 1,9		±0,06		± 1,1	
Sols châtains de forêt (cultivés)	Ap	20±0,4	70	21,9—31,4 26,6± 0,6	21	2,01—3,88 2,95±0,06	10	0,114—0,202 0,158±0,008	10	10,0—14,0 12,2± 0,3	10	0,102—0,183 0,132±0,007	10	0 — 4,2 0,9± 0,6	8	7,35—8,01 7,65±0,09	8	22,1—37,8 28,5± 1,9	7
	A1	15,0±0,4	70	22,5—32,2 27,2± 0,6	20	1,51—2,47 2,00±0,10	10	0,075—0,122 0,109±0,007	10	9,8—14,0 11,3± 0,7	10	0,105—0,142 0,125±0,005	9	0 — 6,5 1,5± 0,9	8	7,39—8,12 7,78±0,09	8	23,2—28,4 26,1± 0,7	7
	AC ou AB+B	9—41 23,3±0,6	71	23,5—31,0 27,3± 0,5	16	1,28—1,59 1,39±0,04	9	0,067—0,097 0,081±0,003	9	10,3—13,0 11,8± 0,3	9	0,076—0,163 0,120±0,008	8	0 —10,0 2,8± 1,6	7	6,86—8,29 7,82±0,19	8	15,9—25,9 22,2± 1,6	6
	C1ca	18—38 29,9±1,0	28	19,4—29,2 24,4± 0,8	16	0,71—1,13 0,95±0,02	9	0,047—0,084 0,061±0,002	9	11,7—12,4 12,0± 0,3	9	0,117—0,136 0,132±0,005	7	7,3—26,7 16,1± 1,9	9	8,08—8,43 8,27±0,03	8	15,4—17,5 16,6± 0,6	6
	C2ca	—	—	19,3—25,0 21,4± 0,8	14	0,62—0,79 0,71±0,02	8	0,035—0,053 0,044±0,002	8	9,6—12,9 11,1± 0,3	8	0,102—0,142 0,121±0,005	7	9,1—29,7 21,9± 1,7	8	8,15—8,56 8,34±0,03	8	12,2—15,5 13,8± 0,6	5
		Erreur moyenne		± 0,7		±0,05		±0,005		± 0,5		±0,006		± 1,4		±0,11		± 1,3	
Sols châtains de forêt (noncultivés)	A11	8—28 16,6±0,5	165	21,9—31,4 26,6± 0,6	21	4,29—15,44 7,90±0,40	27	0,200—0,648 0,360±0,023	27	11,9—19,5 14,5± 0,5	27	0,097—0,213 0,154±0,006	27	0,0— 5,4 0,9± 0,5	27	6,23—7,70 7,17±0,29	27	25,5—47,4 36,2± 1,6	16
	A12	8—24 14,5±0,5	150	22,5—32,2 27,2± 0,6	20	2,37—5,20 3,85±0,14	27	0,112—0,271 0,190±0,002	27	12,0—17,1 13,8± 0,2	27	0,060—0,185 0,140±0,005	27	0,0— 9,6 1,6± 0,6	27	5,61—8,04 7,25±0,13	27	22,0—35,9 29,5± 0,8	16
	AC ou AB+B	10—48 23,6±0,2	160	23,5—31,0 27,2± 0,8	16	1,16—3,18 2,31±0,11	26	0,068—0,158 0,116—0,005	26	10,0—14,8 13,2± 0,6	26	0,064—0,174 0,125±0,001	24	1,6—17,9 7,8± 1,0	26	5,68—8,21 7,41±0,15	26	16,5—35,6 24,0± 1,7	12
	C1ca	17—40 27,6±1,0	82	19,4—29,2 24,4± 0,8	16	0,65—1,69 1,19±0,06	17	0,045—0,091 0,067±0,004	17	9,5—14,5 12,3± 0,4	17	0,068—0,149 0,123±0,005		9,1—23,6 15,9± 0,7	18	7,88—8,48 8,21±0,03		14,4—18,2 16,3± 0,6	11
	C2ca	—	—	19,3—25,0 21,4± 0,8	14	0,57—1,66 0,97±0,06	23	0,035—0,100 0,055±0,004	23	9,2—15,2 12,1± 0,4	23	0,068—0,144 0,113±0,005	24	9,0—27,3 20,6± 1,0	24	8,13—8,55 8,33±0,03	23	9,1—16,8 13,0± 0,6	13
		Erreur moyenne		± 0,7		±0,20		±0,011		± 0,5		±0,005		± 0,8		±0,17		± 1,2	
Sols gris de forêt (cultivés)	Ap	20,0±0,5	114	20,2—31,3 26,2± 0,8	15	2,27—4,65 2,92±0,31	7	0,117—0,185 0,150±0,010	7	9,5—15,9 12,8± 0,8	7	0,080—0,164 0,126±0,012	7	0	—	6,26—7,93 7,36±0,21	7	25,2—28,7 26,5± 0,9	5
	A1	15,0±0,5	114	23,3—32,9 28,6± 0,8	14	1,48—3,26 2,12±0,21	7	0,087—0,139 0,109±0,008	7	10,7—16,7 12,9± 0,8	7	0,066—0,142 0,110±0,011	7	0	—	6,30—7,71 7,32±0,19	7	23,2—27,7 25,4± 0,9	5
	AB	13,0—26 17,2±0,2	89	26,0—34,5 30,9± 0,9	10	0,91—1,63 1,32±0,10	7	0,064—0,087 0,076±0,003	7	8,6—14,0 11,9± 0,8	7	0,076—0,132 0,110±0,008	7	0	—	6,38—7,99 7,46±0,21	7	—	—
	B	11—40 23,0±0,8	87	25,3—32,2 28,3± 0,8	11	0,77—1,12 0,94±0,04	7	0,049—0,071 0,060±0,003	7	7,4—14,1 10,9± 0,9	7	0,087—0,127 0,114±0,006	7	0	—	6,49—8,04 7,51±0,21	7	—	—
	Cca	24—33 30,0±1,2	7	23,6—26,6 24,7± 0,6	5	0,40—1,02 0,72±0,09	6	0,037—0,051 0,045±0,003	6	9,7—14,0 11,7± 0,9	6	—	—	15,9—25,1 22,8± 1,2	5	8,12—8,44 8,28±0,05	5	—	—
		Erreur moyenne		± 0,7		±0,11		±0,006		± 0,9		±0,009				±0,21		± 0,9	
Sols gris de forêt (noncultivés)	A11	10—25 17,0±0,7	27	20,2—31,3 26,2± 0,7	15	3,94—11,72 7,06± 0,37	27	0,166—0,511 0,314±0,017	27	11,9—18,4 15,2± 0,3	27	0,081—0,175 0,128±0,004	12	0	—	5,55—7,42 6,72±0,10	27	25,2—49,4 34,9± 1,3	26
	A12	7—20 13,0±0,6	22	23,3—32,9 28,6± 0,9	14	1,24—3,74 2,26±0,13	28	0,063—0,180 0,110±0,007	26	9,7—16,7 13,9± 0,3	26	0,074—0,146 0,105±0,006	12	0	—	5,19—7,40 6,38±0,12	26	18,8—33,5 26,1± 0,9	22
	AB	12—23 16,2±0,5	28	26,0—34,5 30,9± 0,8	10	0,77—2,25 1,47±0,07	26	0,046—0,108 0,079±0,003	26	9,0—16,5 12,6± 0,4	26	0,076—0,148 0,106±0,008	12	0	—	5,21—7,62 6,37±0,11	26	17,9—30,8 26,3± 0,6	21
	B	16—42 29,5±1,4	27	25,3—32,2 28,3± 0,7	11	0,63—1,75 1,03±0,05	28	0,034—0,122 0,062±0,004	28	8,4—16,3 11,5± 0,5	28	0,077—0,151 0,111±0,006	12	0	—	5,36—7,78 6,46±0,10	26	22,3—30,7 26,2± 0,7	13
	Cca	24—33 30,0±1,2	7	23,6—26,6 24,7± 0,6	5	0,46—0,92 0,62±0,03	20	0,034—0,070 0,056±0,003	14	7,6—11,4 9,7± 0,3	14	0,107—0,165 0,120±0,013	5	11,7—30,7 22,4± 0,7	26	7,72—8,64 8,30±0,04	28	11,6—19,5 16,4± 0,6	15
		Erreur moyenne		± 0,7		±0,08		±0,008		± 0,4		±0,009		± 0,7		±0,09		± 0,8	

Institutul Geologic al României

cartographique séparée sur la carte de sol ; les moyennes obtenues sont d'autant plus représentatives pour l'unité taxonomique prise en considération.

Le profil moyen correspondant à une certaine propriété et unité taxonomique a été obtenu à partir des valeurs moyennes déjà calculées pour les horizons et les sous-horizons génétiques auxquels se rapportaient les données primaires (les échantillons de sol étant prélevés des horizons et des sous-horizons génétiques caractéristiques) en évitant ainsi d'effectuer des calculs supplémentaires pour les couches de sol uniformes comme épaisseur (10 cm) comme ont procédé C a n a r a c h e et al. (1968).

Les unités taxonomiques majeures de sol de la Dobrogea dont on a effectué des calculs sont : sols châtains de steppe, chernozems calcaires, chernozems (sémi-calcaires), chernozems lévigués, sols châtains de forêts xérophiles et sols gris de forêts (tableau 1 et 2). Les calculs ont été effectués pour 170 profils (des unités majeures autant que des sous-unités ; dans l'ouvrage sont consigné seulement les données concernant les unités majeures).

En Dobrogea on remarque, sur de vastes surfaces, une uniformité relative du matériau originel fait qui a permis de créer des groupes de sol assez homogènes quant à l'aspect lithologique.

Pour certains traits beaucoup influencés par la manière d'utiliser le sol on a dû refaire l'examen des données par sous—unités déterminées par l'utilisation du sol (sols mis en cultures ou non).

Résultats obtenus

Épaisseur des horizons et du profil. On a constaté qu'avec l'intensification du processus de solification, à partir des sols châtains de steppe vers les chernozems faiblement lévigués, le solum gagne en épaisseur (la profondeur à laquelle apparaît l'horizon C1ca augmente de 56,7 cm chez les sols châtains de steppe à 78 cm chez les chernozems faiblement lévigués) fait dû à l'épaississement de l'horizon A et de celui de transition AC ou AB+B. Le sol châtain de steppe présente un horizon A de 36,7 cm et AC de 20 cm, les chernozems faiblement lévigués un horizon A de 41 cm et un horizon de transition (AB + B) de 37 cm. Une réduction de l'épaisseur de l'horizon A s'observe chez les sols gris de forêt. L'horizon C1ca apparaît chez les sols gris de forêt à une profondeur moindre par rapport aux chernozems lévigués à cause de la décroissance de l'intensité de lessivage du CO_3Ca, comme résultat tant de la décroissance de la perméabilité du sol due à l'argilosité de l'horizon B que du spécifique de la circulation de l'eau d'infiltration chez les sols de forêt (à cause de la fréquence maximum

Institutul Geologic al României

TABLEAU 2

Signification des différences des moyennes des principales propriétés physico-chimiques le long du profil des sols zonaux génétiquement voisins de la Dobrogea (Roumanie)

Groupes de sols	SB — Cmk					Cmk — Cmn					Cmn — CL^s					CN cult-Cs					X nonc. — CN nonc.				
Horizon / Propriété	Ap	A1	AC	C1ca	C2ca	Ap	A1	AC	C1ca	C2ca	Ap	A1	AC	C1ca	C2ca	Ap	A1	AB	B	C1ca	A11	A12	AC	C1ca	C2ca
Argile < 2 μ en %	S	S	S	S	S	S	S	S	N	N	N	N	N	N	S	S	S	N	N	S	N	N	S	N	—
Humus en %	S	S	S	N	N	S	N	N	N	N	S	N	N	N	N	S	S	S	S	S	S	S	S	S	—
N total en %	S	S	S	N	N	N	N	N	N	N	N	S	N	N	N	S	S	S	N	N	S	S	S	N	—
C : N	S	S	S	S	N	N	N	N	N	S	S	S	S	N	S	N	N	N	N	N	N	N	N	S	—
P_2O_5 total en %	S	S	S	N	N	S	S	S	S	N	S	S	S	N	N	N	N	N	N	N	S	S	S	N	—
CO_3Ca en %	S	S	N	N	N	S	S	S	N	N	S	S	S	N	N	N	N	N	N	N	S	S	S	N	—
pH	S	N	N	N	N	N	S	N	N	N	S	S	S	N	N	N	N	N	N	N	S	S	S	N	—
Tme/100 g sol	S	S	S	S	S	S	S	S	N	N	S	S	S	N	N	S	S	—	—	—	N	S	N	N	—
Réserves en humus pour 100 cm en t/ha	S					S					S					S					S				

SB = sols châtains de steppe (mis en culture)
Cmk = chernozems calcaires (mis en culture)
Cmn = chernozems sémi-calcaires (mis en culture)
CL^s = chernozems faiblement levigués (mis en culture)
X nonc. = sols châtains de forêts xérophiles non-cultivés
CN nonc. et cult. = sols gris de forêt non-cultivés et cultivés
N = nonsignificatif (probabilité : < 95 %)
S = significatif (probabilité : > 95 % ou 99 %).

Institutul Geologic al României

des racines ligneuses au niveau de l'horizon AB et de la première partie de l'horizon B ou intervient une très grande consommation en eau).

Dans la série des sols de forêt non-cultivés, pratiquement il n'y a pas de différences entre l'horizon A11 et A12 ; par contre l'épaisseur de

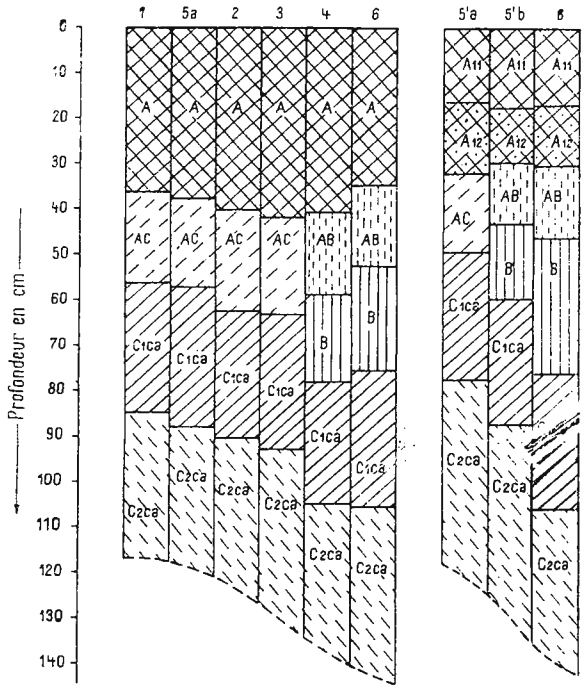


Fig. 1. — Épaisseur des horizons et des sous-horizons des principaux types de sols de la Dobrogea.

Légende (pour toutes les figures) : 1, sols châtains de steppe (cultivés) ; 2, chernozems calcaires (cultivés) ; 3, chernozems (cultivés) ; 4, chernozems faiblement levigués (cultivés) ; 5, sols châtains de forêt xérophile non-cultivés ; 5a, sols châtains de forêt xérophile calcaires et typiques (cultivés) ; 5a', sols châtains de forêt xérophile calcaires et typiques, non-cultivés ; 5b, sols châtains de forêt xérophile levigués (cultivés) ; 5b', sols châtains de forêt xérophile levigués, non-cultivés ; 6, sols gris de forêt (cultivés) ; 6', sols gris de forêt non-cultivés.

l'horizon de transition AC ou AB + B augmente de 17,2 cm chez les sols châtains de forêts xérophiles calcaires et typiques, à 29,7 cm chez les sols châtains lévigués et à 45,7 cm chez les sols gris de forêt ; l'horizon C1ca apparaît lui aussi à des profondeurs de plus en plus grandes.

Sont à signaler les différences importantes entre les épaisseurs des horizons de sol mis ou non en cultures du même type de sol (fig. 1). Ainsi l'horizon A1 des sols châtains de forêts xerophiles typiques et calcaires s'épaissit sous cultures (conséquence de l'installation de la végétation herbacée) et l'horizon C1ca apparaît à des profondeurs de plus en plus grandes probablement à cause des racines des herbes qui pénetrent en profon-

Institutul Geologic al României

deur. Chez les sols châtains de forêts xérophiles lévigués mis en culture, tout comme chez les sols gris de forêt mis en culture, l'horizon A1 gagne d'avantage en épaisseur, et l'horizon AB aussi, aux dépens de l'horizon B qui se réduit, néanmoins l'horizon Cca apparaît à une profondeur constante. L'épaisseur des horizons des sols de forêt se modifie après leur mise en culture se rapprochant des types de sol formés sous végétation herbacée de la zone environnante.

Teneur en argile. La teneur en argile de l'horizon A et C1ca augmente progressivement (fig. 2) à partir des sols châtains de steppe vers les chernozems lévigués et diminue chez les sols de forêt. On observe que la teneur

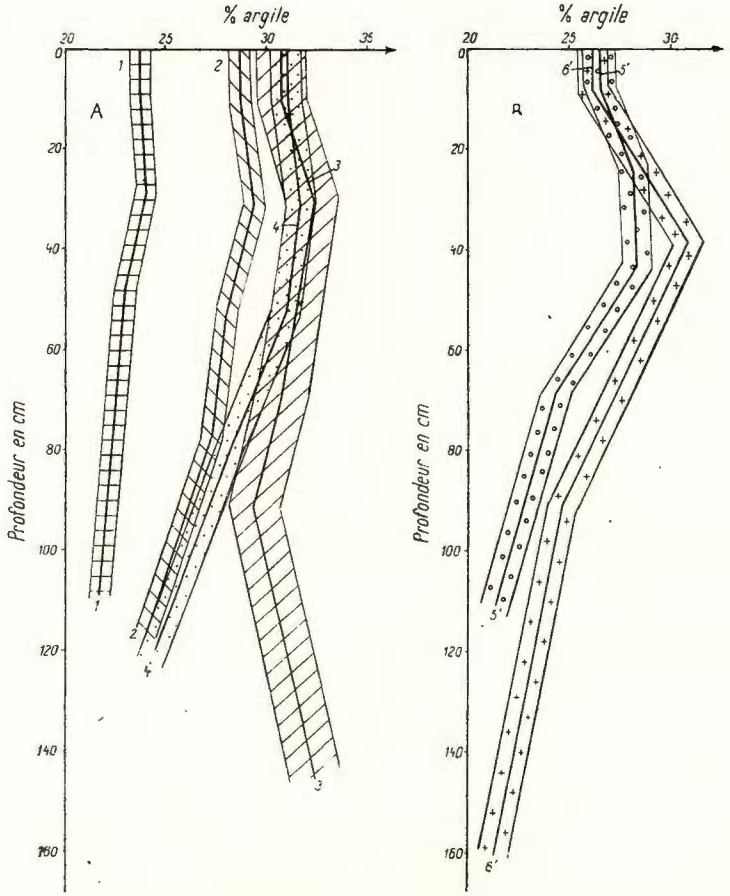


Fig. 2. — Profil moyen (statistique) de la variation de la teneur en argile de la série des sols de steppe (A) et de forêt (B) de la Dobrogea (Légende : voir fig. 1).

Institutul Geologic al României

en argile, surtout dans la partie supérieure du profil, constitue un important indice de différenciation pour les types de sol génétiquement voisins, à l'exception des chernozems sémi-calcaires, des chernozems faiblement lévigués et des sols de forêt.

L'examen de la variation des teneurs moyennes en argile en sens vertical (fig. 2) relève que dans l'horizon des sols châtains de steppe l'argilisation est insignifiante par rapport à l'horizon C1ca. Les chernozems calcaires et sémi-calcaires présentent dans l'horizon A1 une légère augmentation, toutefois significative, de la teneur en argile, chez ces derniers même dans l'horizon AC. Les chernozems faiblement lévigués présentent une variation de la teneur en argile, le long du profil, similaire à celle des chernozems sémi-calcaires, néanmoins au niveau de l'horizon C2ca il y a une transition vers un loess à teneur plus élevée en argile que dans l'horizon C1ca.

Chez les sols châtains de forêts xérophiles l'argile est distribuée le long du profil comme chez les chernozems sémi-calcaires ; au cours du processus de solification une argilisation significative a lieu dans les horizons A1 et AC. Les sols gris de forêt se distinguent franchement des autres sols, ils présentent une augmentation remarquable de la teneur en argile dans le sous-horizon Ab conséquence tant de l'altération intense du substratum minéral que du processus de la migration mécanique de l'argile des horizons supérieurs.

Teneur et réserve en humus. Le long du profil la teneur en humus chez les sols châtains de steppe est bien faible, se distinguant significativement jusqu'au niveau de l'horizon C1ca de celle des chernozems (fig. 3). Au cas des différents chernozems la teneur en humus vers la partie supérieure du profil augmente faiblement des chernozems calcaires vers les chernozems faiblement lévigués, présentant toutefois des différences significatives. Vers la partie supérieure du profil (A11) les teneurs en humus des sols de forêt se distinguent franchement de celles des chernozems et des sols châtains de steppe ; dans les horizons A12 et AC (ou AB) arrive une baisse de la teneur en humus jusqu'au niveau de l'horizon C2ca devenant voisine de celle des chernozems et des sols châtains de steppe. Il y a des cas où les sols châtains de forêts xérophiles (probablement mieux enherbés) présentent tout le long du profil une teneur plus élevée en humus que les sols gris de forêt qui à partir de l'horizon de transition vers la profondeur sont même plus pauvres que les sols châtains de steppe. Toutefois les sols gris de forêt mis en culture présentent une teneur en humus beaucoup plus faible dans l'horizon A, teneur qui se situe entre celle des sols châtains de steppe et des chernozems calcaires ; quant au reste du profil,

Institutul Geologic al României

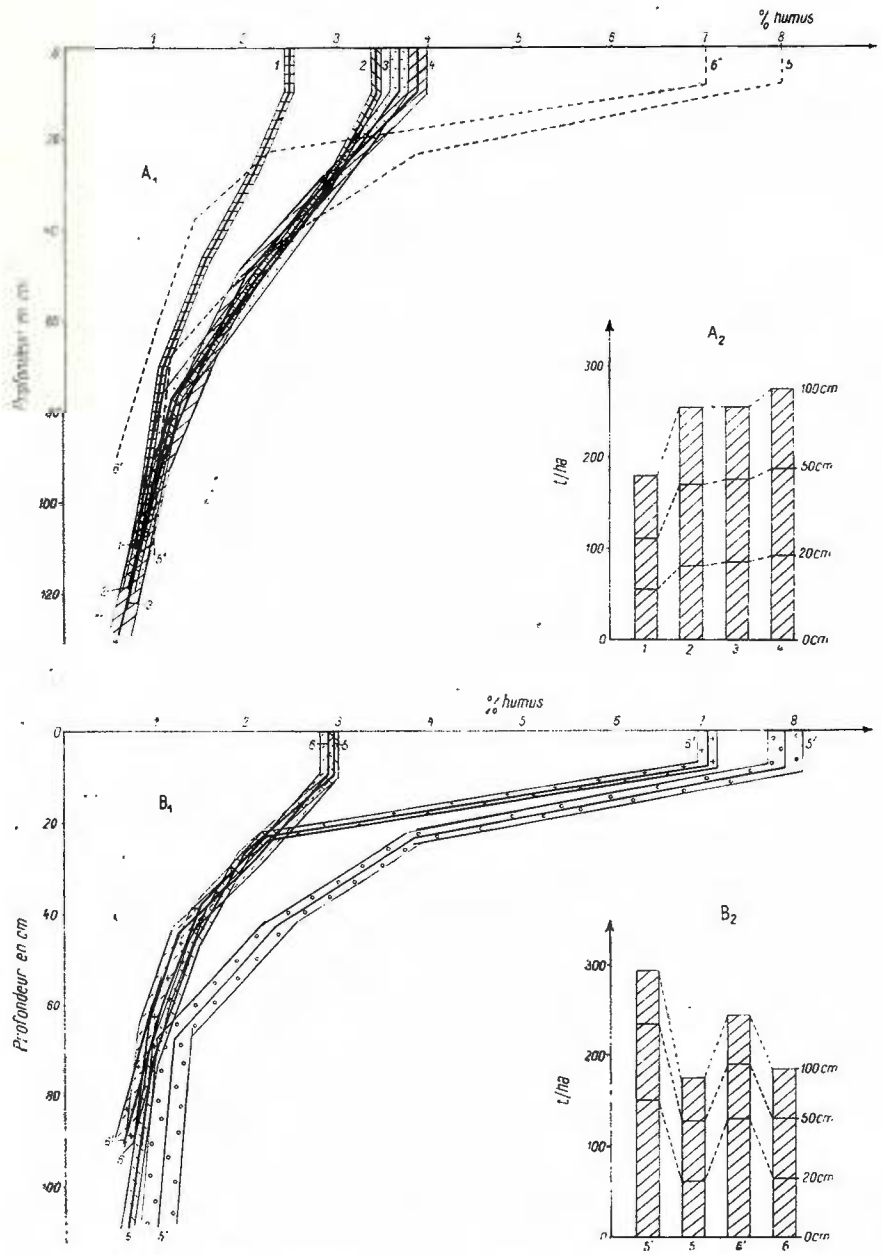


Fig. 3. — Profil moyen (statistique) de la variation de la teneur en humus des sols de steppe mis en culture et des sols de forêt non-cultivés (A1), des sols de forêt cultivés ou non (B1) et la réserve en humus en t/ha pour les épaisseurs de 20,50 et 100 cm des sols de steppe mis en culture (A2) et des sols de forêt mis en culture ou non (B2) (Légende : voir fig. 1).

Institutul Geologic al României

la teneur en humus des sols de forêt mis en culture ou non ne présente point de différences à l'exception des sols châtains non-cultivés dont la distribution différente de l'humus le long du profil a été ci-dessus signalée.

Les reserves en humus pour une profondeur d'un mètre des sols zonaux de la Dobrogea, présentent généralement la même variation que la teneur en humus des mêmes sols. Les valeurs moyennes en t/ha des sols cultivés varient de 192 t/ha chez les sols châtains de steppe à 280 t/ha chez les chernozems lévigués. Les reserves en humus des sols de forêt sont de 296 t/ha chez les sols châtains de forêts xérophiles et de 224 t/ha chez les sols gris de forêt, réserves qui diminuent à 174 t/ha et respectivement à 183 t/ha quand les sols de forêt sont mis en culture.

Teneur et réserve en azote. Les courbes de la distribution de la teneur en azote le long des profils moyens des principaux types zonaux (fig. 4) sont similaires à celles de l'humus, néanmoins la teneur en azote ne constitue plus un critère de différenciation aussi net que l'humus. La teneur en azote varie dans des limites assez restreintes, depuis 0,141% dans l' horizon Ap chez les sols châtains de steppe jusqu'à 0,185% chez les chernozems lévigués ; quant aux sols de forêt non mis en culture, la teneur en azote dans A11, tout comme celle en humus, est plus élevée (0,314% chez les sols gris de forêt et 0,360% chez les sols châtains de forêts xérophiles), diminuant sensiblement quand ils sont mis en culture.

Les réserves en azote dans une couche de sol épaisse de 1 m est de 11,1 t/ha au cas des sols châtains de steppe, augmentant à 14,3 t/ha au cas des chernozems. La réserve en azote des sols de forêt est relativement réduite lorsqu'ils sont mis en culture (9,9 t/ha chez les sols châtains de forêts xérophiles et 10,4 t/ha chez les sols gris de forêt) et plus élevée lorsqu'ils sont sous forêt. La distribution des réserves en humus et en azote (fig. 3 et 4) relève la manière différente dont s'accumule la matière organique dans les sols sous végétation native par rapport à ceux mis en culture ; ces réserves, dans les premiers 20 cm sont plus importantes chez les sols sous végétation native.

Rapport C:N. La série des sols zonaux de la Dobrogea présente de très interessantes variations du rapport C : N, rapport qui constitue un indice pour apprécier le degré d'humification de la matière organique.

Les moindres valeurs de ce rapport, tout le long du profil de sol, reviennent aux sols châtains de steppe (fig. 5) qui à ce point de vue se distinguent significativement des chernozems calcaires. Ces valeurs attestent une forte minéralisation de la matière organique ainsi qu'un de-

Institutul Geologic al României

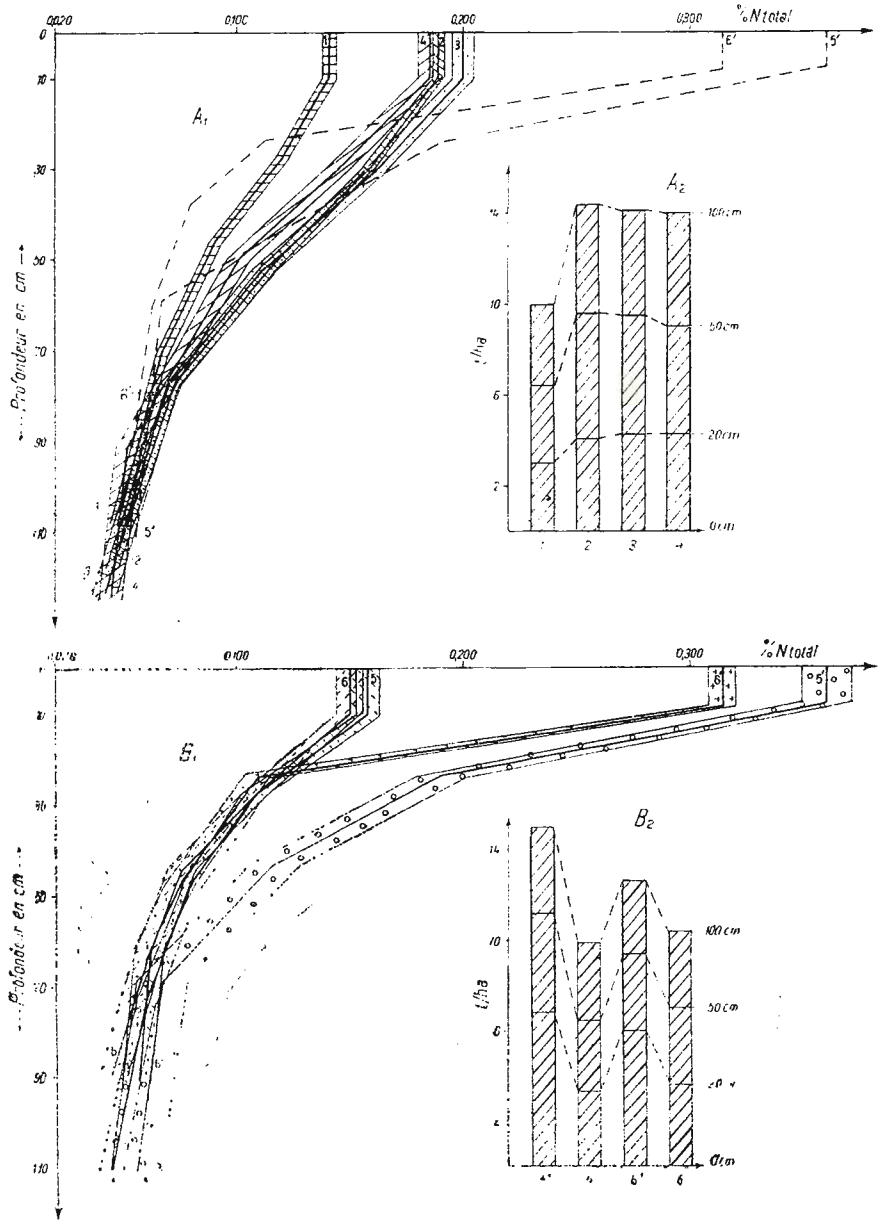


Fig. 4. — Profil moyen (statistique) de la variation de la teneur en azote total des sols de steppe mis en culture et des sols de forêt non-cultivés (A1), des sols de forêt mis en culture ou non (B1) et la réserve en azote total en t/ha pour les épaisseurs de 20,50 et 100 cm des sols de steppe mis en culture (A2) et des sols de forêt cultivés ou non (B2) (Légende : voir fig. 1).

Institutul Geologic al României

gré d'humification avancé de l'humus accumulé. Au cas des chernozems calcaires et sémi-calcaires, les valeurs du rapport C : N l'emportent sur celles des sols châtains de steppe ; quant aux différentes sous -unités de chernozems il n'y a pas des variations significatives. Les chernozems faiblement lévigués présentent un rapport C : N encore plus élevé (14,2 dans

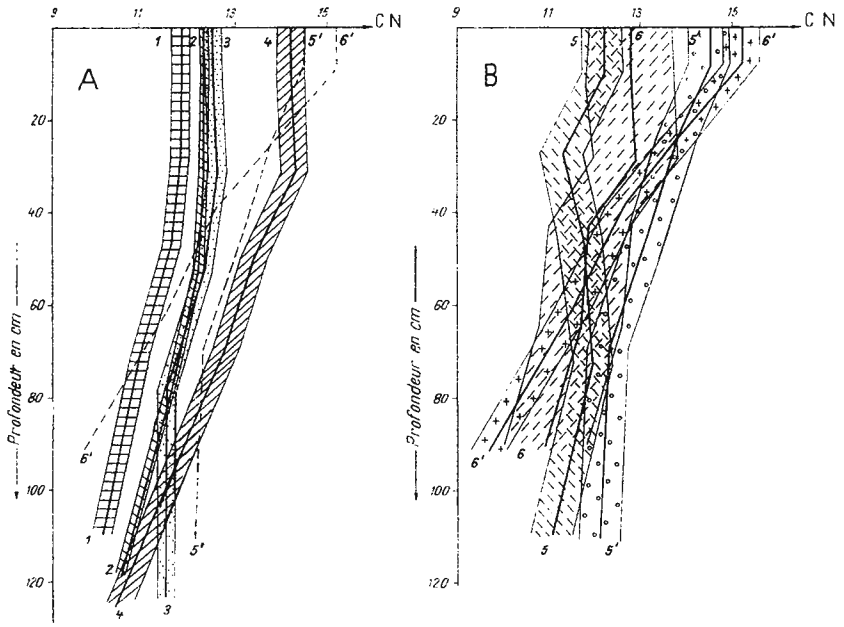


Fig. 5. — Profil moyen (statistique) de la variation du rapport C : N des sols de steppe mis en culture et des sols de forêt non-cultivés (A) et des sols de forêt cultivés ou non (B) (Légende : voir fig. 1).

A) significativement différencié du groupe des chernozems et très rapproché de celui des sols de forêt, fait dû sans faute à la participation de la végétation ligneuse à la formation des deux sols.

Les sols de forêt sous végétation native présentent les plus grandes valeurs du rapport C : N dans la partie supérieure de l'horizon A (15,2 chez les sols de forêt et 14,5 chez les sols châtains de forêts xérophiles), valeurs qui diminuent si les sols respectifs sont mis en culture, se rapprochant des valeurs des types de sol propres à la zone de steppe.

La courbe de la variation du rapport C : N le long des profils moyens des sols cultivés ou non, relève une décroissance continue de la valeur de ce rapport chez tous les sols, le degré d'humification de la matière organique augmentant avec la profondeur.

Institutul Geologic al României

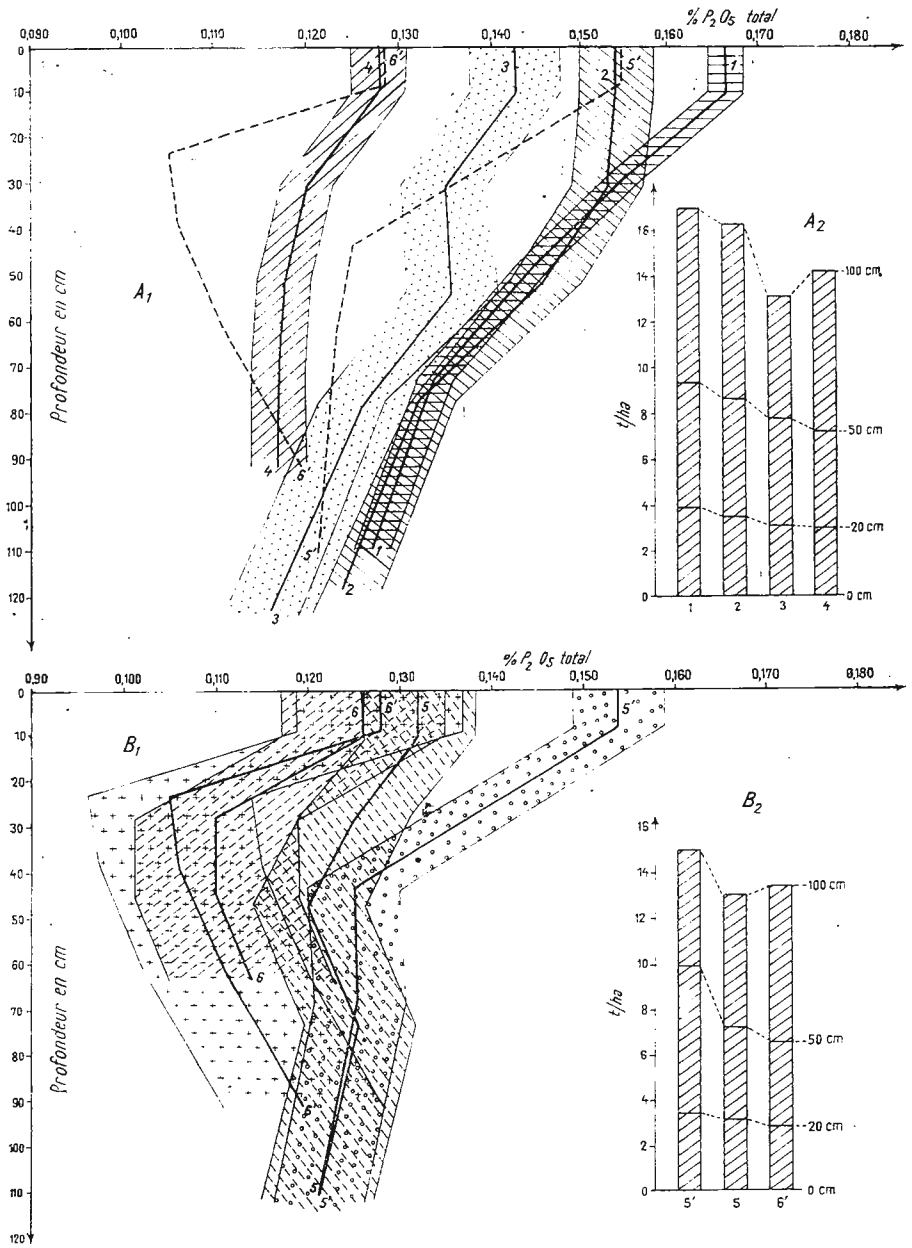


Fig. 6. — Profil moyen (statistique) de la variation de la teneur en P_2O_5 total des sols de steppe mis en culture et des sols de forêt non-cultivée (A1), des sols de forêt mis ou non en culture (B1) et la réserve en P_5O_2 total en t/ha pour les épaisseurs de 20,50 et 100 cm des sols de steppe mis en culture (A2) et des sols de forêt mis ou non en culture (B2) (Légende : voir fig. 1).

Institutul Geologic al României

Teneur et réserve en P_2O_5 total. Les diagrammes de la teneur en phosphore total (fig. 6) le long des profils moyens de la série des sols zonaux cultivés dénotent que la présence de cet élément est en fonction de la teneur en carbonates du sol ; la quantité de phosphore diminue au fur et à mesure que le processus de lessivage s'intensifie.

Ce sont les sols châtains de steppe qui présentent les plus importantes teneurs en P_2O_5 total leur horizon Ap se distinguant significativement à ce point de vue de celui des chernozems calcaires. Avec le lessivage des carbonates, cette distinction apparaît aussi dans les horizons plus profonds ; les chernozems sémi-calcaires, par exemple, présentent des valeurs significativement supérieures à celles des chernozems lévigués même dans l'horizon de transition, les chernozems lévigués étant les moins riches en P_2O_5 total.

Le rôle du carbonate de calcium à fixer le phosphore organique et anorganique est vérifié aussi dans le cas des sols de forêt de la Dobrogea. Les sols châtains de forêts xérophiles non-cultivés présentent une teneur en phosphore significativement supérieure à celle des sols gris de forêt cultivés ou non. Si les sols châtains de forêts xérophiles sont mis en cultures, dans l'horizon supérieur la teneur en phosphore diminue significativement par rapport au sols sous forêt, fait qui relève la proportion remarquable du phosphore organique de l'horizon superficiel de ces sols. Il en est de même dans les sols gris de forêt cultivés et non-cultivés, toutefois l'absence de l'ion Ca, ainsi que la réaction plus acide de ces sols empêchent l'accumulation du phosphore en grandes quantités dans l'horizon superficiel. Il y a lieu de remarquer que la teneur en P_2O_5 total le long du profil des sols gris de forêt varie d'une manière particulière ; elle décroît dans l' horizon B et augmente en profondeur au voisinage de l'horizon Cca

Teneur en carbonates de calcium. Dans les sols châtains de steppe (fig. 7) les carbonates de calcium et de magnésium sont présents tout le long du profil de sol en quantités appréciables (moyenne de 7,3% à la surface et 19,7 en profondeur). Le profil moyen de la distribution des carbonates dans les chernozems calcaires est similaire à celui des sols châtains de steppe, toutefois une distinction appréciable se laisse voir dans les horizons de surface (Ap, A1 et AC) alors que dans les horizons C1ca, C2ca et C3 leurs profils moyens se superposent. Le profil moyen (statistique) de la distribution des carbonates chez les chernozems sémi-calcaires, lui aussi, diffère significativement de celui des chernozems calcaires dans les horizons Ap, A1, AC, C1ca et C3.Le profil moyen des carbonates des chernozems faiblement lévigués diffère significativement de celui des chernozems

Institutul Geologic al României

sémi-calcaires dans l'horizon A et AC d'où les carbonates sont lévigués ; à partir de l'horizon C1ca leurs profils moyens se superposent. La teneur en carbonates des horizons supérieurs des sols châtains de forêts xérophiles

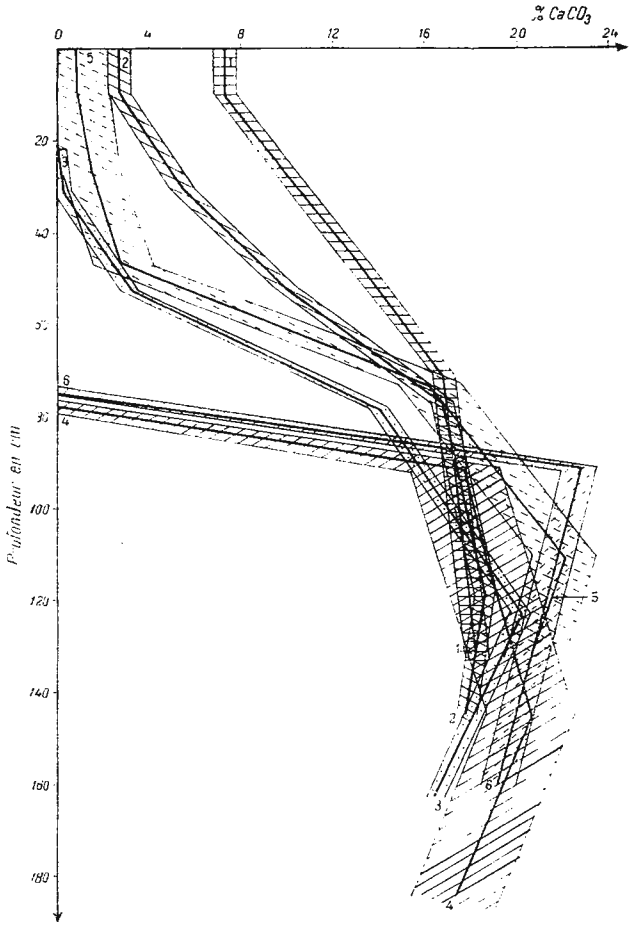


Fig. 7. — Profil moyen (statistique) de la variation de la teneur en carbonates des principaux sols zonaux de la Dobrogea (Légende : voir fig. 1).

varie largement, fait à cause duquel ceux-ci se distinguent significativement des sols châtains de steppe et partiellement des chernozems calcaires et sémi-calcaires pour ce qui est des horizons Ap, A1 et AC ; à partir de l'horizon C1ca les teneurs en carbonates ressemblent à celles des autres types zonaux ci-dessus examinés. Les sols gris de forêt, vue leur régime hydrique (périodiquement transpercolatif), renferment des corbonates lessivés

Institutul Geologic al României

et accumulés en profondeur dans l'horizon Cca, ne différent pas significativement de la même teneur de l'horizon C. Il ne diffère non plus significativement ni de la teneur de l'horizon Cca des autres sols examinés.

Réaction du sol. Dans la série des sols zonaux de la Dobrogea (à l'exception de ceux de forêt) les valeurs pH (fig. 8) du profil moyen statistique sont en fonction de la distribution des carbonates de calcium et de magnésium. Les sols châtains de steppe et les chernozems-calcaires qui dès la surface renferment des carbonates, présentent une réaction légèrement alcaline même dans l'horizon Ap, la valeur pH augmentant significativement dans les horizons génétiques sous-jacents, y compris les horizons C2ca—C3. Bien que ces deux types de sols diffèrent significativement quant à la teneur en carbonates (jusqu'au niveau de l'horizon C1ca), les valeurs de leurs pH ne les différencient pas.

L'éluviation des carbonates de la partie supérieure des chernozems sémi-calcaires détermine un profil moyen de la réaction des horizons Ap, A1 et AC qui se differencie significativement de celui des sols châtains de steppe et des chernozems calcaires. L'étroite corrélation entre le pH et la teneur en CO_3Mg qui apparaît chez les sols ci-dessus examinés se fait remarquer aussi au cas des chernozems sémi-calcaires. L'horizon C3 de ces derniers, qui accuse une teneur en carbonates inférieure à celle de l'horizon C2ca, présente toutefois un pH elevé significatif à cause de l'accumulation du CO_3Mg. Il en est de même des chernozems lévigués. L'éluviation importante des carbonates au cas des chernozems faiblement lévigués y entraîne, jusqu'au niveau de l'apparition des carbonates, un profil moyen dont la valeur pH est de loin différente de celle des autres sols. A partir de l'horizon C1ca on remarque une superposition des profils moyens de la réaction de tous les sols.

Quant aux sols de forêts, la variation de la valeur pH le long du profil diffère, étant tant en fonction de la teneur en carbonates que de la saturation en bases. Les sols châtains de forêts xérophiles faiblement lévigués diffèrent significativement de ceux typiques, dans la partie supérieure du profil ; néanmoins mis en culture ces différences disparaissent ; les horizons supérieurs des sols châtains mis en cultures présentent des valeurs pH significatives supérieures à celles des sols non-cultivés.

Les sols gris de forêt non-cultivés présentent les valeurs pH les plus basses de la série des sols de forêt (à l'exception des sols châtains de steppe faiblement lévigués). Celui-ci diffère significativement du pH des autres sols de forêt jusqu'au niveau de l'apparition des carbonates. Les sols gris

Institutul Geologic al României

de forêt mis en culture changent significativement le pH par rapport à ceux non-cultivés, jusqu'au niveau de l'horizon Cca.

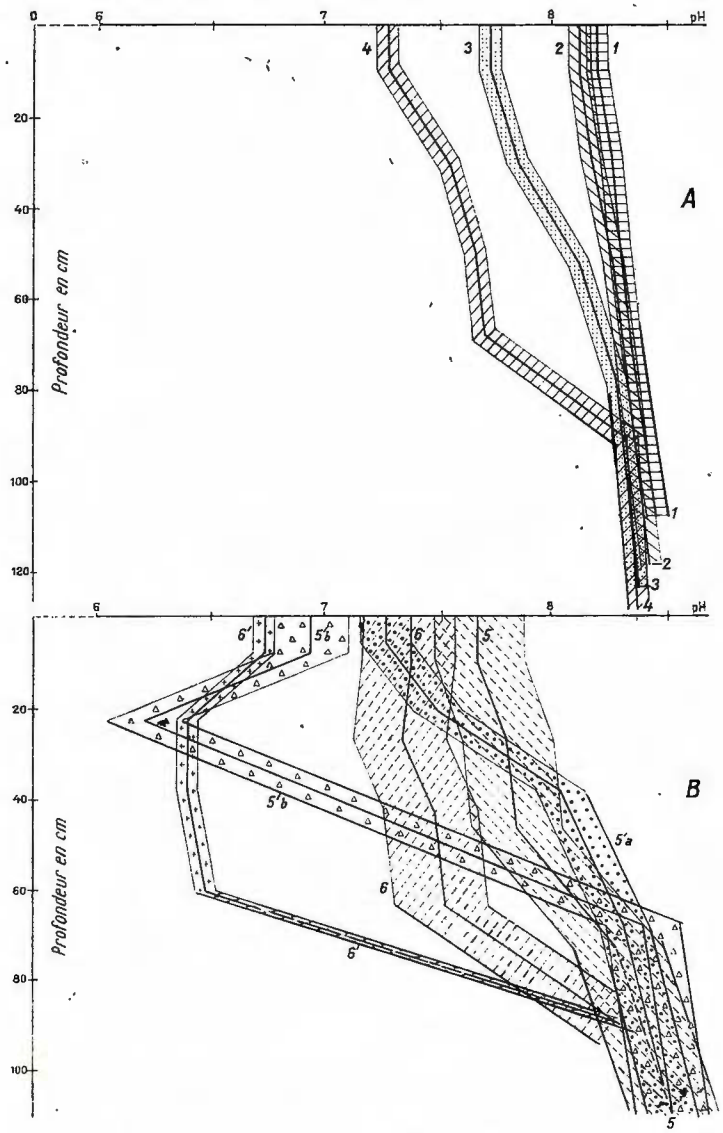


Fig. 8. — Profil moyen (statistique) de la variation des valeurs pH des sols de steppe mis en culture (A) et des sols de forêt mis ou non en culture (B) (Légende : voir fig. 1).

Capacité d'échange. Les profils moyens statistiques de la variation de la capacité d'échange dans la série des sols de la Dobrogea (fig. 9) montrent

Institutul Geologic al României

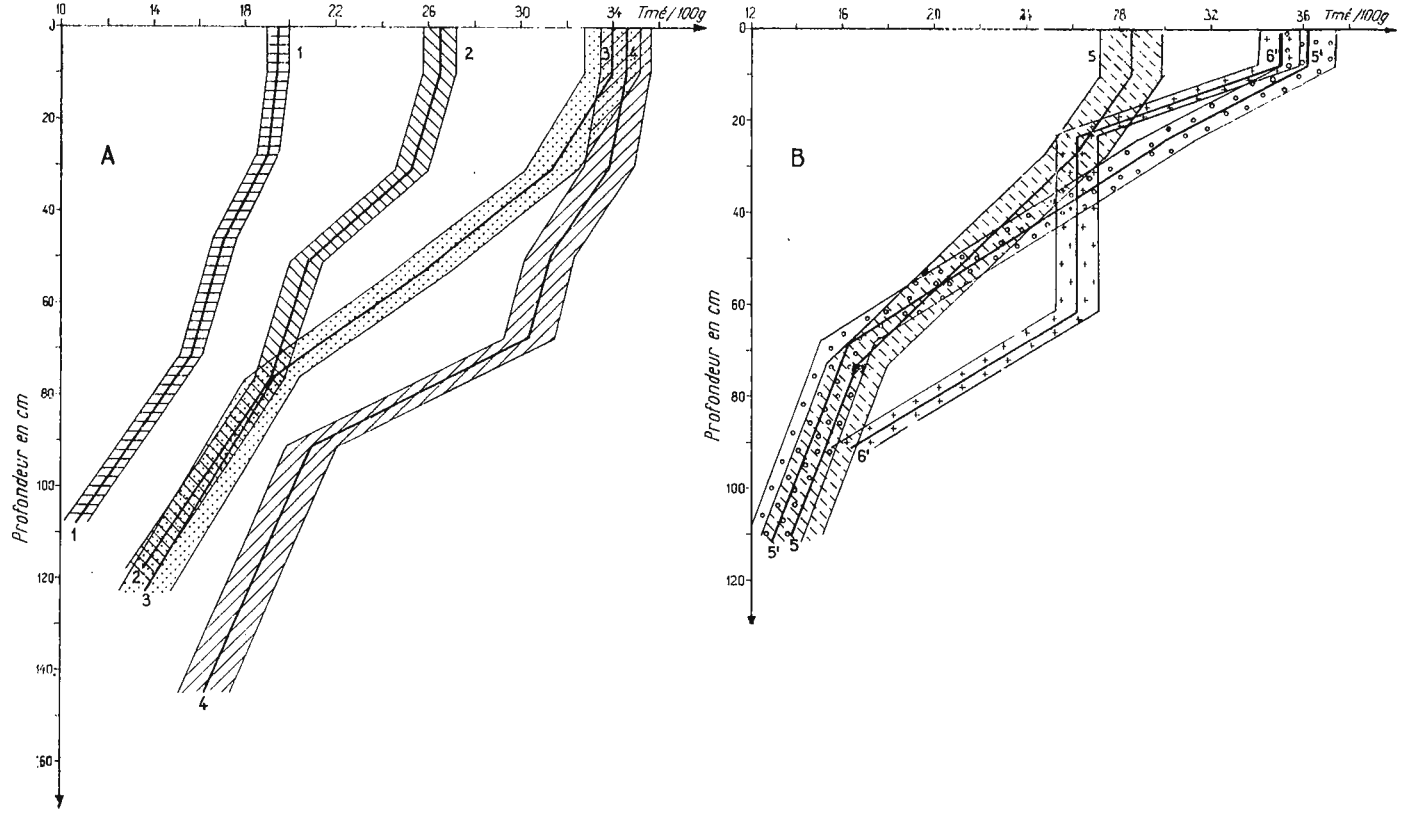


Fig. 9. — Profil moyen (statistique) de la variation de la capacité d'échange (en mé/100 g sol) des sols de steppe mis en culture (A) et des sols de forêt mis ou non en culture (B) (Légende : voir fig. 1).

Institutul Geologic al României

la dépendance serrée de cet indice, tout le long du profil, de leur teneur en argile et en matière organique. Les sols châtains de steppe, pauvres en humus, laissent voir clairement que la capacité d'échange dépend de la teneur en argile, se distinguant par là de façon significative des chernozems calcaires. Les différences significatives entre les teneurs en argile des divers horizons génétiques des sols châtains de steppe se répètent aussi en ce qui concerne les valeurs de la capacité d'échange.

Les chernozems calcaires à leur tour présentent des valeurs de la capacité d'échange significatives inférieures à celles des chernozems sémi-calcaires, correspondant aux différences significatives saisies pour la teneur en argile. Les chernozems faiblement lévigués non-différenciés des chernozems sémi-calcaires, quant à la teneur en humus et en argile, présentent dans la partie supérieure du profil des capacités d'échange similaires ; seulement à la partie inférieure du profil, les valeurs de la capacité d'échange diffèrent tout comme dans le cas de l'argile.

Le long du profil, dans la série des sols mentionnés, les différences significatives entre les valeurs de la capacité d'échange des différents horizons génétiques sont en corrélation avec la teneur en argile. Seuls les chernozems faiblement lévigués font exception quand il s'agit des transitions entre les horizons C1ca et IIC2ca ; bien que ce dernier présente une teneur en argile supérieure à celle de l'horizon C1ca sa capacité d'échange est moindre, différant significativement de celle de l'horizon C1ca, fait qui porte à présumer un changement, à ce niveau, de la nature des minéraux argileux.

Les horizons supérieurs des sols de forêts non-cultivés laissent bien voir la dépendance de la capacité d'échange de la teneur en humus, leur capacité d'échange étant significativement supérieure à celle des sols mis en culture.

Conclusions

Les résultats obtenus par l'examen des données analytiques concernant les sols zonaux de la Dobrogea continentale à l'aide de la méthode statistique-mathématique peuvent être utilisés comme indices physico-chimiques quantitatifs caractéristiques pour les horizons génétiques, soit du profil moyen de sol d'une unité taxonomique, soit des profils moyens de plusieurs unités taxonomiques voisines au point de vue de la systématique des sols.

On a ainsi pu saisir des changements quantitatifs significatifs de certaines propriétés le long du profil, mettant donc en évidence les traits propres du processus de solification pour chaque unité taxonomique, ainsi

Institutul Geologic al României

que la dynamique des différents constituants du sol et la manière dont certaines propriétés physico-chimiques du sol sont en corrélation.

L'utilisation des résultats comme indice quantitatifs „de différenciation" entre deux unités taxonomiques génétiquement voisines a relevé la variation des principales propriétés physico-chimiques des sols étudiés ; on a en même temps déduit la valeur „de différenciation" des diverses propriétés physico-chimiques.

Parmi les propriétés physico-chimiques dans ce cas à faible valeur „de différenciation" il faut inscrire : la teneur en phosphore, la réserve en phosphore , le rapport C : N, la teneur en carbonates et la valeur du pH de la partie inférieure du profil (à partir de l'horizon C1ca), toutefois, il y a lieu de remarquer que les valeurs du rapport C : N dans les conditions de la Dobrogea font distinguer significativements les sols mis en culture des sols sous végétation native et la teneur et la réserve de P_2O_5 font distinguer les sols à horizon superficiel pourvu ou dépourvu de carbonates.

La teneur, le long du profil, en argile, humus et azote, les réserves en humus et azote, la capacité d'échange cationique sont toutes des propriétés dont les valeurs moyennes présentent des différences significatives seulement pour quelques-uns des types génétiques et peuvent être utilisées partiellement comme indice physico-chimiques.

La teneur en carbonates et la valeur pH du solum (jusqu'au niveau de l'horizon C1ca) présentent des valeurs moyennes qui permettent de distinguer tous les principaux types de sols zonaux de la Dobrogea.

D'autres caractéristiques du sol, notamment celles largement influencées par l'utilisation des sols en agriculture réclament un examen des données par sous-groupes de sols établis en fonction de leur utilisation.

BIBLIOGRAPHIE

Canarache A., Dumitriu Rozalia, Vintilă Irina (1968) A technique to calculate average statistical profils of soil taxonomic units. *Şt. solului* 6, 2—3, Bucureşti.

Snedecor G. M. (1965) Statistical methods applied to Experiments in Agriculture and Biology, 5-th edit. 7-th reprinting. The Jowa State University Press, Ames Jowa S.U.A.

Steinbach Marc (1961) Prelucrarea statistică în medicină şi biologie. Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Vintilă Irina, Chiriac Aurelia, Băjescu Irina (1963) Date privind rezervele de humus, azot şi fosfor ale solurilor cu folosinţă agricolă din R.P.R. I.C.C.A., *Anal. secţ. pedol.*, XXXI, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

PHYSICAL-CHEMICAL INDEXES AND STATISTICAL MEAN PROFILES FOR THE MAIN SOILS FROM DOBROGEA (ROMANIA)

(Summary)

Numerous analytical data available for the main soils of Dobrogea have been worked up by means of usual statistical method, calculating for each taxonomic unit and subhorizon of the soil profile the variation limits, the arithmetical mean and the standard error for every property of soil. With a view to make easier the graphical representation and the comparison calculations, a median error along the profile of the respective taxonomic unit, for each property in part, has been calculated.

For the graphical representation of the mean (statistical) profile, characteristic of every property and taxonomic unit, the totalized thicknesses of every horizon or subhorizon in their native sequence have been recorded in the ordinate, and in the abscissa, the arithmetical means of the above properties. The obtained points have interconnected, and thus the variation along the vertical of the property studied is shown under the form of a broken line; the variation interval of the property taken into consideration has been represented by drawing on the one and the other side of the broken line of two parallel lines at a distance equal to the mean error along the profile.

The major taxonomic soil units, for which the calculations have been carried out, are as follows : the Chestnut-Steppe soil, Calcareous Chernozem, Chernozem, Leached Chernozem, Chestnut Forest and Grey Forest soils.

The marked uniformity of the parent material (loesslike deposits) over large areas allowed to set up relatively homogeneous, from the lithological of point view, soil groups. For some features strongly influenced by the soil use, it has been necessary that the data should be worked up for cultivated and non-cultivated variants. The physical-chemical indexes obtained and the taxonomic units are shown in the table 1, whereas the significance of differences between the two neighbouring, units, from the stand-point of the systematic, in the table 2.

It may be stated that some properties as, for instance, the content in phosphorus, base saturation degree, C : N ratio, the CO_3Ca content and pH values within the C2ca horizon vary in restricted limits, the differences between their mean values being insignificant.

Another group of properties whose means present significant differences only for some genetical soil types may be partially used as physical-chemical indexes. These properties are : the content in clay

Institutul Geologic al României

of almost all horizons, the content in organic matter and nitrogen, the cation exchange capacity. Thus e.g., the content in organic matter and nitrogen involves a strong differenciation for Chestnut-Steppe soils, however, they cannot constitute criteria for marking a differentiation between Chernozems and Leached Chernozems; the T value may differentiate all the profile horizons of the Chestnut-Steppe soils of the Calcareous Chernozems and partly on those of Chernozems ones, etc.

The third group of properties such as the pH value within the upper horizon (excepting the soils rich in carbonates from the surface layer) and the content in carbonates within the Ap, A1 and AC horizons, for soils rich in carbonates from the surface may be used as differentiation indexes for the main groups of zonal soils of the region studied.

The calculation of the mean profile (statistical) for each property and taxonomic unit allows a very suggestive representation as regards the variation of physical-chemical indexes both along the profile of a certain type of soil and as compared with other taxonomic units.

INDICI FIZICO-CHIMICI ŞI PROFILE MEDII STATISTICE PENTRU SOLURILE PRINCIPALE DIN DOBROGEA (ROMANIA)

(Rezumat)

Datele analitice numeroase existente pentru solurile principale din Dobrogea au fost prelucrate prin metoda statistică obişnuită, calculîndu-se pentru fiecare unitate taxonomică şi suborizont al profilului acestora, limitele de variaţie, media aritmetică şi eroarea standard a fiecărei proprietăţi a solului. Pentru a uşura reprezentarea grafică şi calculele de comparaţie s-a trecut la calculul unei erori medii pe profilul unităţii taxonomice respective, pentru fiecare proprietate în parte.

Pentru reprezentarea grafică a profilului mediu (statistic) caracteristic fiecărei proprietăţi şi unităţi taxonomice, s-au trecut în ordonată grosimile însumate ale fiecărui orizont sau suborizont în succesiunea lor naturală, iar în abscisă mediile aritmetice ale proprietăţii considerate. Punctele obţinute s-au unit, rezultînd variaţia pe verticală a proprietăţii respective sub forma unei linii frînte; intervalul de variaţie al proprietăţii considerate s-a reprezentat prin trecerea de o parte şi de alta a

Institutul Geologic al României

liniei frînte a unor linii paralele cu aceasta la distanţă egală cu eroarea medie pe profil.

Unităţile taxonomice majore de sol pentru care au fost efectuate calcule sînt: sol bălan, cernoziom carbonatic, cernoziom (semicarbonatic), cernoziom levigat, sol castaniu de pădure xerofilă, sol cenuşiu de pădure.

Uniformitatea mare a materialului parental (depozite loessoide) pe mari suprafeţe a permis crearea de grupe de sol relativ omogene sub aspect litologic. Pentru unele caracteristici mult influenţate de modul de utilizare a solului a fost necesar ca datele să fie prelucrate pe subunităţi determinate de folosinţa solului (variante cultivate şi necultivate). Indicii fizico-chimici obţinuţi şi intervalul de variaţie a valorilor pentru diferitele proprietăţi şi untăţi taxonomice sînt redate în tabelul 1, iar semnificaţia diferenţelor dintre două unităţi vecine din punct de vedere al sistematicii în tabelul 2.

Se constată că unele proprietăţi ca, conţinutul de fosfor, rezerva de fosfor, gradul de saturaţie în baze, raportul C : N, conţinutul de CO_3Ca şi valoarea pH în orizontul C_2 variază în limite restrînse, diferenţele între valorile lor medii nefiind semnificative.

Altă grupă de proprietăţi ale căror medii prezintă diferenţe semnificative numai pentru o parte din tipurile genetice pot fi folosite parţial ca indici fizico-chimici. Aceste proprietăţi sînt: conţinutul de argilă aproape din toate orizonturile, conţinutul de humus şi azot în orizontul superior, rezervele de humus şi azot, capacitatea de schimb cationic. Spre exemplu conţinutul de humus şi azot diferenţiază foarte bine solurile bălane de cernoziomuri, în schimb acestea nu pot constitui criterii pentru diferenţierea cernoziomurilor de cernoziomuri levigate; valoarea T poate diferenţia pe tot profilul solurile bălane de cernoziomuri carbonatice şi parţial pe acestea de cernoziomurile semicarbonatice, etc.

A treia grupă de proprietăţi ca, valoarea pH în orizontul superior (cu excepţia solurilor bogate în carbonaţi de la suprafaţă), şi conţinutul de carbonaţi în orizonturile Aa, An şi AC, pentru solurile bogate în carbonaţi de la suprafaţă, pot fi folosite ca indici de diferenţiere pentru grupele principale de soluri zonale din regiunea studiată.

Calculul profilului mediu (statistic) pentru fiecare proprietate şi unitate taxonomică permite o reprezentare grafică foarte sugestivă a variaţiei acestor indici fizico-chimici atît pe profilul unui tip de sol cît şi în comparaţie cu celelalte unităţi taxonomice.

Institutul Geologic al României

DÉTERMINATION D'UN INDICE CLIMATIQUE POUR L'ÉROSION ÉOLIENNE ET SON RÉPARTITION ZONALE SUR LE TERRITOIRE DE LA ROUMANIE

PAR

MIRCEA D. MOȚOC [1]

La superficie couverte de sables mobiles et sémi-mobiles nécessitant des mesures de protection représente en Roumanie environ 100 000 ha (M a x i m et al. 1961). Ces terrains étant répartis dans plusieurs zones du pays, à conditions climatiques différentes, il est important de connaître la différenciation des éléments du climat qui favorisent les processus de déflation.

C h e p i l, S i d d n o w a y et A r m b r u s t (1963) ont proposé un indice qui, partant de la vitesse du vent et de l'humidité du sol, calculée à l'aide des précipitations efficaces, peut servir à caractériser les conditions climatiques qui déterminent la déflation. Cet indice est établi à l'aide de la formule suivante :

$$C = \frac{v^3}{(P-E)^2}$$

où : v = la vitesse annuelle moyenne du vent ;
P = les précipitations annuelles ;
E = évapo-transpiration annuelle calculée à l'aide de la méthode Thornthwaite ;

Dans une autre étude, C h e p i l et S i d d n o w a y (1964) ont trouvé un rapport entre le potentiel d'érosion du vent et la fréquence de celui-ci dans les différentes directions ; les valeurs maximales de l'indice climatique ont été utilisées pour l'emplacement des travaux de protection.

[1] Institut d'Améliorations Foncières et Pédologic, Bucarest, Roumanie.

Institutul Geologic al României

Pour apprécier l'aptitude à l'érosion des sols soumis à la déflation, Chepil et Woodruff (1954) ont proposé un autre indice (X) basé sur la dimension des particules, la couverture du terrain et la rugosité de la surface du sol. Cet indice est calculé d'après la formule suivante :

$$X = 491{,}3 \frac{i}{(RK)^{0{,}835}}$$

où : X = l'érosion (tonnes/acre) ;

l = taux des particules ayant le diamètre $> 0{,}84$ mm ;

R = quantité de résidus végétaux, couvrant la surface du sol ;

K = coefficient de rugosité en rapport avec le modelage de la surface du sol.

Du fait qu'en Roumanie il existe peu de données concernant la détermination quantitative de l'érosion éolienne, il ne nous est pas possible d'aborder le problème de l'érodabilité des sols. Nous nous limiterons donc à l'analyse de l'aptitude à l'érosion climatique qui peut être établie à l'aide des enregistrements météorologiques de longue durée.

Matériel et méthode de calcul de l'indice climatique

Nous avons extrait de l'ouvrage „Le climat de la République Populaire de Roumanie", vol. II (1961) les données pour 13 stations situées dans les zones à sols sableux, concernant les valeurs multi-annuelles pour la vitesse du vent, ainsi que pour le déficit ou l'excédent des précipitations, calculés à l'aide des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle, d'après Thornthwaite. Les valeurs moyennes de la vitesse du vent varient peu entre les stations et les mois : par contre, le nombre des journées où le vent dépasse une certaine vitesse critique a une plus grande variabilité. Basés sur le fait que les plus grands dégâts sont occassionnés par les tempêtes à grande vitesse, nous avons choisi comme vitesse critique la vitesse de 11 m/sec, étant celle qui transporte les particules ayant le diamètre de 1—2 mm, donc le sable grossier. Pour calculer l'indice climatique de l'érosion par le vent (I_{v_1}) nous avons utilisé la formule suivante :

$$I_{v_1} = \frac{N_z v\, 10}{Pef}$$

Institutul Geologic al României

où : Nzv = la moyenne du nombre de jours où la vitesse du vent dépasse 11 m/sec ;

Pef = la différence entre les précipitations et l'évapo-transpiration potentielle, d'après T h o r n t h w a i t e.

A part cet indice, plusieurs autres combinaisons d'éléments ont été essayées ; les meilleurs résultats ont été obtenus avec les calculs basés sur le nombre moyen de jours où la vitesse du vent dépasse 11 m/sec et le nombre moyen de jours où la pluviosité dépasse 1 mm, à l'aide de la formule suivante :

$$I_{v_2} = \frac{N_z v 10}{Nzp}$$

où : Nzp = la moyenne du nombre de jours où les précipitations dépassent 1 mm.

Au printemps, lorsque les vents sont plus forts et les températures sont basses, un nombre accru de jours pluvieux présente une importance particulière pour la diminution de la déflation, même si les pluies n'apportent qu'une faible quantité d'eau qui ne pénètre que dans la couche superficielle du sol.

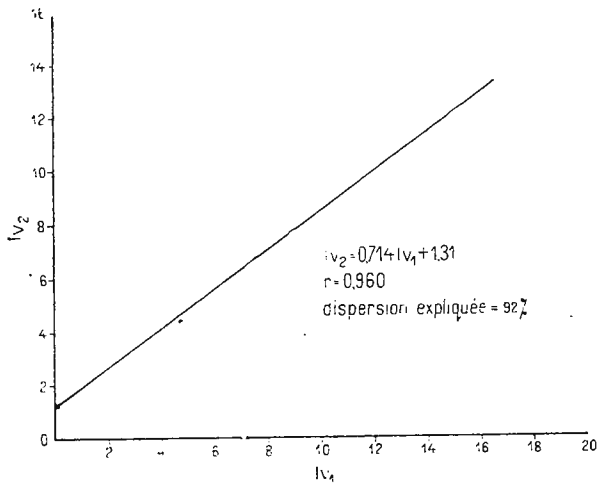


Fig. 1. — Corrélation entre les valeurs I_{v_1} et I_{v_2} pour mars, avril et mai.

Si l'on compare les valeurs I_{v_1} et I_{v_2} pour les mois de printemps on obtient un coefficient de corrélation très élevé (0,96) ; le degré de dispersion expliqué par l'équation de régression est de 92% (fig. 1).

Institutul Geologic al României

En tenant compte du fait que l'indicateur I_{v_1} est plus facile à calculer, dans l'étape suivante du travail sur la répartition zonale des valeurs de l'indice climatique nous n'avons plus utilisé que ce dernier.

Répartition zonale sur le territoire de la Roumanie de l'indice climatique

Les valeurs moyennes de l'indice I_{v_2} ont été calculées mensuellement pour chacune des 13 stations des régions avec sables ou sols sableux. La durée des observations : 10 à 15 ans. Les mois de décembre, janvier et février, lorsque le sol est couvert d'une couche de glace ou de neige, ont été éliminés des calculs. Pour la Roumanie on

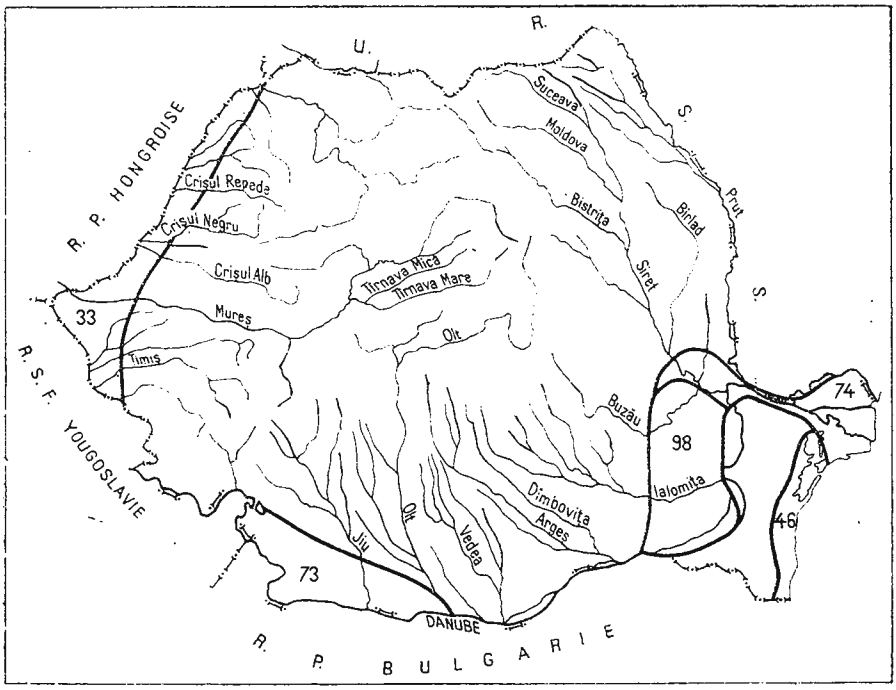


Fig. 2. — Schéma de la distribution zonale de l'indice climatique pour l'érosion éolienne.

établi à partir de la somme des valeurs des mois restants, à chaque station et groupe de stations, cinq zones différenciées du point de vue du potentiel d'érosion du climat (fig. 2).

L'indice climatique atteint la valeur maximale dans la Plaine du Bărăgan, y compris les sables du long des rivières Ialomitza, Calmatzui

Institutul Geologic al României

et Buzău ; suivent le Delta du Danube et le sud de la Moldavie avec les sables du Delta et ceux de la confluence du Sereth et du Barlad.

La zone des sables du sud de l'Olténie donne des valeurs assez proches. Les valeurs minimales de l'indice climatique pour l'érosion sont obtenues le long du litoral de la Mer Noire et dans la Plaine de l'Ouest du pays.

En plus du potentiel annuel d'érosion du climat, il est important de connaître aussi sa distribution saisonnière. La variation mensuelle de l'indice climatique (valeurs relatives par rapport au total) pour les cinq zones susmentionnées est présentée dans la fig. 3.

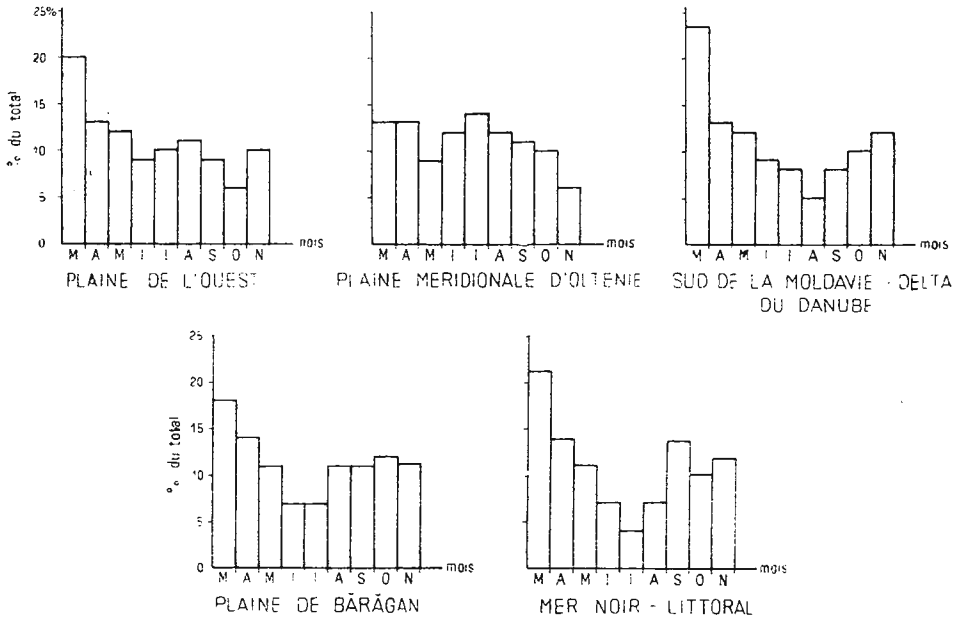


Fig. 3. — Distribution saisonnière des valeurs relatives de l'indice climatique pour l'érosion.

On remarque que dans quatre de ces cinq zones, l'indice climatique des mois de printemps représente presque 50% du total, ce qui démontre que c'est le printemps qui est la saison critique. Dans la Plaine du Bărăgan, sur le littoral de la Mer Noire, dans le sud de la Moldavie et dans le Delta, une seconde saison critique se dessine en automne, en octobre et novembre. Dans la Plaine du Sud de l'Olténie où le potentiel d'érosion est presque uniforme du printemps à l'été avec une baisse évidente en automne, il se produit un écart du type de la distribution saisonnière.

Institutul Geologic al României

Considérations d'ordre pratique

La valeur élevée de l'indice climatique dans la Plaine du Bărăgan, le Delta du Danube et le Sud de l'Olténie rend nécessaires des mesures plus rigoureuses pour prévenir la déflation que dans la Plaine de l'Ouest. De l'examen de la distribution saisonnière il ressort qu'en Olténie et dans une certaine mesure dans la Plaine du Bărăgan aussi, les mesures préventives ont une importance plus grande au cours de l'été, durant les mois de juillet et d'août. Le déficit considérable de précipitations au cours de ces mois, les températures particulièrement élevées et la grande fréquence des vents de grande vitesse ont provoqué, à part une forte déflation, d'importants dégâts aux cultures.

Conclusions

1. On peut estimer de manière satisfaisante le potentiel climatique pour l'érosion par des indices tenant compte du nombre de jours où le vent souffle à une vitesse de plus de 11 m/sec, des précipitations efficaces et, au cours de la saison froide, du nombre de jours pluvieux.

2. La répartition par zones de l'indice climatique montre que le potentiel d'érosion atteint une valeur maximale dans la Plaine du Bărăgan et une valeur minimale dans la Plaine de l'Ouest.

3. La distribution mensuelle des valeurs de l'indice climatique montre que dans la plupart des régions il existe une saison critique au cours du printemps et qu'en Olténie cette saison se prolonge jusqu'en été.

BIBLIOGRAPHIE

Chepil W. S., Woodruff N. P. (1954) Estimations of wind erodibility of field surfaces. *Journal of Soil and Water Conservation*, 6, Iowa, S.U.A.

— Siddnoway F. H., Armbrust D. V. (1963) Climatic index of wind erosion condition in the Great Plains. *Soil Sci. Amer. Pr.*, 27, 4, Madison, S.U.A.

— (1964) Prevailing wind erosion direction. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2, Iowa, S.U.A.

Maxim I., Pop L., Ciobanu Fl., Opreanu M. (1961) Metode de punere în cultură a nisipurilor din România. Ed. Agrosilvica, București.

* * * Clima R.P.R. (1961) Date climatologice, II, C.S.A. Inst. Meteorologic București.

Institutul Geologic al României

DETERMINATION OF THE CLIMATIC INDEX FOR WIND EROSION AND ITS ZONE DISTRIBUTION OVER THE TERRITORY OF ROMANIA

(Summary)

In order to establish the climatic potential for wind erosion, the weather data from 13 meteorological stations located on sandy soils were analysed. The indexes characterizing this potential on the basis of the number of days with wind velocity over 11 m/sec, the efficient rainfalls or the number of rainy days in the cold period (spring and autumn) were evaluated. The values thus obtained were utilized to develop the zone distribution and the season distribution scheme of the climatic index.

DETERMINAREA INDICELUI CLIMATIC PENTRU EROZIUNEA EOLIANĂ ŞI REPARTIŢIA LUI ZONALĂ PE TERITORIUL ROMANIEI

(Rezumat)

Pentru stabilirea potenţialului climatic în cazul eroziunii eoliene, s-au prelucrat datele meteorologice la 13 staţiuni situate în regiunile cu soluri nisipoase. S-au stabilit indici de caracterizare a acestui potenţial care ţin seama de numărul de zile în care viteza vîntului depăşeşte 11 m/s, de precipitaţiile eficace sau de numărul de zile cu ploi, pentru anotimpurile cu temperaturi scăzute (primăvara şi toamna). Pe baza valorilor obţinute s-a elaborat o schiţă de zonare şi s-a stabilit distribuţia sezonieră a valorilor indicelui respectiv.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CONTRIBUTIONS TO THE CHARACTERIZATION OF HUMUS BY OPTICAL METHODS

BY

M. P. NEMEȘ, ST. GALLO, T. PICIU, V. POP [1]

The present paper shows the results obtained in humus researches by means of the optical method in some soils, mostly from Transylvania.

Till now the optical density of the humic substances was determined in two ways :

1. using the extinction coefficient in NaOH extract under green and red filters (H o c k ' s method). (A single extraction is made and the extinction coefficient is determined through two glass filters);

2. using the extinction coefficient in NaOH extract, sodium oxalate or sodium fluoride. (Two extractions are made, and the extinction coefficient is determined through a glass filter only).

In the first case the interpretation of the results was made on the basis of the tg α coefficient, according to the formula :

$$\text{tg } \alpha = 1.5/10 \text{ g } E_{s\,47} - 10 \text{ g } E_{s\,72}/$$

or the formula :

$$\text{tg } \alpha = 2.25/\log E_{435} - \log E_{610}/ \qquad (4)$$

In the second case the interpretation was made on the basis of the stability index Q and of the stability coefficient K of the humus, according to the formulas :

$$Q = \frac{E_{NaF}}{E_{NaOH}} \qquad K = \frac{E_{NaF}}{H \cdot E_{NaOH}} \text{ în which}$$

[1] Pedology and Ecology Centre of the Academy of Socialist Republic of Romania, Cluj.

Institutul Geologic al României

H = humus (%)
E_{NaF} = the extinction coefficient of the extract in NaF
E_{NaOH} = the extinction coefficient of the extract in NaOH.

With the first method, using a single extract in NaOH, only the optical properties of the fulvic acids are rendered evident; the second method takes into account the optical properties of the fulvic acids (strongly dispersed substances) as compared to the optical properties of the brown and gray humic acids (more stable substances). To increase the sensibility of the method concerning the characterization of the nature of humus, the method was modified and from the calculus were eliminated the values characterizing the brown humic acids.

Material and Method

170 soil profiles from Transylvania (out of 350 profiles from the Transylvanian Plain) and 20 soil profiles from the Vlădeasa Mountain-Apuseni Mountains (out of 80 profiles) were analysed.

For the humus fractionation Duchaufour's method was used, without a previous decalcification:

separation of brown and gray humus acids in NaF 1% extract;
separation of brown humus acids in NaF 1% + NaCl 5% extract;
separation of fulvic acids in NaOH 0,5% extract.

Soil: solution ratio = 1 : 10; time of extraction = 48 hours, in corked flasks, solution agitated from time to time.

The extraction coefficient was determined in the flame photometer, using green filter.

For the three extracts the same glass cells were used, their thickness being established according to the most dense fraction.

Results and Interpretation

If we admit that the NaOH 0,5% solution extracts the free fulvic acids, the fulvic acids associated to the humic acids and a quantity of the brown and gray humic acids (D u c h a u f o u r), the humic substances extracted by NaOH 0,5% may be noted as follows:

$F_1 + F_2 + n/H_1 + H_2 + H_3)$, in which $n \ll 1$, hence the $H_1 + H_2 + H_3$ part of the expression may be neglected, fact illustrated also by the high values of the extinction coefficient, with the samples in which the extraction was made in NaF (table 1).

At the same time, if it is admitted that the NaF solution extracts the fractions of brown humic acids (H_1), and gray humic acids (H_2 +

Institutul Geologic al României

TABLE 1

Lab. nr.	Soil type	Place	pH in water	Extinction Coefficient of the Extract in :			
				NaOH	NaF	NaF +NaCl	NaF − (NaF+NaCl)
2 382	*Lessivé* soil	Coasta-Sieu	4.80	0.385	0.040	0.030	0.020
10 205	*Lessivé* soil	Bătrînești	5.35	0.750	0.125	0.035	0.090
2 074	Strongly *Lessivé* Brown Forest Soil	Lacu	5.25	0.560	0.122	0.045	0.077
2 071	*Lessivé* Brown Forest Soil	Geaca	5.40	0.490	0.105	0.045	0.060
2 188	Leached Chernozem	Palatca	6.30	0.262	0.970	0.088	0.882
48	Leached Chernozem	Cătina	6.85	0.072	1.700	0.088	1.612
2 120	Leached Chernozem	Cătina	7.00	0.138	0.960	0.092	0.868
2 152	Leached Chernozem	Cătina	7.08	0.142	1.400	0.155	1.245
10200	Chernozem	Călăreț	6.27	0.300	1.160	0.168	0.992
10 202	Chernozem	Ileana	7.10	0.200	1.000	0.110	0.890
2 278	Ground-water-Chernozem	Bonțida	7.28	0.094	1.500	0.174	1.326
2 295	Ground-water-Chernozem	Bonțida	7.58	0.110	1.700	0.092	1.608

$+ H^3$), and that the NaF + NaCl solution extracts the fraction of brown humic acids (H_1), then it may be also admitted that the difference between the extinction coefficient in NaF + NaCl extract represents the extinction coefficient of the gray humic acids :

$$E_{(H_1+H_2+H_3)} - E_{(H_2+H_3)} = E_{H_1}$$

In acid soils we are interested in the instability, the aggressiveness of the humus and the fact that the difference between the extinction coefficients of the extracts in NaF and NaF + NaCl shows a better correlation with the pH. Thus, the notion of aggressiveness index was introduced.

This notion represents a reciprocal value of the stability index ($G = 1/Q$), excepting the fact that with the stability index is taken into account the extinction coefficients of the brown and gray humic acids, while with the aggressiveness index only the extinction coefficient of the gray humic ones :

$$G = \frac{E_{NaOH}}{E_{NaF} - E_{NaF+NaCl}} = \frac{\text{the extinction coefficient of the}}{\text{the extinction coefficient of the}}$$

$$\frac{\text{fraction } (F_1 + F_2)}{\text{fraction } (H_2 + H_3)} = \frac{\text{the extinction coeff. of fulvic acids}}{\text{the extinction coeff. of gray humic acids}}$$

Institutul Geologic al României

Knowing the aggressiveness index (G), we may also calculate the specific aggressiveness index (Gs) and the potential aggressiveness index (Gp) :

$$Gs = G/\mathrm{H}\,;\ Gp = G.\mathrm{H}$$

To verify the work hypothesis, the extinction coefficients were determined with the same glass cell, for the three extractions, using a wide range of soils. The pH was determined too.

The correlation coefficients (r) between the different fractions and the pH of the soil were calculated (table 2).

TABLE 2

Nr.	Relation	Correlation coefficient (r)	Determination coefficient (r^2)	Error of the correlation coefficient (Dr)
1	$pH - E_{NaOH}$	−0.91*	0.83	±0.035
2	$pH - /E_{NaF} - E_{NaF+NaCl}/$	0.92*	0.85	±0.029
3	$pH - E_{NaF}$	0.78	0.61	±0.076
4	$E_{NaOH} - /E_{NaF} - E_{NaF+NaCl}/$	−0.87*	0.76	±0.047
5	$pH - E_{NaF+NaCl}$	0.80	0.64	±0.067

* Provided

The data in table 1 and 2 render evident that the mathematical deduction of the aggressivenesss index is exact, demonstrated by the correlation coefficients too.

In this paper are given the mean values and the variation limits of the pH, of the textural differentiation coefficient (determined according Kuron's hygroscopic coefficient), of the aggressiveness index, and of the specific and potential aggressiveness indices (table 3).

The results were grouped for five genetic soil types : Leached Chernozems, Humid Black Clay soils, Brown Forest Soils, *Lessivé* Brown Forest Soils, *Lessivé* Soils and a series of Subalpine soils. We also separated a group of soils, which, according to their morphologic characters, were named *Lessivé*. The pH, the saturation degree and the textural differentiation coefficient have values resembling those of the *Lessivé* soil, but the aggressiveness index as well as the potential aggressiveness index are differing from the *Lessivé*, their values being lower. The separation of this group confirms Reuter's theory that the browning, pseudogleyization, podzolization, and leaching in the South-East

Institutul Geologic al României

TABLE 3

Nr.	Soil type	pH		Dhy		*G*		*Gs*		*Gp*	
		mean	var.	mean	var.	mean	var.	mean	var.	mean	var.
1	Leached Chernozem	6.90	±0.50	0.96	±0.10	0.25	±0.19	0.05	±0.04	1.47	±1.29
2	Humid Black Clay soil	6.10	±0.27	1.13	±0.13	0.67	±0.34	0.14	±0.09	2.95	±1.47
3	Brown Forest Soil	6.08	±0.36	1.39	±0.20	2.10	±1.24	0.53	±0.27	8.85	±5.45
4	*Lessivé* Brown Forest Soil	5.60	±0.35	1.86	±0.30	5.00	±1.57	2.11	±0.57	12.90	±4.07
5	*Lessivé* soil	5.00	±0.36	2.14	±0.33	12.14	±2.70	6.87	±0.31	22.60	±3.40
6	*Lessivé* soil	5.48	±0.40	2.16	±0.49	1.49	±0.47	0.66	±0.37	5.15	±2.68
7	Mountain Acid Brown Soils and *Lessivé* Brown Soils from the Vlădeasa Mountain	4.37	±0.33	0.85	±0.48	2.64	±1.27	0.07	±0.04	48.50	± 12.60

of Europe may occur in a parallel direction and in interference, which hold good for Germany, Poland, Hungary and Bulgaria. This possibility exists for the Transylvanian soils too, especially if we consider that by applying the liming some soils, taken for podzols, do not react by giving an increased production.

The aggressiveness index, the F/H[2] ratio and the specific aggressiveness index of the subalpine soils have low values, while the potential aggressiveness is high.

Conclusions

To characterize the nature of the humus in the A horizon, the using of extinction coefficient of the extract in NaOH and the value of the difference between the extinction coefficients in NaF and NaF + + NaCl extract is proposed.

The aggressiveness index, mathematically deduced from the values of the extinction coefficients of the extreme fractions of the humic acids (fulvic acids and gray humic acids) may be a criterion for the qualitative characterization of the humus.

This quick method, widely applicable, provides important data in the diagnosis of the genetic types of soil.

[2] To compare the data, the ratio F/H (titrimetrically determined) is given on the basis of the literature.

Institutul Geologic al României

REFERENCES

Ballenegger R., Di Gleria J. (1962) Talaj és trógyavizsgálati módszerek. *Mez. Kiadó*, Budapest.

Bernát J. (1962) Humusstoffe der primitiven Böden. in Studies About Humus. Symposium Humus and Plant, Publ. House of the Czechoslovak Academy of Sciences, Prague.

Breton I., Simionescu I. (1964) L'effet des amendements et des engrais appliqués sur les sols acides de Transylvanie. *Transactions of the 8-th International Congress of Soil Science*, IV, Bucharest.

Csapó J., Kain I., Dobai R. (1964) Încercări pentru caracterizarea materiei organice din diferite tipuri de sol din R.P.R. pe baza unor caracteristici optice. *Lucrări științifice, seria agricultură*, XX, Inst. Agr., Cluj.

Duchaufour Ph. (1956) Pédologie — Applications forestières et agricoles. École Nationale des Eaux et Forets, Nancy.

— Jacquin F. (1964) Note sur une méthode de fractionnement des composés humiques et son application à l'étude de la pedogenèse. *Transactions of the 8-th International Congress of Soil Science*, III, Bucharest.

Hargitai L. (1955) Összehasonlító szervesanyagvizsgálatok különböző talajtipusokon optikai módszerekkel. *Agr. Tudományi Egyptem, Agr. Kar. Kiadó*, II, Gödöllö.

— (1957) Néhány tényező hatása a talajok szervesanyagaira. *Agr. Tud. Egyetem, Agr. Kar. Kiadó.* I, IV, 9, Budapest.

— (1962) Humuszanyagok optikai tulajdonságai és nitrogén tartalmuk közötti összefüggés. *Keszthelyi. Mez. Akad. Kiadv., Mez. Kiadó*, 5, Budapest.

Hock A. (1938) Beziehungen zwischen Konzentration und Farbwerten von Huminsäurelösungen. *Bodenkunde und Pflanzenernährung*, 7, 5/6, Weinheim/Bergstr.

Nemeș M. P., Bálint E., Stegăroiu D. (1963) Contribuții la determinarea diferențierii texturale a solurilor brune de pădure, brune de pădure podzolite și podzoluri secundare (nord-vestul Cîmpiei Transilvniei). *Șt. solului*, 1, București.

Reuter G. (1964) Vergleichende Untersuchungen an lessivierten Böden in verschiedenen Klimagebieten. *Transactions of the 8-th International Congress of Soil Science*, II, Bucharest.

Theiss E., Párnicky G., Pinter L., Kreko B. (1958) Korreláció és trendszámitás Kögazdasági és jogi könyvkiadó, Budapesta.

CONTRIBUTIONS CONCERNANT LA CARACTÉRISATION DE L'HUMUS PAR LES MÉTHODES OPTIQUES

(Résumé)

Lea auteurs présentent les résultats obtenus dans l'étude de l'humus par les méthodes optiques, appliqué aux sols de la Transylvanie.

Pour augmenter la sensibilité de la méthode Ph. Duchaufour en ce qui concerne la caractérisation de la nature de l'humus, les auteurs

Institutul Geologic al României

ont modifié cette méthode en éliminant du calcul les valeurs qui caractérisent les acides humiques bruns.

Conformément aux résultats, les auteurs proposent, pour la caractérisation de la nature de l'humus dans les horizons A des sols, l'emploi du coefficient d'extinction de l'extrait en NaOH et la valeur de la différence entre les coefficients d'extinction en extrait de NaF et de NaF + NaCl.

On montre, aussi, que l'indice d'agressivité des fractions extrêmes des acides humiques peut être un critère pour la caractérisation qualitative de l'humus.

En employant cette méthode rapide on peut obtenir d'importantes données dans la diagnose des types génétiques de sol.

CONTRIBUȚII LA CARACTERIZAREA HUMUSULUI PRIN METODE OPTICE

(Rezumat)

În lucrare autorii expun rezultatele dobîndite în cercetarea humusului prin metode optice, referindu-se la solurile din Transilvania.

Pentru a mări sensibilitatea metodei Ph. Duchaufour în ceea ce privește caracterizarea naturii humusului, autorii au modificat-o, eliminînd din calcul valorile ce caracterizează acizii huminici bruni.

Pe baza rezultatelor, autorii recomandă, pentru caracterizarea naturii humusului din orizonturile A ale solurilor, folosirea coeficientului de extincție ale extractului în NaOH și valoarea diferenței dintre coeficienții de extincție în extract de NaF și NaF + NaCl.

De asemenea se arată că indicele de agresivitate al fracțiunilor extreme ale acizilor humici poate fi un criteriu pentru caracterizarea calitativă a humusului.

Prin folosirea acestei metode rapide se pot obține date valoroase în scopul diagnosticării tipurilor genetice de sol.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CONTRIBUTIONS À L'INTERPRÉTATION DES DONNÉES SUR LA COMPOSITION MÉCANIQUE DES SOLS LESSIVÉS

PAR

CONSTANTIN ORLEANU [1], EUFROSINA DULVARA [2]

Pour mieux saisir les caractères de la composition mécanique des sols lessivés, nous avons essayé d'interpréter les données sur la composition mécanique suivant une méthode suggérée par C e r n e s c u en 1960 et complétée par les auteurs.

Ce genre d'interprétation constitue le point de départ pour l'appréciation du processus de lessivage le long du profil. Il réclame cinq oppérations : la représentation graphique des fractions granulométriques rapportées à la quantité de microsquelette, le calcul de la teneur moyenne en argiles rapportée à la quantité de microsquelette, le calcul du bilan de l'illuvionnement, le calcul de l'indice de différenciation texturale et le calcul des divers rapports entre les fractions granulométriques. Étant donnée que les rapports entre les différentes fractions granulométriques s'obtiennent par le calcul direct à partir des données initiales des analyses mécaniques, nous n'insistons pas sur la manière dont on fait ces calculs.

Pour mener à bon fin ces calculs, il est indiqué de faire l'analyse de touts les échantillons prélevés des profils de sol jusqu'à une profondeur de minimum 200 cm. S'il y a des échantillons non prélevés de certains horizons du profil et non analysés, les données seront interpolées, l'intervalle respectif de l'échantillon revenant d'une façon égale aux deux échantillons voisins.

Si le matériau originel n'est pas stratifié et si l'on néglige la néoformation de l'argile *in situ* dans les conditions du processus de

[1] Institut Géologique, Bucarest, Roumanie.

[2] Centre de Pédologie et Écologie de l'Académie de la R. S. de Roumanie, Bucarest, Roumanie.

Institutul Geologic al României

formation des sols lessivés, la quantité du matériau enlevé (e) de l'horizon éluvial doit être égale à la quantité de matériau accumulé (i) dans l'horizon illuvial, donc e = i.

1. *Représentation graphique des données sur la composition mécanique rapportées à la quantité de microsquelette.* Dans ce but on a recalculé les données des analyses granulométriques en fonction du microsquelette (Q), qui représente le total des fractions de sable grossier (ng), de sable fin (nf), et de limon (p). Les valeurs calculées (Ng, Nf, P) ressortent des relations :

$$Ng = \frac{Ng}{Q} \cdot 100\,;\; Nf = \frac{nf}{Q} \cdot 100\,;\; P = \frac{p}{Q} \cdot 100$$

En totalisant les nouvelles valeurs calculées pour les fractions de sable grossier, sable fin et limon de chaque échantillon on obtiendra la valeur 100 ($Ng + Nf + P = 100$).

C'est de la même manière que l'on recalcule les valeurs de la fraction argile (a) rapportées au microsquelette, à partir de la relation :

$$A = \frac{a}{Q} \cdot 100$$

À l'aide des valeurs obtenues, calculées en fonction du microsquelette (Ng, Nf, P et A), on peut constituer avec ces données des diagrammes, comme dans les exemples ci-joints (fig.). Ces graphiques permettent de saisir aisément les horizons éluvial (E) et illuvial (I), ainsi que l'existence de certaines stratifications probables, réfléchies par un changement relativement accusé de la teneur en argile autant que des composants du microsquelette.

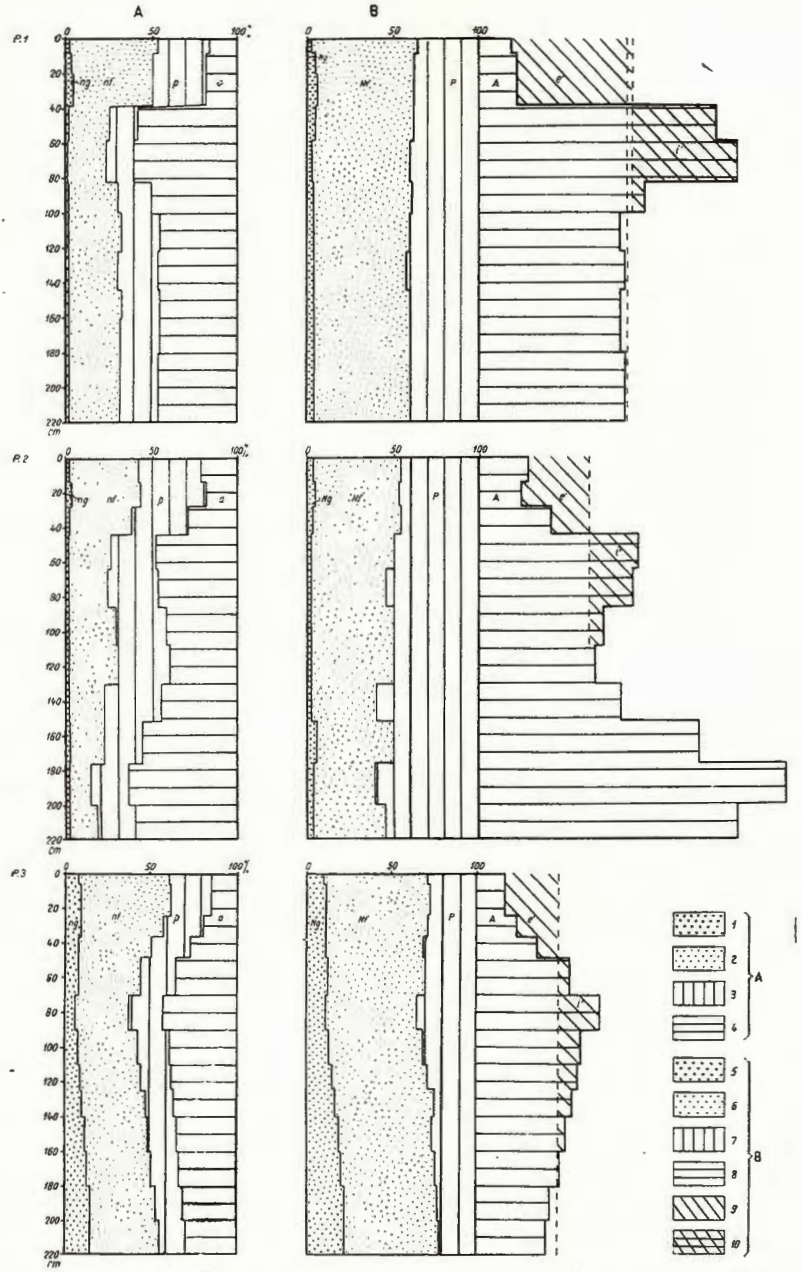
2. *Le calcul de la teneur moyenne en argile en fonction du microsquelette* (A). Il ressort de la relation :

$$\overline{A} = \frac{\Sigma Ai \cdot di}{\Sigma di}$$

dont : $\overline{A}$ = teneur moyenne en argile rapportée au microsquelette, le long du profil ; A = teneur en argile de chaque échantillon en fonction du microsquelette ; d = épaisseur en cm de chaque échantillon.

La valeur moyenne ainsi obtenue, s'inscrit par une ligne verticale du côté droit du diagramme, là où est représentée la variation de l'argile le long du profil ; cette ligne sépare franchement la zone éluviale de la zone illuviale du profil (représentée sur le diagramme par des hachures).

Institutul Geologic al României



Diagrammes de la composition mécanique de quelques sols lessivés

***A* — Fractions granulométriques calculées sans humus et carbonates.**

1, *ng* : sable grossier (2 – 0,2 mm) ; 2, *nf* : sable fin (0,2 – 0,02 mm) ; 3, *p* : limon (0,02 – 0,002 mm) ; 4, *a* : argile (< 0,002 mm).

***B* — Fractions granulométriques recalculées en fonction du microsquelette.**

5, *Ng* : sable grossier ; 6, *Nf* : sable fin ; 7, *P* : limon ; 8, *A* : argile ; 9, *e'* : matériau migré ; 10, *i'* : matériau accumulé.

Institutul Geologic al României

En comparant la valeur du rapport teneur moyenne en argile : microsquelette à la valeur de la teneur en argile de la partie basale du profil, on peut apprécier si, et en quelle mesure, a eu lieu la néoformation de l'argile au cours du processus de pédogenèse (à condition que le matériau originel ne soit pas stratifié).

3. *Calcul du bilan de l'illuvionnement.* Le bilan de l'illuvionnement permet de faire des appréciations sur le processus de migration de l'argile le long du profil. Dans ce bilan, les valeurs de deux termes e' et i' — qui en conditions idéales — devraient être égales ressortent de la relation :

$e' = \Sigma (\overline{A} - Ai) . di$ (pour les échantillons prélevés de l'horizon éluvial) ;

$i' = \Sigma (Ai - A) . di$ (pour les échantillons prélevés de l'horizon illuvial).

Trois situations en résultent :

$$i' - e' \simeq 0$$
$$i' - e' > 0$$
$$i' - e' < 0$$

En général le premier cas correspond aux sols formés sur des matériaux non-stratifiés et avec néoformation d'argile réduite ou uniforme le long du profil du sol. Le second et le troisième cas correspondent à des situations où le matériau originel a été stratifié, si bien qu'on n'arrive pas à des conclusions justes sur le processus de migration de l'argile.

TABLEAU 1

Profondeur cm	*ng*	*nf*	*p*	*a*	*Q*	*Ng*	*Nf*	*P*	*A*	*d*	*Ai.di*	*A*	*Idl*
0—8	3	51	30	16	84	3	61	36	19	8	152		
8—20	4	47	31	18	82	5	57	38	22	12	264		
20—38	5	46	31	18	82	6	57	38	22	18	396	89	6
38—58	2	24	16	58	42	5	57	38	138	20	2 760		
58—82	1	23	16	60	40	3	57	40	150	24	3 600		
82—100	2	29	20	49	51	4	57	39	96	18	1 728		
										100	8 900		

Institutul Geologic al României

4. *Calcul de l'indice de différenciation texturale.* On peut le calculer en tenant compte de la teneur en argile de l'horizon éluvial (a'') et de l'horizon illuvial (a') selon la relation :

$$Idt = \frac{\sum \frac{a'i}{n'}}{\sum \frac{a''i}{n''}}$$

dont n' et n'' représentent le nombre des échantillons pris en considération des horizons illuvial et éluvial.

Ci-après nous donnerons quelques exemples d'application de cette méthode à certains profils caractéristiques des sols lessivés.

Le profil 1 (Şaroş — département de Mureş) présente une teneur moyenne en argile rapporteé au microsquelette ($\bar{A}$) égale à 89, un bilan d'illuviation correspondant à la relation $i' - e' \simeq 0$ et un indice de différenciation texturale (Idt) égal à 6. Les trois fractions granulométriques rapportées au microsquelette (Ng, Nf, P) présentent une grande uniformité tout le long du profil, le contenu en sable grossier augmentant légèrement dans l'horizon éluvial à cause, probablement, des concrétions ferromanganésifères, dues à la pseudogleyification du sol. La teneur en argile calculée en fonction du microsquelette (A) de l'horizon éluvial, avec une transition brusque (sans pouvoir distinguer un horizon de transition) vers l'horizon illuvial et ensuite une constance parfaite de cette teneur entre 100 et 220 cm de profondeur relève une forte migration de l'argile de l'horizon éluvial vers l'horizon illuvial. L'uniformité des quatre fractions granulométriques en dessous de 100 cm, ainsi que les résultats des rapports des différentes fractions granulométriques calculées et figurées dans le tableau 2, nous renseignent sur l'absence totale de la stratification. La faible différence entre les valeurs du contenu moyen en argile en fonction du microsquelette tout le long du profil (de 220 cm) et le contenu des horizons éluvial et illuvial (de 100 cm) nous l'attribuons à une faible néoformation d'argile dans l'horizon illuvial. Les deux minimums et les deux maximums de la teneur moyenne en argile en fonction du microsquelette correspondant à 1% d'argile nous les attribuons à certaines erreurs d'analyses dues au manque d'homogénéité des échantillons. Le contenu élevé en argile (supérieur à 45% entre 100 et 220 cm de profondeur et d'environ 60% entre 38 et 82 cm de profondeur) autant que la transition brusque entre l'horizon éluvial et l'horizon illuvial, rattache ce profil au groupe des sols lessivés, à caractère de planosols, développés sur un matériau argileux.

Institutul Geologic al României

TABLEAU 2

No. de l'échantillon	Profil localité Année	Horizon	Profondeur	pH dans l'eau	Humus %	Fraction granulométriques, recalc. à la partie silicatée (Q): 2–0,2–0,02–0,002				Microsquelette (Q) 2–0,002 mm	Fractions granulométriques recalculées en fonction du microsquelette				Rapports entre différentes fractions granulométriques			$\overline{A}$ Idt e' i'
						ng	nf	p	a		Nh	Nf	P	A	0,02–0,002 / 0,2–0,02	0,5–0,2 / 0,02–0,005	0,2–0,02 / 0,02–0,005	
1	1	E A_1g	0–8	3,7	5,2	3	51	30	16	84	3	61	36	19	0,57	0,13	2,02	$\overline{A}$ = 89
2	Şaroş	E A_2g	8–20	3,7	1,6	4	47	31	18	82	5	57	38	22	0,61	0,17	2,09	Idt = 6
3	1967		20–38	4,2	0,2	5	46	31	18	82	6	56	38	22	0,60	0,22	1,96	e' = 2 570
4			38–58	4,5	0,3	2	24	16	58	41	5	57	38	138	0,64	0,16	1,84	i' = 2 570
5		I B_2tg	58–82	4,7	0,6	1	23	16	60	40	3	57	40	150	0,68	0,12	1,64	
6			82–100	5,0	0,2	2	29	20	49	51	4	57	39	96	0,68	0,13	2,15	
7			100–122	5,2	0,1	2	31	22	45	55	4	56	40	82	0,68	0,15	2,01	
8			122–144	5,8	0,4	2	29	23	46	54	4	54	42	85	0,73	0,14	1,74	
9		Mp B_3tg	144–160	6,3		2	31	22	45	55	4	56	40	82	0,70	0,11	1,94	
10			160–180	6,5		2	31	22	45	55	4	56	40	82	0,68	0,13	1,96	
11			180–220	6,5		2	29	22	46	55	4	56	40	85	0,70	0,12	1,93	
12	2	E A_1	0–14	3,8	4,8	2	40	36	22	78	3	51	46	28	0,86	0,077	1,33	$\overline{A}$ = 63,38
13	Şaeş	E $A_2(g)$	14–28	4,2	3,7	3	40	38	19	81	4	49	47	24	0,89	0,126	1,34	Idt = 2,54
14	1967	A_3g	28–44	4,4	0,8	1	36	33	29	71	3	51	46	41	0,86	0,078	1,43	e' = 1 405
15		$B_{21}tg$	44–64	4,5	1,3	1	25	26	48	52	2	48	50	92	1,00	0,061	1,17	i' = 1 403
16		I	64–86	4,9	1,9	1	23	29	47	53	2	43	55	89	1,20	0,038	1,03	
17			86–108	5,2	0,6	1	28	29	42	58	2	48	50	72	1,00	0,050	1,74	
18		$B_{22}tg$	108–130	5,7	0,3	1	29	30	40	60	2	48	50	67	1,00	0,053	1,41	
19		B_3g	130–152	6,3	0,2	1	21	33	45	55	2	38	60	82	1,50	0,073	0,89	
20		II B_3g	152–176	6,3		2	20	22	56	44	5	45	50	127	1,00	0,129	0,99	
21		III B_3g	176–200	6,3		1	13	22	64	36	3	36	61	178	1,57	0,175	0,69	
22		IV B_3g	200–220	6,4		1	17	22	60	40	3	42	55	150	1,22	0,146	0,93	
23	908	E A_1	0–6	5,3	3,4	9	52	25	14	86	11	60	29	16	0,41	0,67	2,74	$\overline{A}$ = 48,18
24	Copşa	E A_2	6–24	4,7	1,7	10	52	24	14	86	12	60	28	16	0,39	0,32	2,78	Idt = 2,55
25	Mică		24–36	4,7	0,8	10	48	23	19	81	12	59	29	23	0,40	0,33	2,17	e' = 1 224
26	1967	A_3	36–48	5,0	0,4	9	42	23	26	74	12	57	31	35	0,45	0,36	2,57	i' = 1 257
27		B_1t	48–70	5,2	0,8	9	36	20	35	65	13	55	30	54	0,44	0,41	2,57	
28		$B_{21}t(g)$	70–90	5,4	0,8	7	31	20	42	58	12	53	35	72	0,53	0,40	2,00	
29		$B_{22}t(g)$	90–110	5,7	0,2	9	34	19	38	62	14	55	31	61	0,44	0,47	2,38	
30		I	110–125	5,8	0,4	10	35	18	37	63	16	55	29	59	0,40	0,51	2,55	
31			125–140	5,9	0,4	11	37	16	36	64	17	58	25	56	0,33	0,53	3,27	
32			140–160	6,0	0,8	13	36	17	34	66	20	54	26	52	0,35	0,65	3,06	
33		$B_{23}t(g)$	160–180	6,1	0,3	14	37	16	33	67	21	55	24	49	0,31	0,59	3,37	
34		Mp B_3	180–200	6,1	0,4	16	38	16	30	70	23	54	13	43	0,30	0,59	3,51	
35			200–220	6,2	0,3	16	40	15	29	71	23	56	21	31	0,27	0,60	3,70	

Institutul Geologic al României

Le profil 2 (Şaeş — département de Mureş) présente un contenu moyen en argile en fonction du microsquelette (A) égal à 63, un bilan d'illuviation correspondant à la relation $i' - e' > 0$ et un indice de différenciation texturale égal à 2,54. La variation du contenu des différents composants du microsquelette et la variation des rapports calculés entre les diverses fractions granulométriques nous suggèrent l'existence d'une stratification du profil, due aux apports de matériaux déluviaux empruntés à une source voisine avec une altitude plus élevée. Le contenu en argile le long du profil (d'environ 50% dans l'horizon illuvial, d'environ 30% dans l'horizon de transition et d'environ 20% dans l'horizon éluvial) et les stratifications existantes situent ce sol dans le groupe des sols lessivés avec stratification.

Le profil 3 (Copşa Mică — département de Sibiu) présente un contenu moyen en argile en fonction du microsquelette (A) égal à 48, un bilan d'illuviation correspondant à la relation $i' - e' < 0$ et un indice de différenciation texturale égal à 2,55. La fraction sable grossier calculée en fonction du microsquelette (Ng) présente des valeurs de beaucoup plus basses (vers la partie supérieure du profil) et de beaucoup plus élevée (vers la base) que les profils antérieurement discutés. La fraction Nf présente des valeurs comprises entre 53 et 60. La fraction P varie de 24 à 35 entre 0 et 180 cm de profondeur, touchant 21 en dessous de cette profondeur. Le contenu en argile moyenne en fonction du microsquelette présente une valeur basse jusqu'à 24 cm (16) et une valeur égale à 72 entre 70 et 90 cm. Entre l'horizon éluvial et l'horizon illuvial on observe un horizon de transition épais d'environ 25 cm contenant 19 à 26 argile. Les rapports calculés entre les différentes fractions granulométriques et le contenu des diverses fractions granulométriques ne laisse voir aucune stratification. Le contenu élevé en sable grossier et en sable fin indique la formation de ce sol sur un substratum sableux. Ce sol, malgré le contenu faible en argile, se situe dans le groupe des sols lessivés, développés sur un substratum sableux sans stratification et sans caractère de planosol.

Les données résultées des calculs effectués nous portent à conclure :

Afin d'interpréter de cette manière les données sur la composition mécanique il est nécessaire de prendre en considération le rapport entre le contenu en argile et microsquelette pour chaque échantillon prélevé, étant donné que ce dernier représente le support auquel se rattache l'argile qui se déplace de l'horizon éluvial vers l'horizon illuvial, et aux dépens duquel elle s'est constituée.

Institutul Geologic al României

L'influence de la pseudogleyification se reflète — comme dans l'horizon éluvial du profil 1 — dans la composition mécanique par l'accroissement du contenu en sable, dû aux concrétions ferro-manganésifères (méthode de l'acide acétique).

Le substratum lithologique influence la composition mécanique, soit par le contenu en matériau fin (profil 1), soit par le contenu en matériau grossier (profil 3).

Pour ce qui est du profil 1, si l'on prend en considération l'épaisseur de 100 cm des horizons éluvial et illuvial nous pouvons apprécier que en dessous de cette profondeur se trouve le matériau original non altéré. L'uniformité du matériau originel de ce sol est confirmée aussi par l'égalité : $e = i$.

L'appréciation de l'indice de différenciation texturale peut être influencée par la quantité de microsquelette qui, dans le cas des sols lessivés, est augmentée par l'inclusion des désagrégations ferro-manganésifères dans la fraction sableuse. Le bilan de l'illuviation peut nous révéler la migration de l'argile le long du profil, ainsi que sa formation *in situ*.

Les rapports calculés pour les différentes fractions granulométriques et l'uniformité ou l'absence de l'uniformité du contenu en sable, limon ou argile nous donnent des indications sur l'existence des stratifications.

Il y a lieu de remarquer que l'accumulation de l'argile dans le profil 1 a été bien forte, mais seulement sur une faible épaisseur, tandis que dans le profil 3 il s'agit d'une faible accumulation sur une grande épaisseur, fait mis en évidence aussi par le rapport du contenu en argile : microsquelette le long du profil. Dans le premier cas, c'est surtout le matériau originel présentant une texture fine qui n'a pas permis à l'argile migrée de l'horizon éluvial de pénétrer en profondeur ; dans le deuxième cas, le matériau originel à texture grossière a facilité la pénétration de l'argile en profondeur.

Institutul Geologic al României

CONTRIBUTIONS TO THE INTERPRETATION OF MECHANICAL ANALYSIS DATA ON LESSIVÉ SOILS

(Summary)

This paper presents the interpretation of mechanical analysis data according to a calculation method indicated by Cernescu and completed by the authors.

The appreciation of the clay migration processes has been carried out as a function of:

1. Portions of various particles (coarse sand, fine sand, silt and clay) related to the amount of microskeleton (Q = coarse sand + fine sand + silt) calculated for each sample depth of the profile. The calculation of these components has been effected according to ratios:

$$Ng = \frac{ng}{Q} \cdot 100;\ Nf = \frac{nf}{Q} \cdot 100;\ P = \frac{p}{Q} \cdot 100;\ A = \frac{a}{Q} \cdot 100$$

Subsequently to the calculation of the above mentioned, (Ng, Np, P, A), the situation of every profile has been graphically presented (fig.).

2. The average clay content as a function of the microskeleton ($\overline{A}$) along the profile, calculated according to the ratio:

$$\overline{A} = \frac{\Sigma Ai \cdot di}{\Sigma di} \text{ where:}$$

$\overline{A}$ = average clay content along the profile related to the microskeleton

A = clay content of each sample related to microskeleton

d = thickness in cm of each sample.

The value of the average clay content along the profile has been figured in the right side part of the diagram, by a vertical line which clearly separates the eluvial horizon of the illuvial one (I).

3. Illuviation balance as a function of values: $e' = \Sigma (\overline{A} - Ai)\ di$ (for samples from the eluvial horizon) $i' = \Sigma (Ai - \overline{A})\ di$ (for samples from the illuvial horizon) which may be:

$i' - e' > 0$ and $i' - e' < 0$, generally, at soils formed on stratified parent materials.

Institutul Geologic al României

4. The textural index calculated as a function of the clay content from the eluvial (a'') horizon and from the illuvial (a') horizon according to the ratio :

$$Idt = \frac{\sum \frac{a'i}{n'}}{\sum \frac{a''i}{n''}}$$

where n′ and n'' represent the number of samples taken into account from the illuvial and, respectively, eluvial horizons.

Thete also presented the results of these calculations carried out on some soil profile with clay migration.

CONTRIBUȚII LA INTERPRETAREA DATELOR ANALIZEI GRANULOMETRICE LA SOLURILE CU MIGRARE DE ARGILĂ

(Rezumat)

Lucrarea prezintă interpretarea analizelor granulometrice după o manieră de calcul indicată de C e r n e s c u cu unele completări ale autorilor.

Aprecierea proceselor de migrare a argilei pe profil s-a făcut în funcție de :

1. Componentele granulometrice (nisip grosier, nisip fin, praf și argilă) raportate la cantitatea de microschelet (Q = nisip grosier + + nisip fin + praf) calculate pentru fiecare adîncime a profilului. Calculul acestor componente (ng, nf, p, a) s-a efectuat după relațiile :

$$Ng = \frac{ng}{Q} \cdot 100\,;\ Nf = \frac{nf}{Q} \cdot 100\,;\ P = \frac{p}{Q} \cdot 100\,;\ A = \frac{a}{Q}.100$$

Odată calculate aceste componente în funcție de microschelet (Ng, Np, P, A) s-a prezentat grafic situația fiecărui profil (fig.).

2. Conținutul mediu de argilă în funcție de microschelet pe profil ($\overline{A}$), calculat după relația :

$$\overline{A} = \frac{\sum Ai \cdot di}{\sum di} \quad \text{în care :}$$

Institutul Geologic al României

$\overline{A}$ = conținutul mediu de argilă pe profil raportat la microschelet
A = conținutul de argilă al fiecărei probe raportat la microschelet
d = grosimea în cm a fiecărei probe.

Valoarea conținutului mediu de argilă pe profil a fost înscrisă în partea dreaptă a diagramei, printr-o linie verticală ce separă clar orizontul eluvial (E) de orizontul iluvial (I).

3. Bilanțul iluvionării, în funcție de valorile: $e' = \Sigma (Ai - \overline{A})\, di$ (pentru probele din orizontul eluvial) $i' = \Sigma (Ai - \overline{A})\, di$ (pentru probele din orizontul iluvial) care pot fi:

$i' - e' \simeq 0$ în general la solurile formate pe materiale nestratificate și cu o slabă neoformare de argilă pe profil.

$i' - e' > 0$ și $i' - e' < 0$ în general la solurile formate pe materiale parentale stratificate.

4. Indicele de diferențiere texturală, calculat în funcție de conținutul de argilă din orizontul eluvial (a'') și din orizontul iluvial (a') după relația:

$$Idt = \frac{\Sigma \frac{a'i}{n'}}{\Sigma \frac{a''i}{n''}}$$

în care n' și n'' reprezintă numărul de probe luate în considerare din orizonturile iluvial și respectiv eluvial.

În continuare sînt prezentate rezultatele acestor calcule la cîteva profile de soluri cu migrare de argilă.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

BAITRÄGE ZUR KENNTNIS UND SYSTEMATIK DER PSEUDOGLEYE UND DER PSEUDOVERGLEITEN BÖDEN RUMÄNIENS

VON

C. PĂUNESCU [1], C. CHIRIȚĂ [2]

In unserem Land sind die Pseudogleye und die pseudovergleyten Böden in der feuchten Waldzone (Iar = 35) [3] sehr verbreitet. In der mässig feuchten Waldzone (Iar = 28—35) trifft man sie seltener an und in der Waldsteppe (Iar = 28) nur inselweise, in milden Depressionen.

Auftauchen und Weiterentwicklung der Hydromorphiemerkmale im Profil dieser Böden, unter Einwirkung von Stauwasser aus Niederschlägen, sind von mehreren Faktoren abhängig: Klima, Geländeform, Durchlässigkeit, biologische Dränage, Bodenfeuchtigkeit usw.

Durch die Vielfalt der Klima- und Vegetationsbedingungen, der Geländeform und des Substrates in denen sich die Pseudogleye gebildet haben, treten diese, mit verschiedenen morphologischen und physikalisch-chemischen Eigenschaften und verschiedener Tauglichkeit für die Vegetation in vielen Abarten auf.

In dieser Arbeit wird die Systematik der Pseudogleye und der pseudovergleyten Böden mit ihren physikalischen und physikalisch-chemischen Eigenschaften dargestellt und Hinweise auf ökologische Besonderheiten dieser Böden gegeben.

Das dargestellte Material stützt sich auf viele Beobachtungen und analytische Angaben über zahlreiche aus dem ganzen Land gesammelte Bodenprofile.

[1] Polytechnisches Institut, Brașov, Rumänien.

[2] Pedologisch-Ökologisches Zentrum der Akademie der Wissenschaften der Sozialistischen Republik Rumänien, Bukarest.

[3] Iar = Trockenheitsindex nach De Martonne.

Institutul Geologic al României

Die Systematik der Pseudogleye

Die Klassifizierung der Böden mit Stauwasser aus Niederschlägen ist eine der Hauptbeschäftigungen der Bodenkundler aller Länder.

In Europa haben M ü c k e n h a u s e n (1958), D u c h a u f o u r (1965) E h w a l d (1959), N e m e č e k (1967) u.a. zur Differenzierung der Bodentypen mit Stauwasser (aus Niederschlägen), den Ausdrucksgrad der Hydromorphiemerkmale und das Niveau bei dem diese im Bodenprofil auftauchen, in Betracht gezogen.

Nach diesen Hauptgesichtspunkten wurden 2 Bodentypen (oder Subtypen) mit Stauwasser aus Niederschlägen unterschieden: Pseudogleye und Stagnogleye.

Beide Bodentypen haben stark ausgeprägte Hydromorphiemerkmale oberhalb 6—7 dm im Profil. Die Pseudogleye sind aber nur zeitweilig übermässig feucht, während die Stagnogleye fast ständig unter Feuchtigkeitsüberschuss zu leiden haben und sogar im A_0 und A_1 Horizont auffällige Hydromorphiemerkmale aufweisen.

Wir sind der Meinnung, dass zur Differenzierung der Bodentypen mit Stauwasser aus Niederschlägen der Ausdrucksgrad der Hydromorphiemerkmale und das Niveau ihres Auftauchens nicht genügen.

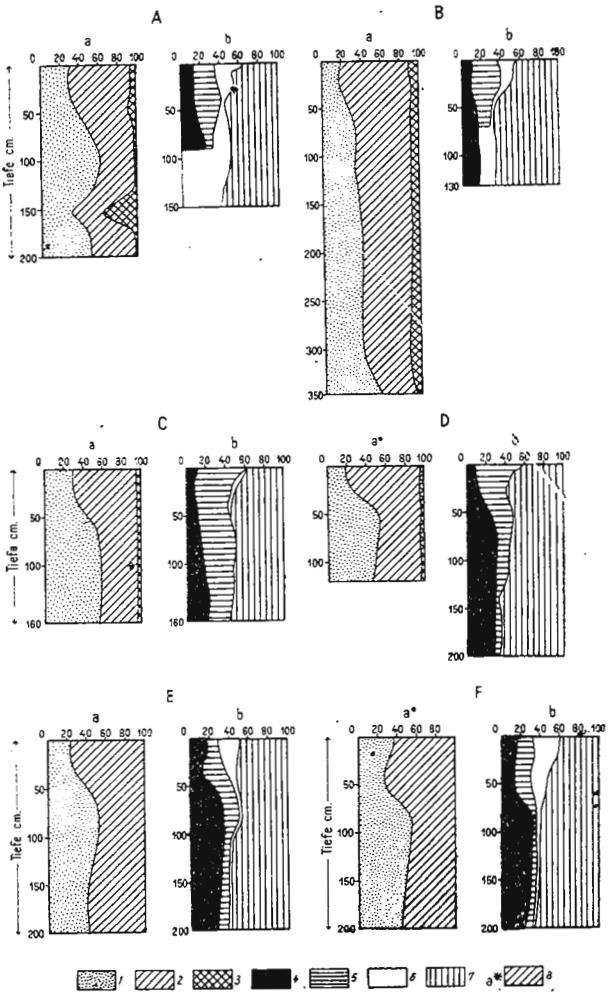
In den Pseudogleyen können sich aber nicht nur die Oxydations-Reduktions- und Ausscheidungsprozesse des Eisens stark entwickeln (die dem Profil die spezifischen Eigenarten der Hydromorphie aufprägen), sondern auch andere genetische Prozesse des Bodens, wie: die aktive Verwitterung der primären Minerale, die Toneinschlämmung, die Bildung und Anreicherung der Huminstoffe in einem sehr mächtigen A-Horizont, oder die Konzentration der organischen Stoffe, besonders in einem A_0-Horizont, die fortgeschrittene Versauerung des Sorptionskomplexes usw. auftreten. Die Pseudogleye unterscheiden sich also sehr durch: die Eigenart der Humusakkumulationshorizonte (A_0, A_1), das Vorhandensein eines g(B)-Horizontes, oder eines gBt-Horizontes, die Eigenart der Übergangszone von dem gA_2-zu dem gBt-Horizont, die Reaktion und den Sättigungsgrad an Basen usw.

Zwecks Gruppierung der Pseudogleye in Bodentypen und Subtypen wurden sowohl die Hydromorphiemerkmale als auch alle anderen wesentlichen Eigenarten der Beschaffenheit ihrer Profile berücksichtigt.

Die Pseudogleye mit verschiedener Reihenfolge der Horizonte und mit verschiedenen Eigenarten dieser Horizonte wurden in verschiedenen Bodentypen gruppiert, wie folgt:

Institutul Geologic al României

1. Pseudogleye geringer Sättigung, mit marmoriertem Tonhäutchenhorizont, mit einem weisslichen Spaltennetz (marmorierter Aderhorizont, nach E h w a l d (1966), mit A_0-A_1-A_2g-Btg-C-Profilen (*saure sekundäre Pseudogleye*).



Pysikalische Eigenschaften der Fahlerde-Pseudogleye (A—D) und der sekundären Mulden-Pseudogleye (E—F).

A, Fahlerde-Pseudogley (Perşani); *B*, Falherde-Pseudogley (Codlea); *C*, Sauerer sekundärer Pseudogley (Livada); *D*, Sauerer sekundärer Pseudogley; *E*, Sekundärer Mulden-Pseudogley (gepflügt); *F*, Sekundärer Mulden-Pseudogley (gepflügr). *a*. Kornfraktionen: 1, Ton; 2, Staub; 3, Sand. *b*. Physikalische Kenngrössen; 4, Permanenter Welkepunkt; 5, Pflanzenverfügbares Wasser; 6, Grobe Poren; 7, Bodensubstanz; 8, Staub + Feinsand.

Institutul Geologic al României

2. Pseudogleye mit marmoriertem Tonhäutchenhorizont (ohne hervortretendes weissliches Spaltennetz), mit A_1-A_2g-Btg-C-Profilen (*sekundäre Pseudogleye*).

3. *Saure primäre Pseudogleye*, mit A_0-A_1-A_2g_1-II (B)g-IIC-Profilen.

4. *Eutrophe Pseudogleye*, mit A_0-A_{1h}-(B)g-C-Profilen.

5. *Pseudogleye* mit marmoriertem Tonhäutchenhorizont in Mulden des südlichen Waldflachlandes mit A_1-A_2g-Btg-C-Profilen (*sekundäre Muldenpseudogleye*).

Im Rahmen eines jeden Pseudogleytypes wurden neben dem typischen Subtyp auch Subtypen mit Übergangsmerkmalen, sowohl zu den automorphen, als auch zu den hydromorphen Böden unterschieden.

Zum Beispiel umfasst der Bodentyp „Sauerer sekundärer Pseudogley" einen Subtyp (typischer *s.s.* Pseudogley) bei welchem die Ausscheidung des Eisens in Konkretionen im A_2g-Horizont so weit fortgeschritten ist, dass dieser Horizont graue Farben anninmt (Chroma = 2 bei Farbtönen von 10YR oder röter). Auch im Btg-Horizont haben die Flächen der Strukturkörper meistens graue Flecken (Chroma $\leqslant$ 2).

Im Rahmen des Bodentyps „saurer sekundärer Pseudogleye" haben wir auch einen nassen Pseudogley unterschieden. Dieser Subtyp umfasst Böden mit beinahe ständigem Feuchtigkeitsüberschuss in allen Horizonten, mit einem A_0-Horizont von hydromorphem Rohhumus, einem relativ mächtigen A_1-Horizont, der reich an humosen Stoffen (Ahg) ist und mit einem A_2g-Horizont ohne Flecken und eisenmanganischen Konkretionen.

Der Btg-Horizont ist derart fest und schwer durchlässig, dass eine Tondurchschlämmung praktisch nicht möglich ist. Der Bt-Horizont erscheint so als ein Relikt-Bt-Horizont (Z a i d e l m a n n, 1965) im Profil dieser Böden. Diese Böden haben Profile vom Typ : A_0-A_1g-A_2g-Btg-C und nicht Profile : A_0-A_1-gA_2-Btg-C wie die typischen Pseudogleye mit marmoriertem Adernhorizont. Der Subtyp „nasser *s.s.* Pseudogley" umfasst einen Teil der Stagnogleye der Klassifikation M ü c k e n h a u s e n (1958) ; die anderen Stagnogleye sind als Übergangssubtypen bei anderen Pseudogleytypen eingereiht (Tabelle 1).

Der Bodentyp „saurer sekundärer Pseudogleye" umfasst auch einen Übergangssubtyp zu den Fahlerden (Fahlerde-Pseudogley). Die relativ gute Durchlässigkeit der Böden dieses Subtypes begünstigt nicht die starke Eisenausscheidung und die Graufärbung des (g)A_2-Horizontes (Horizont gA_2). Die Grundfarbe des (g)A_2-Horizontes nähert sich der Farbe des A_2-Horizontes der automorphen Fahlerden (zum Beispiel die

Institutul Geologic al României

Farbe 10YR 5-6/3 oder 7,5YR 5/3). Nur im unteren Teil des (g)A_2-Horizontes ist die Eisenausscheidung fortgeschrittener und dieser Unterhorizont nimmt eine hellgraue Farbe an (Chroma$\leqslant$2) oder eine marmorierte Farbe mit braunen und hellgrauen Flecken.

Der B -Horizont hat stark ausgeprägte Hydromorphiemerkmale, so wie bei den typischen Pseudogleyen (Btg-Horizont). Das Profil dieser Böden ist vom Typ A_0-A_1-(g)A_2-Btg-C.

In diesem Übergangssubtyp ist die Eisenausscheidung in Flecken und Konkretionen viel fortgeschrittener als bei den pseudovergleyten Fahlerden, bei denen der A_2-Horizont in seinem oberen Teil keine oder sehr schwache Hydromorphiemerkmale aufweist. Der untere Teil dieses Horizontes weist wenige rostfarbene und graue Flecken, mit unbestimmtem Umriss auf. Der Bt-Horizont weist klare, aber nicht starke Hydromorphierkmale auf (gBt-Horizont). Wenn der B-Horizont starke Hydromorphiemerkmale aufweist, dann findet das nur unter 60-70 cm Tiefe statt. Dieser Übergangssubtyp, mit den Horizonten: A_0-A_1-gA_2-gBt-C, wird nicht mehr als Subtyp eines Pseudogleyes angesehen, sondern als eine Modifikation des zonalen Bodentyps Fahlerde, mit schwach ausgeprägten Hydromorphiemerkmalen sowohl im A_2, als auch im Bt-Horizont.

Nach ähnlichen Gesichtspunkten wurden charakteristische Übergangssubtypen auch bei den anderen Pseudogleytypen unterschieden, wie aus der beigefügten systematischen Übersicht hervorgeht. (Tabele 1).

Im Rahmen eines jeden Pseudogleytyps und Subtyps kann man mehrere qualitative Modifikationen vom Range der Sippen unterscheiden, bestimmt von den Eigenarten der Substraten in denen die betreffenden Böden entstanden sind. Die Identifizierung der Sippen verschiedener Subtypen von Pseudogleyen befindet sich in unserem Lande im Anfangsstadium und sie sind nicht in der beiliegenden systematischen Liste eingetragen.

Entstehungsbedingungen, morphogenetische und lithologische Eigenarten

Die in der beigefügten systematischen Liste angeführten Profile geben uns nur allgemeine Anleitungen, die die morphogenetischen Eigenarten der verschiedenen Pseudogleytypen betreffen. Als Ergänzung werden auch einige morphogenetische und lithologische Eigentümlichkeiten dieser Böden angeführt.

a) **Saure sekundäre Pseudogleye.** In dem Gebiet der Hochebenen und der piemontanen Vorgebirge trifft man oft sekundäre Pseudogleye

Institutul Geologic al României

mit den Profilen: A_0-A_1-A_2 g-Btg-C oder A_0-A_1-A_2g-IIBtg-C. Die Grenze zwischen den A_2- und Btg-Horizonten dieser Böden ist scharf aber unregelmässig. Sie verläuft in Form von Durchdringungen zwischen A_2 und Btg oder in Form von tiefen Zungen des A_2-Horizontes in dem Btg-Horizont.

Die sekundären Pseudogleye mit den Profilen: A_0-A_1-A_2g-Btg-C trifft man besonders in flachen Geländen an, die durch quartäre Schlufflehmdecken bedeckt sind (in denen im unteren Teil des Profiles sich ein schwer durchlässiger Btg-Horizont gebildet hat).

Das Material der unteren Horizonte dieser Böden ist in frischfeuchtem Zustand kompakt, aber bei mässigem Druck zerbröckelt es plötzlich (Horizonte mit Fragipanmerkmalen). Sie sind von senkrechten weisslichen Streifen im Abstand von 10-15 cm durchsetzt. Im Querschnitt bilden die weissen Streifen ein Poligonnetz von Rissen, in der Bodenmasse der unteren Horizonte von brauner bis bräunlich-gelblicher Farbe mit rostigen und grauen Flecken.

An den Stellen wo die Schlufflehmdecken dünn sind (50-60 cm) und sich darunter mächtige ältere tonreiche Fliesserden befinden, haben sich sekundäre Pseudogleye gebildet mit A_0-A_1-A_2g-IIBtg-IIC-Profilen, mit den in der oberen, durchlässigen Schicht gebildeten A_1 und A_2 g-Horizonten und mit dem Btg-Horizont der sich in der unteren tonigen-kompakten und schwer durchlässigen Schicht befindet.

b) **Sekundäre Pseudogleye.** Im Hügelgebiet und auf niederen Hochebenen, in weniger kühlen und feuchten Klimaten (im allgemeinen durch Tm = 8(9)° und Pm 700 mm gekennzeichnet) sind die auf homogenen oder doppelschichtigen Substraten gebildeten Pseudogleye durch stark mit grauen rostigen, gelblichen Flecken und eisenmanganischen Konkretionen versehene Btg-Horizonte gekennzeichnet. Im Btg-Horizont dieser Böden können auch hellgraue Adern vorkommen, die sich bis zu erheblichen Tiefen verzweigen. Im Querschnitt haben diese weisslichen Adern (wahrscheinlich alte Wurzelkanäle) elliptische Formen und bilden nicht ein Poligonnetz von weisslichen Rissen wie bei der Mehrzahl der sauren sekundären, aus Fahlerden hervorgegangenen Pseudogleye. Ausserdem haben die betreffenden Böden meistens eine weniger saure Reaktion (z.B. $pH_{H_2O} = 5-5{,}5$) und grössere Basensättigungsgrade ($V > 50\%$).

c) **Sekundäre Pseudogleye der Depressionen.** Im südlichen Teil der Waldzone, in der Waldzone der rumänischen Ebene, gegen ihren äusseren Rand zu, in leichten Depressionen (Mulden), auf den verlehmten

Institutul Geologic al României

Lössen, findet man sekundäre Pseudogleye mit: A_1-gA_2-Btg-C-Profilen, mit einem scharfen Übergang zwischen dem gA_2- und Btg-Horizont, einem grau-weisslichen gA_2-Horizont, der reich an eisenmanganischen Konkretionen ist, und einem Btg-Horizont, der stark mit grauen rostfarbenen und schwäzlichen Flecken versehen ist.

Diese morphologischen Eigenarten widerspiegeln den Einfluss des langen Überschusses an Frühlingsfeuchtigkeit im ganzen Boden wie auch die langen Perioden der Sommertrockenheit (in den oberen Horizonten), die länger als in der Zone der sekundären Pseudogleye dauern.

d) **Primäre Pseudogleye.** Diese Pseudogleye werden oft auf tonigen Substraten in ebenen und konkaven Lagen getroffen; sie haben keinen Bt-Horizont. Sie werden durch A_1-A_2g-(B)g-C-Profile mit unscharfer Horizontierung gekennzeichnet. Auf tonigen Substraten, welche mit einer dünnen Schicht aus lössähnlichen oder anderen tonarmen und durchlässigen Materialien bedeckt sind, haben die primären Pseudogleye die Horizonte A_1 und A_2g in der oberen durchlässigen Schicht und der (B)g Horizont in der tonigen subjacenten Schicht. Diejenigen Pseudogleye, welche in Gebirgswäldern verbreitet sind, kennzeichnen sich durch einen verlängerten Feuchtigkeitsüberschuss und durch die Bildung eines A_0-Horizontes aus hydromorphem Rohhumus.

c) **Eutrophe Pseudogleye.** Ausser den primären und den sekundären Pseudogleyen, die im allgemeinen durch hellgraue Profile gekennzeichnet sind, trifft man in unserem Lande, im Gebiet des Karpatenhflysches (sowie auch in anderen Gebieten der Waldzone) Pseudogleye mit einem dunklen, mächtigen oder sehr mächtigen A-Horizont, mit einem (B)g-Horizont mit rostfarbenen Flecken und zahlreichen eisenmanganischen Konkretionen. Diese Pseudogleye mit hydromorphem Mull oder Mull-Moder, mit schwach saurer oder neutraler Reaktion in ihrem ganzen Profil, oder wenigstens im(B)g-Horizont, wurden in einem eutrophen Pseudogleytyp gruppiert (Reuter 1960, Ehwald 1965).

Physikalische und physikalisch-chemische Eigenschaften

Die meisten Untersuchungen beziehen sich auf die sekundären Pseudogleye (die am meisten in der Waldzone verbreitet sind).

Als Beispiel werden auf den Abbildungen A bis D physikalisch ausschlaggebende Eigenarten gezeigt, die für die typischen und Übergangsuntertypen sekundärer Pseudogleye charakteristisch sind (Abb.,

Institutul Geologic al României

A bis D). Desgleichen werden die physikalischen spezifischen Eigenarten der sekundären Muldenpseudogleye gezeigt (Abb., E und F). Man bemerkt die charakteristischen Veränderungen der Zusammensetzung des Gesamporenvolumens und der Lüftung von einem Horizont zum anderen. Im Btg-Horizont dieser Böden sinkt das Gesamtporenvolumen unter 40% und die Lüftungsporosität sinkt unter 10% (des Bodenvolumens). Nur im A-Horizont der Fahlerde-Pseudogleye (Abb., A und B) und der sekundären Muldenpseudogleye (die im oberen Horizont gepflügt werden), sind die Verhältnisse zwischen der Lüftungsporosität (>25%) und der kapillaren Porosität (>30%) für die Wurzelentwicklung günstig.

Was die physikalisch-chemische Eigenarten betrifft, ist es notwendig folgende Unterschiede des pH-Wertes und des Sättigungsgrades an Basen in den oberen Horizonten der Pseudogleye hervorzuheben.

TABELLE 1

Nr.	Bodentypen	pH H_2O	V%
1	Sekundäre Pseudogleye (hervorgegangen aus Fahlerden)	4,5—5	30—35
2	Sekundäre Pseudogleye (hervorgegangen aus Parabraunerden)	5,0—5,5	50—60
3	Sekundäre Muldenpseudogleye	5,5—5,8	75—80

Ökologische Eigentümliehkeiten der Pseudogleye und der pseudovergleyten Böden

Das Erscheinen und die Entwicklung der Hydromorphiemerkmale im Profil dieser Böden unter dem Einfluss des Stauwassers hängt von zahlreichen Faktoren ab : von der Feuchtigkeit des Klimas, vom Relief (Gelände), von der Durchlässigkeit und von der biologischen Dränage.

Gemäss den Untersuchungen von Cernescu (1961) und unserer Beobachtungen kann man folgende Beziehungen zwischen den oben angeführten Faktoren und der Bildung der Pseudogleye und der pseudogleyten Böden in unserem Lande feststellen (Tabelle 2).

Die Kenntnis der Pseudogleytypen und Subtypen verschiedener Zonen, Unterzonen und Distrikte gestattet nur allgemeine Aufschlüsse über den Wasser- und Lufthaushalt dieser Böden. Für die ökologisch-standortliche Untersuchung ist es notwendig die Tiefe in welcher, der Bg-Horizont auftritt, die nützliche Wasserkapazität, sowie auch die

Institutul Geologic al României

TABELLE 2

Trockenheitsindex De Martonne Iar / Natürliche Drainage	24—28 Waldsteppe	28—35 Mässig feuchte Waldzone	Feuchte Waldzone
Mässig	Schwach pseudovergleyte ausgelaugte Tschernoseme (in Mulden)	Schwach pseudovergleyte rötliche Braunerden (in Mulden)	Schwach pseudovergleyte Braunerden
Unvollkommen	Pseudovergleyte ausgelaugte Tschernoseme	Pseudogley-Parabraunerden (in Mulden)	Pseudovergleyte Parabraunerden und Fahlerden
Schwach	—	Parabraunerden-Pseudogleye (in Mulden)	Primäre Pseudogleye Eutrophe Pseudogleye Sekundäre Pseudogleye Sauere sekundäre Pseudogleye
Sehr schwach	—	—	Stagnogleye

Zeitdauer der Überschüssigen, der normalen und der defizitären Bodenfeuchtigkeit zu kennen.

Die Gebirgspseudogleye aus kälterem und feuchterem Klima werden durch einen relativ langen Feuchtigkeitsüberschuss gekennzeichnet, gefolgt von einer normalen Feuchtigkeitsperiode. In diesen Pseudogleyen ist die defizitäre Feuchtigkeitsperiode sehr kurz oder nicht vorhanden.

Im Hügelgelände, auf Hoch- und Tiefebenen, haben sich die Pseudogleye in Beständen von *Quercus robur*, *Quercus robur* + *Quercus sessilis*, *Quercus cerris* ± *Carpinus betulus* gebildet und entwickelt und in feuchteren Gebieten in Beständen von *Quercus robur* und *Fraxinus* sp. Am meisten sind die *Quercus robur* Bestände verbreitet. Es besteht ein klarer Unterschied zwischen den *Quercus robur* Beständen auf Terassenpseudogleyen der mässig feuchten Waldzone (Iar = 28—35) und denen auf Pseudogleyen der Tiefebenen im nordwestlichen Teil der feuchten Waldzone unseres Landes (Iar >35).

Die ersten sind Bestände mit ärmerer Hydrophilflora und *Poa pratensis* var. *angustifolia*, die sich durch einen Wasserhaushalt mit einer verlängerten defizitären Feuchtigkeitsperiode kennzeichnen. Die

Institutul Geologic al României

zweiten sind Bestände mit *Deschampsia caespitosa*, *Juncus*-Arten, *Agrostis canina* u.a. Arten, die einen verlängerten Überschuss an Frühlingsfeuchtigkeit und mässige Sommerfeuchtigkeit anzeigen.

Die Weiden auf sekundären Pseudogleyen (die sich nicht mehr unter dem entwässernden Einfluss des Waldes befinden), versumpfen schnell und in ihrer Flora werden schnell die *Juncus*-Arten vorherrschend.

In der Landwirtschaft erscheinen die sekundären Pseudogleye der *Quercus*-Wälder als kalte, saure, sehr nährstoffarme Böden, mit sehr schlechtem Wasser- und Lufthaushalt. Solche Böden benötigen ein Komplex von Grundverbesserungen (Entwässerung), tiefe Bearbeitung, Kalkung und Düngung.

Systematische Liste

I. Pseudogley-Typen und Subtypen

1. Sauere sekundäre Pseudogleye

1.1. Typischer sekundärer Pseudogley
A_0-A_1-A_2g-Btg-C oder
A_0-A_1-A_2g-IIBtg-IIC

1.2. Fahlerde-Pseudogley
A_0-A_1-gA_2-Btg-C oder
A_0-A_1-gA_2-IIBtg-IIC

1.3. Nasser Pseudogley (mit Btrg-Horizont)
A_0-Ahg-A_2g-Btrg-C oder
A_0-A_1hg-A_2g-IIBtrg-IIC

2. Sekundäre Pseudogleye

2.1. Typischer sekundärer Pseudogley
A_1-A_2g-Btg-C oder
A_1-A_2g-IIBtg-IIC

2.2. Parabraunerde-Pseudogley
A_1-gA_2-Btg-C oder
A_1-gA_2-IIBtg-IIC

2.3. Nasser Pseudogley (mit Btrg-Horizont)
A_0-A_1g-Btrg-C oder
A_0-A_1g-Btrg-IIC

3. Primäre Pseudogleye

3.1. Typischer Pseudogley
A_1-A_2g-(B)g
A_1-A_2g-II(B)g-IIC

3.2. Nasser Pseudogley
A_0-A_1g-A_2g-(B)g-C
A_0-A_1g-A_2g-II(B)g-IIC

4. Eutrophe Pseudogleye

4.1. Typischer eutropher Pseudogley
A_1h-(B)g-C

4.2. Brauner eutropher Pseudogley
A_1h-g(B)-(B)g-C

4.3. Nasser eutropher Pseudogley
A_0-A_1hg$\pm$$A_2$g-(B)g

5. Sekundäre Mulden-Pseudogleye der rumänischen Ebene

5.1. Typischer Mulden-Pseudogley
A_1-A_2g-Btg-C_{Ca}-C

5.2. Parabraunerde-Pseudogley
A_1-(g)A_2-Btg-C_{Ca}-C

5.3. Nasser Pseudogley (mit Btrg-Horizont)
A_1h-A_2g-Btrg-C_a -C

II. Pseudovergleyte zonale Böden

1 Schwach pseudovergleyte Böden (mit schwach ausgeprägten Hydromorphiemerkmalen im B-Horizont):
(B)-g(B), (g)(B), (g)Bt

2 Pseudovergleyte Boden (mit Marmorierung des Unterbodens, scharf gezeichnet):
-g(B), gBt

Pseudovergleyte Böden; Braunerden, Parabraunerden, Fahlerden, rötliche Braunerden, ausgelaugte Tschernoseme u.a.

Institutul Geologic al României

LITERATUR

Cernescu N. (1961) Clasificarea solurilor cu exces de umiditate. *Cerc. ped.* Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Duchaufour Ph. (1965) Précis de Pédologie . Masson Ed., Paris.

Ehwald E. (1958) Bemerkungen zur Abgrenzung und Gliederung der wichtigsten Bodentypen Mitteleuropas unter dem Gesichtspunkt einer internationale Annäherung in der Bodensystematik *Zeitschr. Pflanzenern. Düng. Bodenk.* 80, Weinheim.

— (1966) Leitende Gesichtspunkte einer Systematik der Böden der D.D.R. als Grundlage der land— und forstwirtschaftlichen Standortskartierung. Dt. Akad. der Landwirtschaftswiss, Berlin.

— (1965) Zur Systematik der schweren Böden. *Wissensch. Zeitschr. der F. Schiller Univ.* Jahrg., 14, 3—34, Jena.

Mückenhausen E. (1958) Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland. Verl. Kommetator, Frankfurt a. Main.

Nemecek J. a col. (1967) Pruzkum zeniedelskych pud C.S.S.R. Praha.

Reuter G. (1960) Eutrophe Pseudogleye auf Wurmgeschiebmergel. *Trans. 7. Intern. Congress Soil Sci.*, 4, 2/2—17, Madison, Wisc.

Zaidelmann P. F. (1965) Mineralniie hidromorfniie pocivî lesnoi zonî A.N.S.S.R. Pocivovedenie, 12, Moskva.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISANCE ET LA SYSTÉMATISATION DES SOLS PSEUDOGLEYSES DE LA ROUMANIE

(Résumé)

La présence des sols marmorisés et des pseudogleys en Roumanie se fait très fréquemment remarquer dans la zone forestière humide ; elle est moins fréquente et moins accentuée dans la zone forestière modérément humide, et localisée seulement dans les dépressions de la forêt-steppe.

On a groupé les sols marmorisés comme ci-après :

1. Sols peu marmorisés
   ayant des horizons B peu affectés par les caractères d'hydromorphie
   — (B) — (B) g — ; — (B) (g) ; — Bt (g) —
2. Sols marmorisés
   ayant des horizons B nettement affectés par les caractères d'hydromorphie
   — (B) g ou — Btg —

(ce sont les types de sol : chermozem (fortement) léviguée brun-roux de

Institutul Geologic al României

forêt, gris de forêt, brun de forêt, brun-roux lessivé, brun lessivé, sol lessivé, pseudorendzine lessivée, tous marmorisés).

Les pseudogleys sont groupés en 5 types génétiques :

— Pseudogleys léssivés — podzoliques (ou pseudogley podzoliques argilo-illuviaux) à soustype tipique :

A_1 (g) — g_1 A_2 — g_2 Bt — C on

A_1 (g) — g_1 A_2 — IIg_2 Bt — II C.

Pseudogleys léssivés (argilo-illuviaux), à soustype tipique :

A_1 — g_1 A_2 — g_2 Bt — C ou

A_1 — g_1 A_2 — II g_2 Bt — IIC

Pseudogley, à soustype typique :

A_0 — A_1 (g) — g_1 — II g_2 — IIC ou

Ag — g — C.

Pseudogley humiques, à soustype typique

A_0 — A_1h (g) — g_1 — g_2 — C

Pseudogley lessivés de dépression, à soustype typique

A_1 (g) — g A_2 — g Bt — Cca — C

Dans chaque type de pseudogley on a distingué aussi un soustype de transition vers les sols marécageux, à formation de hydromor ou de turbe, et un soustype plus drainé, de transition vers le sol zonal de la région.

Les particularités écologiques et forestières des sols marmorisés et des pseudogleys sont aussi envisagées.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA ȘI SISTEMATIZAREA PSEUDOGLEIURILOR ȘI A SOLURILOR PSEUDOGLEIZATE DIN ROMÂNIA

(Resumat)

Prezența solurilor marmorate și a pseudogleiurilor se face remarcată foarte frecvent în zona forestieră umedă; ea este mai puțin frecventă și mai puțin accentuată în zona forestieră moderat umedă și localizată numai în depresiunile din silvostepă.

Solurile marmorate s-au grupat după cum urmează :

1. Soluri slab marmorate

avînd orizonturi B puțin afectate de caractere de hidromorfie:

— (B) — (B) g; — (B) (g); — Bt (g) —

Institutul Geologic al României

2. Soluri marmorate

avînd orizonturi B clar (net) afectate de caractere de hidromorfie:

— (B) g sau Btg

(sînt tipurile de sol: cernoziom puternic levigat, brun-roșcat de pădure, cenușiu de pădure, brun de pădure, brun-roșcat podzolit, brun podzolit, sol podzolic argilo-iluvial, pseudorendzină podzolită, toate marmorate).

— Pseudogleiuri podzolice (sau pseudogleiuri podzolice argilo-iluviale) cu subtipul tipic:

A_1 (g) — g_1 A_2 — g_2 Bt — C sau

A_1 (g) — g_1 A_2 — II g_2 Bt — IIC.

Pseudogleiuri podzolite (argilo-iluviale), cu subtipul tipic:

A_1 — g_1 A_2 — g_2 Bt — C sau

A_1 — g_1 A_2 — II g_2 Bt — IIC.

Pseudoglei cu subtip tipic

A_0 — A_1 (g) — g_1 — II g_2 — IIC sau

Ag — g — C.

Humico-pseudogleice, cu subtip tipic

A_0 — A_1h (g) — g_1 — g_2 — C.

Pseudogleiuri podzolite de depresiune cu subtip tipic

A_1 (g) — gA_2 — gBt — Cca — C.

În fiecare tip de pseudoglei s-a diferențiat de asemenea un subtip de tranziție către solurile de mlaștină, cu formare de hydromor sau de turbă și un subtip mai drenat, de tranziție către solul zonal al regiunii.

Particularitățile ecologice și forestiere ale solurilor marmorate și ale pseudogleiurilor sînt de asemenea luate în considerare.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PEDOGENESIS AND GEOMORFIC PROCESSES IN THE HILLY SUB-CARPATHIANS REGION OF THE BUZĂU BASIN

BY

ANGELA POPOVĂȚ[1]

The rapid evolution recorded in science in the last 20 years entails more intensive interferences between its various fields and also increased improvements in research methods. The boundaries between the sciences are no longer absolute, rigid. The connections which form between the various research fields are most important and of great use for each science, which thus come into contact, this being particularly true for the essentially analytical ones. These relations require an exchange of technical procedures and research methods between the various branches of sciences, methods which must, however, be adapted to the requirements of the respective science.

Among the natural sciences, soil science possibly, requires, to the greatest extent, the knowledge of a considerable number of data, which it borrows from the neighbouring sciences, soil being in the landscape, a resultant of a combined influence of the physic-geographical conditions. Likewise, the pedogenesis data and the soil distribution studies are frequently valuable in extending the knowledge of the neighbouring fields of science.

The research of soil genesis, systematics and geography, as well as the study of present geomorphic processes (relief modelling processes) emphasize, in most regions, the closest connections between soil science and geomorphology. Soils are part of the landscape, which represents at the same time the environmental conditions in which the soils develop. The geomorphic processes occur in the same environmental conditions as

[1] Pedology and Ecology Centre of the Academy of Socialist Republic of Romania, Bucharest.

Institutul Geologic al României

the soils and they exert a direct influence upon soil formation processes. Frequently, the morphology and evolution of soils can only be understood taking into account the geomorphic processes; besides, pedogenesis aids to a large extent in stating more accurately and pointing out some geomorphic processes which otherwise escape observation. This fact was already noted in the previous works. Tricart (1965) points out the actual morphogenesis-pedogenesis balance, whose ratio changes according to places and conditions. This author considers the dynamics of slopes an excellent tool for understanding the genesis of soils. Recently, Ruhe and Walker (1968) discuss soil development on hillslopes as result of geomorphic processes. Blackburn (1968) also shows the importance of soil landscape relationships. Referring to coastal low-lands studies in which a geomorphic approach is done, the author thinks that, in some regions "biological features may not be so significant for soil mapping and the alliance with geomorphology is most beneficial... an alliance of soil science and geomorphology is generally useful for both branches". Dan and Yaalon (1968) stated the concept of correlation between the pedomorphic forms and pedomorphic surfaces based on the analysis of soil profile characteristics. They noticed the relief — soil horizons sequences close relationships. Likewise many others scientists (Butler, Milne, Ruhe quoted by Dan and Yaalon) stressed during the last decades, the importance of relationship between soils and geomorphology.

The aim of this paper is to inform by concrete example, in what manner the analysis of the transformations affecting soils is useful in understanding the geomorphological evolution, whereas the study of geomorphic processes dynamics is of great use for more complete understanding of soil forming processes. At the same time with the pedological study[2] taken as a basis for discussion and using research methods of soil field investigation, the processes shaping slopes were likewise depicted. On the map (Plate I) which exemplifies the above, both modelling processes and the relief forms which result have been noted.

The Slănic-Cîlnău interfluve [3] where the studies were carried out, belongs to the Sub-Carpathian hilly region, north of the Buzău river,

[2] Angela Popovăț, Camelia Rapaport, Studii pedologice în bazinul rîului Buzău (1962) Report, Centre of Ecology and Pedology of the Academy of R. S. Romania.

[3] In former years 1946—1948, a soil erosion survey of the region was carried out by the Romanian Academy. The field surveys led on by N. Cernescu, M. Moțoc in the basin of the Cîlnău river, and by M. Popovăț in the basin of the Slănic river, ended in soil erosion mapping. The scale was a rather large one (field base map at 1 : 20,000,

Institutul Geologic al României

namely to the contact zone between the Sub-Carpathian Bend and the Rîmnic Piedmont. The main factors that contribute to the completion of the present landscape are the climate, the geological and tectonical structures, the lithological constitution and the anthropic element; their combined action have direct consequences on the kind and distribution of vegetation, on the intensity and dissection of the relief, as well as on the development of the hydrographic network. However, the diversity of landscape occuring south-northwards and west-estwards results from the geographical position of the interfluve at the contact between the plain and the hilly region. The changes recorded in the composition of the forests (E n c u l e s c u, 1924) now existing[4] are the results of climatic modifications in south-north direction (10°.5—8°C temperature; about 500—650 mm precipitations) (Climatological Atlas, 1949). These climatic changes are reflected somewhat weakly and indirectly in the distribution of modelling (geomorphic) processes, through the medium of vegetation and soils, excepting for the seasonal distribution of precipitations. The latter, with a summer maximum as well as the torrential character of the rains, favoured the existence, particulary in the northern part, of a well developed torrential hydrographic network and therefore of an intense erosion. The predominance of soft rocks[5] and the stratified deposits arrangement (Harta geologică, 1936—1959) as well as the productive human activity (deforestation, cultivations extending over meadows, the intensive grazing and generally the irrational past land use) intensified the action of modelling factors. The time factor fully contributed both to the stage reached by erosion and to soil development.

In a rather complex geographical landscape, the soils seem to present relatively small variations as regards their types. Within the whole region two soil zones are to be found[6]: the Leached Chernozem (Degraded

data generalized at scale 1 : 40,000). The erosion units mapped after Benett's system, using colours and symbols (figures and letters), indicated types and degrees of soil erosion, as well as landslides. Soils were studied to a lesser extent. The above maps were not published. The present paper that emphasizes the close relation between soil forming processes and the geomorphic ones within the landscape, may be considered as completing the valuable data included on the above mentioned maps.

[4] *Quercus pubescens* and *Q. pedunculiflora* in the south, *Q. robur* in the north. The greater part of the territory is cultivated.

[5] Upper Pliocene and Pleistocene with mostly monoclinous structure, built up of clays, marls, sandy and clayey marls, sands and loess-like deposits.

[6] The Soil Map of the region on 1 : 100,000 scale done by A n g e l a P o p o v ă ț and C a m e l i a R a p a p o r t served to draw up the Soil Map of Romania at 1,000,000 scale, edited by the Geological Committee, in 1964.

Institutul Geologic al României

Chernozem) zone in the southern and central part, and the Forest soil zone with predominance of intrazonal Humic Clay soils (Pseudo-rendzinic soils) in the northern part. The Leached Chernozems show, in relation to pedogenetical factors, varied evolution degrees. Thus Slightly, Moderately and Strongly Leached Chernozems — with different leaching level of carbonates, varied development degree of horizons, etc. — occur. The Grey Forest soils are distinguished by the occurrence of a clearly outlined argillic horizon and of an eluvial process. Parent material of these two soil types is mainly medium textured. The presence of intrazonal Humic Clay soils is determined by the highly calcareous clay content deposits from which they have derived (marly or clayey-marly deposits). The gleyed variants of Humic Clay soils are only found under certain hydromorphic conditions at the foot slopes or on small valleys. The Regosols, slightly developed soils, are largely widespread in both soil zones, on slopes and ridges subjected to intense geomorphic processes. However, the diversity observed in the soil cover is mostly due to the different evolution degrees of the above mentioned main genetic types, to be found in the conditions of an intensely modelling relief. As a result, a mosaic of soils showing many evolution stages from Regosols to well developed soils displays varied aspects.

In order to outline the relationships between the geographical factors and the pedogenetic and geomorphic processes which developed differently within the region, two main morphological units, a piedmont sector and a hilly sector have been distinguished. A unit of flood plains and terraces which have developed along the main rivers has been likewise delineated.

The piedmont sector where the flat relief prevails (abs. alt. 120-150 m — 350-375 m from south to north) is cut by scarce consequent valleys which are deeply carved and gullied as a result of the tendency of deepening on the low base level of the Buzău river. The sector is generally characterized by absence of sheet erosion. Only detailed investigations of soils allow the indentification on the narrow interfluves of some areas displaying a slight or moderate erosion. Here, instead of zonal soils (Moderately and Strongly Leached Chernozems), younger forms (Slightly Leached Chernozems) occur as the result of slow sheet erosion. The linear (accelerated) erosion and the landslides are limited to the steeper slopes and to the contact of the piedmont with the terraces of the main rivers; rills, gullies associated with sheet erosion and landslides are to be noticed. The gullies predominantly border, as a festoon, the steep slope which limits the piedmont southwards; they advance by headward erosion within

Institutul Geologic al României

the piedmont. These processes, are mainly reflected in the morphology of soils, either by removal of upper horizons, or by the thickening of soil profiles on places where eroded products have accumulated.

The hilly sector (abs. alt. 400-520 m from south to north) with features changing both in south-north and west-est directions, is distinguished by the predominance of slopes. These changes mark noticeable morphological differenciations in the landscape of the sector. To the west, the basin of the Slănic river is relatively narrow and intensely dissected by valleys slightly adapted to the structures; that gives rise to a rough relief. By contrast, to the east, within the basin of the Cîlnău river, valleys, generally conformable to the structures, are met; this plainly favours the widening of the basin and therefore the occurrence of a more developed relief. Nevertheless, in both parts of the hilly sector the geomorphic processes are widespread, and show a large diversity of forms. The sheet erosion presents varied intensity degrees, with the prevailing of the strong and excessive ones, particularly on very narrow ridges and on steep slopes. The study of soils, as shown above, is in this situation, a very interesting investigation tool. The widespread Regosols and eroded soils up to the Cca horizon or up to the parent rock facilitate the delimitation of the intensely eroded areas. Even if the slight and moderate erosion degrees seem, at first sight, difficult to outline, a close study of soils allows their delimitation. Thus, as well as in the piedmont sector, slightly developed soils occuring in places where the zonal soil is the Strongly Leached Chernozem or even the *Lessivé* soil, make evident the presence of sheet erosion; this is proved by the presence of well developed, strongly leached soils which underlie the forested spots, protected against erosion processes. Beside sheet erosion, the accelerated one, as well as landslides display within the hilly sector a large development. As a result, a variety of land forms are to be found : V or U-shaped gullies that develop in firm or soft materials, small catchment basins with steep or gentle slopes, shallow landslides conformable to structure on structural slopes, deep landslides on erosion slopes, etc. These processes and resulting land forms are locally associated, giving rise to complexes that often reach the bad-land stage, especially, within the Slănic river basin.

The accumulation processes, in close dependence on the erosion, are connected in both sectors, to the slopes, but particulary to the flood plains and terraces of the main rivers. Soil morphology of normal profiles clearly undergo changes by the thickening, especially of the upper horizons. The flood plains and the terraces raise, however, special problems.

Institutul Geologic al României

from the standpoint of the correlation between morphogenesis and soil evolution.

In regions as the investigated one the development of agricultural production which occupies the first place in the framework of action program looking to the conservation of soils resources, is difficult to assure. The complex pedologic and geomorphologic researches fully contribute to supply suggestions as regards the rational land use planing. The latter are absolutely necessary and must firstly aim at impeding the accelerated rhythm of erosion. The suggestions are, likewise, to be differentiated according to the features proper to the above mentioned physic-geographical units. Their present land use is, mostly, unfavourable. In the piedmont sector, on rather fertile Leached Chernozems, crops can be kept in corresponding rotations as recommended by specialists. On slopes, however, even on gentle ones, the applying of differential soil management is essential. The hilly sector is mostly suited to orchards and meadows as well as to forests, kept with proper management. Within the hilly sector special measures are, likewise, required. The amplitude of geomorphic processes is too large to be controlled by current, present conservation works put already into practice in some places. The planing of rational land use must, as far as possible be preceded by practical measures for erosion control in the areas affected by it, and by preventive control works for threatened areas.

REFERENCES

Alexandru Madeleine, Dragomirescu Ș., Șeitan Octavia (1964) Cîteva observații asupra proceselor actuale de modelare a reliefului din Subcarpații dintre văile Slănicul Buzăului și Cricovul Sărat. *St. cerc. geol., geof., geogr., seria geogr,.* 11, București.

Badea L., Niculescu Gh. (1964) Harta morfostructurală a Subcarpaților dintre Slănicul Buzăului și Cricovul Sărat. *St. cerc. geol., geof., geogr., seria geogr.*, 11, București.

Blackburn G. (1968) Soil Distribution and Geomorphology of Constructional Coastal Lowland. *9th International Congress of Soil Science Transactions*, IV, Adelaide, Australia.

Butler B. (1959) Periodic Phenomena in landscape as a basis for soil studies. *CSIRO Aust. Soil Publ.*, 14.

Dan J., Yaalon D. H. (1968) Pedomorphic forms and Pedomorphic surfaces. *9th International Congress of Soil Science Transactions*, IV, Adelaide, Australia.

Enculescu P. (1924) Zonele de vegetație lemnoasă din România în raport cu condițiile orohidrografice, climaterice, de sol și de subsol. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, I, București.

Milne G. (1936) Normal erosion as a factor in soil profile development. *Nature*, London 138.

Institutul Geologic al României

Ruhe R. V. (1956) Geomorphic surfaces and the nature of soils. *Soil Sci.* 82, Baltimore.
— Walker P. H. (1968) Hillslope Models and Soil Formations. *9th International Congress of Soil Science Transactions*, IV, Adelaide Australia.
Tricart J., Michel P. (1965) Morphogenèse et pédogenèse. *Science du Sol*, 1, 2, Paris.
* * * Atlas climatologic al R.P.R. (1949) Inst. Meteorologic, fasc. II, Regimul termic, Bucureşti.
* * * Harta geologică a R.P.R. (1936—1959) Acad. R.S.R., Com. Geol. (imprimată în atelierele Com. Geol.) Bucureşti.

RAPPORTS ENTRE LA PÉDOGENÈSE ET LE MODELÉ DANS LA RÉGION COLLINAIRE SUBCARPATHIQUE DU BASSIN DU BUZAU

(Résumé)

L'objet de l'exposé est d'aborder le problème de l'interférence entre la dynamique géomorphologique et la pédogenèse en partant de l'étude pédologique. L'exemple choisi est pris dans la région collinaire des Subcarpathes. On est arrivé ainsi à connaître les processus du modelé, le relief qui en dérive et à relever leurs rapports avec la pédogenèse.

La dynamique du modelé et la pédogenèse évoluent selon le paysage de la région. On a distingué ainsi un secteur piémontan au sud, un secteur collinaire vers le nord et une unité de plaines alluviales et terrasses qui entourent, de trois parts, la région. Dans le secteur piémontan, à relief plutôt plat, l'érosion en surface est dépistée uniquement par l'étude de l'évolution des sols. Sur les versants, outre l'érosion en surface, on constate l'érosion linéaire et des glissements. A son tour la morphologie des sols reflète ces processus soit par des profils remarquablement épais, soit par décapage progressif du sol jusqu'à l'horizon Cca ou par l'affleurement du matériau originel. Dans le secteur collinaire où prédomine le relief des versants, le modelé a une grande extension, intensité et diversité de formes. On y trouve : érosion en surface, ruissellement, rigoles, ravines, glissements de terrain, souvent associés jusqu'au stade de bad-land. Par conséquent le sol est en équilibre instable avec le milieu ; l'érosion l'emporte sur la formation du sol. C'est pourquoi les regosols prédominent parmis les sols plus ou moins bien développés.

Pour conclure on constate la nécessité de résoudre les problèmes d'ordre pratique différemment, selon les traits des unités physico-géographiques mentionnées.

Institutul Geologic al României

RAPORTURI ÎNTRE PEDOGENEZĂ ŞI MODELAREA RELIEFULUI ÎN SUBCARPAŢII BUZĂULUI

(Rezumat)

Lucrarea are ca scop să abordeze problema interferenţei între dinamica geomorfologică şi pedogeneză, plecînd de la un studiu pedologic. Exemplul este ales din regiunea colinară a Subcarpaţilor. S-a ajuns astfel să se cunoască procesele de modelare, formele de relief care iau naştere ca urmare a modelării şi să se releve raporturile acestora cu pedogeneza.

Dinamica modelării reliefului şi pedogeneza evoluează în funcţie de peisajul regiunii. Au fost distinse : un sector piemontan spre sud, un sector colinar spre nord şi o unitate de lunci şi terase care înconjoară din trei părţi regiunea. În sectorul piemontan, cu relief predominant plan, eroziunea în suprafaţă este depistată numai cu ajutorul studiului evoluţiei solurilor. Pe versanţi însă, alături de eroziune în suprafaţă au loc eroziune lineară şi alunecări. Morfologia solurilor la rîndul ei reflectă aceste procese fie prin existenţa unor profile de sol foarte îngroşate, fie prin îndepărtarea treptată a orizonturilor profilului de sol pînă la materialul parental. În sectorul colinar unde predomină versanţii, modelarea are o mare extindere, intensitate şi diversitate de forme. Se întîlnesc : eroziune în suprafaţă, şanţuri de şiroire, ogaşe, ravene, alunecări de teren, adesea asociate pînă la stadiul de bad-land. Ca urmare solul şi mediul sînt aici în echilibru instabil ; eroziunea predomină asupra proceselor de formare a solului. Regosolurile au răspîndirea cea mai largă.

În încheiere se constată necesitatea rezolvării problemelor de ordin practic în mod diferenţiat, în concordanţă cu caracterele unităţilor fizico-geografice menţionate.

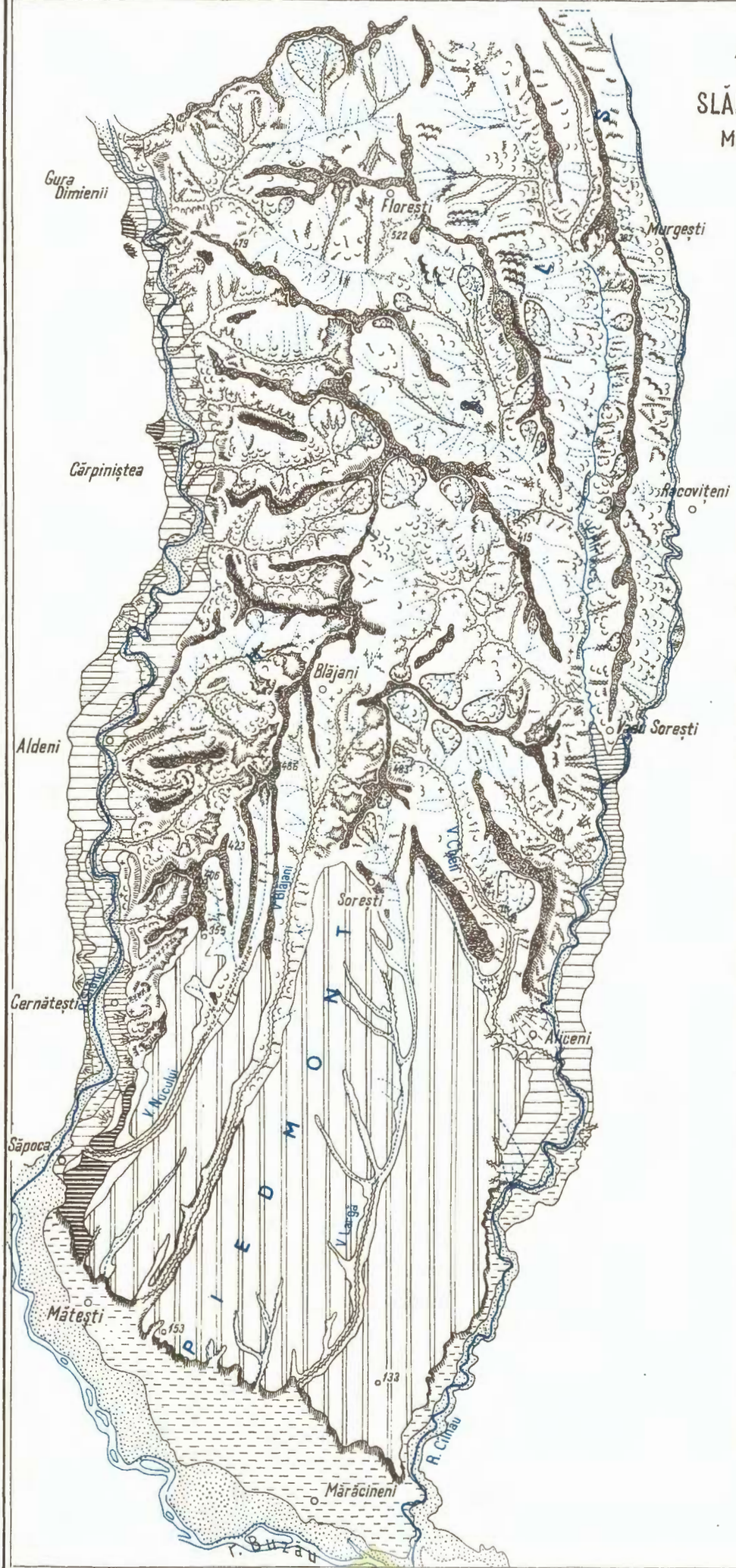
Institutul Geologic al României

ANGELA POPOVĂȚ - CAMELIA RAPAPORT

SLĂNIC-CÎLNĂU (BUZĂU) INTERFLUVE

MAP OF RELIEF MODELLING PROCESSES

0 1 2 3km



LEGEND

1 Piedmont relief
2 Terrace I
3 Terrace II
4 Terrace III
5 Terrace IV
6 Flood plains
7 Summits
8 Slopes subject to modelling processes.
9 Steep slopes (sheet erosion, linear erosion).
10 Cuestas
11 Headwater basins with gentle slopes
12 Headwater basins with steep slopes
13 Rills and gullies
14 Ravines and ravined valleys
15 Landslides: a. consolidated, b. active
16 Landslide scars
17 Scarps and rockfalls
18 Proluvial fans
19 Accumulations on the foot slopes

Institutul Geologic al României

Geological Institute Printing Office.

LA VÉGÉTATION DU LITTORAL DE LA MER NOIRE (DE NĂVODARI À EFORIE)

PAR

ION ȘERBĂNESCU [1]

La partie du littoral de la Mer Noire qui s'étend de Năvodari jusqu'à la frontière bulgare, manifeste une variabilité impressionnante en ce qui concerne la végétation, en fonction du sol, du régime hydrique et du climat. Tout le long du littoral se trouvent des étendues de sable, des îlots de steppe, au nord des marécages en contrast avec la mer et des lacs d'eau douce, qui vers le sud, près de Mangalia, subissent l'influence de l'eau sulfureuse qui surgit en abondance de sous les dépôts calcaires.

Il n'y a presque pas de travaux approfondis concernant la végétation du littoral ; ce n'est qu'au cours des dernières années que quelques recherches furent amorcées au sujet du système radiculaire de certaines plantes psammophites (J e a n r e n a u d, S o a r e 1960) et sur la variabilité quantitative de l'eau du sol, à des profondeurs différentes, au-dessous de certaines associations végétales. Ces ouvrages présentent un grand intérêt et commencent à jeter quelque lumière dans l'étude des groupements végétaux ainsi que dans la méthode de définir les groupes dans le but d'obtenir une classification basée sur la nature réelle. Le développement de ces résultats aura sans doute comme effet des changements dans la conception de la recherche géobotanique.

Cet ouvrage est fondé sur l'étude écologique approfondie des groupements végétaux, ainsi que sur la définition des catégories d'espèces à signification écologique, qui permettent de suivre les stades d'évolution des associations. On a aussi essayé d'indiquer une orientation précise pour les études écologiques approfondies et en mème temps on a mis en relief l'intérêt scientifique exceptionnel de la végétation du littoral en général et surtout de la réserve naturelle d'Agigea.

[1] Entreprise géologique de prospections, Bucarest, Roumanie.

Institutul Geologic al României

Les groupements végétaux seront présentés dans des tableaux phytosociologiques (les associations les plus répandues) et par de simples relevés (les associations les moins répandues ou rares). Dans les tableau phytosociologiques, à côté des 2 colonnes représentant la présence et le pourcentage respectif de chaque espèce, figureront encore 3 colonnes, notamment : les formes biologiques, les catégories écologiques et les catégories de consumabilité des espèces. Pour chaque association, on présente une synthèse de ces trois dernières catégories. A la fin de cet ouvrage, nous donnons un tableau synthétique de toutes les espèces figurant dans les relevés phytosociologiques (tabl. 13). Les 6 colonnes représentent les 3 catégories mentionnées ainsi que la capacité d'association de chaque espèce, qui peut être grande, faible ou nulle. La capacité d'association signifie la possibilité de chaque espèce de constituer ou de ne pas constituer des phytocénoses par dominance.

La méthode de recherche est fondée sur la dominance ; les coefficients utilisés dans les relevés représentent : le premier chiffre, l'abondance combinée avec la dominance ; le second chiffre, la sociabilité.

Les abréviations dans les tableaux phytosociologiques ont les significations suivantes :

Fb = *formes biologiques*
T = thérophytes
H = hémicryptophytes
G = géophytes
Ch = chaméphytes
P = phanérophytes
Mu = mousses

Ce = *catégories écologiques*
Xs = xérophytes steppiques
Xa = ,, arénicoles
M = mésophytes
Xa-sa = xérophytes arénicoles et saxicoles
He = hélophytes (palustres)
Ha = halophytes
Mh = plantes rudérales (mauvaises herbes)
Sil = sylvestres

Cc = *catégories de consumabilité*
Tb = trés bonnes
B = bonnes
Me = médiocres
Pv = sans valeurs nutritive

Ca = *capacité d'association*
G = grande
F = faible
N = nulle

LA VÉGÉTATION ARÉNICOLE

Cette végétation est répandue dans les 4 types de stations suivants : A. — sables humides des plages ; B. — sables secs meubles ; C. — sables

Institutul Geologic al României

des zones faiblement dépressionnaires, inondées temporairement par l'eau de mer ; D — sables des falaises faisant transition vers le chernozem formé sur le loess. Une autre catégorie este celle des sables fixés, dont la végétation qui évolue par suite du drainage des marécages sera étudiée après la végétation des marécages.

1. **Végétation des sables humides des plages.** La végétation est caractérisée par des groupes ou des individus isolés de *Kakile maritima*. Ces sables constituent un premier échelon influencé par l'eau de mer, par imbibation. *Kakile maritima* avance vers l'extérieur tant que la présence de cette eau se fait sentir et parfois, il este répandu aussi parmi d'autres groupes dépendants d'un moindre degré d'humidité.

2. **Végétation des sables secs meubles.** Ces types de sables sont d'autant moins humides en profondeur, qu'ils sont plus éloignés de la mer. Ils constituent le second échelon, occupant des surfaces dont le relief varie chaque année. Ici s'installent d'une part des groupes ou des individus isolés de plantes annuelles constituant l'avantgarde de la végétation, de l'autre des groupes ou des individus isolés de plantes pérennes formant la végétation stable.

Une première association d'avantgarde est celle de *Secale silvestris*. Elle s'installe sur le sable meuble, qu'elle fixe en partie. Dans la plupart des cas, l'association est formée par une seule espèce ou bien elle comprend aussi de rares ou très rares individus d'autres espèces annuelles, notamment *Chorispermum nitidum*, *Plantago indica*, *Polygonum maritimum*, *Silene conica*, *Astrodaucus littoralis*, *Salsola ruthenica*, *Stachys sideritioides*, *Scabiosa ucranica*, *Medicago marina*, *Xanthium italicum* etc.

Parmi les associations de plantes pérennes, les plus importantes sont celles de *Carex arenaria* var. *colchica*, de *Crambe maritima*, de *Melilotus tauricus*, d'*Ephedra distachya* ; *Carex arenaria* var. *colchica*, ayant disparu des plages, sera étudié dans le cadre de la végétation des sables des falaises.

Par suite de l'intervention continuelle de l'homme, l'association de *Crambe maritima* a été assez rarement rencontrée sur les plages. Nous présentons 4 relevés executés à Năvodari :

Crambe maritima	4.3	3.2	3.2	2.2
Centaurea arenaria	+.1	1.1	1.1	+.1
Agropyron juncaum	+.1	1.1	+.1	+.1
Euphorbia gerardiana	+.1	+.1	+.1	+.1
Medicago falcata	+.1	+.1	+.1	2.2
Elymus sabulosus	+.1	+.1	1.1	+.1

Institutul Geologic al României

Linaria genistifolia	.	.	+.1	+.1
Stachys sideritioides	.	+.1	+.1	+.1
Reseda lutea	.	.	+.1	+.1
Senecio vernalis	+.1	.	.	+.1
Arenaria serpillifolia	+.1	.	.	+.1

Notés une seule fois: *Alyssum hirsutum* (4), *Anchusa officinalis* (4), *Bromus tectorum* (3), *Carduus nutans* (4), *Capsela bursa pastoris* (4), *Camelina microcarpa* (4), *Carex arenaria* var. *colchica* (4), *Cerastium pumilum* (4), *Cynanchum acutum* (1), *Erodium cicutarium* (4), *Euphorbia agraria* (1), *Geranium pusillum* (4), *Holoschoenus vulgaris* (3), *Marrubium peregrinum* (4), *Melilotus officinalis* (4), *Mulgedium tataricum* (3), *Papaver dubius* (3), *Phragmites communis* (1), *Plantago altissima* (2), *Silene conica* (4), *Tragopogon floccosus* (3).

Dans cette association s'installent aussi des espèces de steppe et des espèces rudérales, qui ont en général une très faible capacité de recouvrement. D'ailleurs même l'espéce dominante, à cause du sable continuellement meuble, ne peut le recouvrir que partiellement.

Sur ces sables, l'association d'*Elymus sabulosum* est mieux représentée, mais comme elle subit une forte influence de la part de l'homme, nous l'étudierons au chapître des sables des falaises.

Une association du littoral, qui se maintient en quelques groupes isolés sur la plage de Mamaia tellement sollicitée par les visiteurs, est celle de *Melilotus albus*, dont nous présentons 4 relevés :

Melilotus albus	5.5	4.5	4.3	3.3
Cynodon dactylon	1.1	1.1	1.1	2.2
Sonchus palustris	+.1	+.1	+.1	.
Holoschoenus vulgaris	.	.	+.1	+.1
Gypsophila scorzonerifolia	.	.	+.1	+.1
Cychorium intibus	.	.	+.1	+.1
Xanthium italicum	1.1	+.1	.	.
Artemisia arenaria	+.1	.	.	.
Elymus sabulosus	.	.	.	+.1
Plantago indica	.	.	.	1.1
Tournefortia arguzia	.	+.1	.	.
Odontites serotina	.	.	+.1	.

3. **Végétation des sables des zones dépressionnaires temporairement inondées par l'eau de mer.** Dans la proximité de la mer, les sables sont complètement dénués de végétation. Dans les lieux un peu plus élevés,

Institutul Geologic al României

situés du côté opposé, s'installe *Aeluropus littoralis*, représenté par des individus isolés dont les stolons s'étendent à plusieurs mètres. Vers les bords des dépressions un peu plus élevés, s'installent des phytocénoses massives de cette espèce, dans lesquelles ne peuvent s'infiltrer que difficilement quelques autres espèces liées à ce type de station. *Statice caspia* est strictement liée à cette association, tandis que *Plantago maritima* et *Statice gmelini* le sont moins. Dans la zone de transition vers les sables des dunes se trouvant autour de ces dépressions, apparaissent *Tournefortia arguzia* et *Gypsophila scorzonerifolia.*

4. **Végétation des sables situés sur la falaise.** Ce genre de sable se rencontre dans la réserve naturelle d'Agigea. Comme cette superficie se trouve protégée par la loi, la végétation caractéristique a pu s'y maintenir. Entre les sables et la steppe située sur le chernozem, se trouve une végétation de transition. Cette zone de sables, similaire au type continental, est recouverte par une végétation qui caractérise en partie, les sables secs, continentaux. C'est ici que l'on trouve l'association de *Convolvulus persicus*, l'une des espèces les plus rares du littoral, tandis que *Alyssum borzeanum* et *Ephedra distachya*, par l'effet de la protection, se développent librement, formant des phytocénoses très intéressantes.

De cette végétation arénicole, manquent de nombreuses plantes caractéristiques des sables littoraux, notamment : *Eryngium maritimum*, *Kakile maritima*, *Polygonum maritimum*, *Corispermum nitidum*, *Astrodaucus littoralis*, *Tournefortia arguzia*, *Stachys sideritioides*, *Medicago marina*, *Agropyron junceum*, *Melilotus tauricus* etc., ceci nous décide à considérer ces sables comme appartenant à une catégorie différente, intermédiaire entre le type maritime et le type continental. Parmi les associations qui peuplent ces sables, les associations de *Secale silvestris*, d'*Alyssum borzeanum*, de *Carex arenaria* var. *colchica*, de *Convolvulus persicus*, d'*Elymus sabulosus*, d'*Ephedra distachya*, ainsi qu'une association de mousses arénicoles sont bien ou même très bien représentées. Les trois premières sont des associations d'avant-garde. *Ephedra distachya* réalise un stade de climax de courte durée.

L'association de *Secale silvestris* est la première qui réalise un commencement de fixation des sables meubles. Les plantes fournissent un faible ombrage et offrent peu d'abri, c'est pourquoi l'association ne peut évoluer vers d'autres associations plus stables que lorsque le sable n'est plus dérangé. La fixation du sable est favorisée aussi par les mousses arénicoles, qui forment parfois une couche plus ou moins continue, réalisant ainsi un étage inférieur.

Institutul Geologic al României

TABLEAU 1

Espèce	P	%	1	2	3	4	5	6	7
Secale silvestris	7	100	3.4	3.4	2.2	2.1	2.1	2.1	1.1
Alyssum borzeanum	5	71	1.1	+.1	1.1	.	.	2.1	+.1
Bromus lectorum	5	71	1.1	1.1	+.1	2.1	1.1	.	.
Carex arenaria v. *colchica*	4	57	.	1.1	.	+.1	1.1	.	+.1
Astragalus virgatus	4	57	+.1	+.1	.	.	+.1	+.1	.
Alyssum hirsutum	3	43	.	.	+.1	+.1	+.1	.	.
Scabiosa ucranica	3	43	+.1	.	+.1	.	+.1	.	.
Ephedra distachya	2	30	.	.	1.1	.	.	1.1	.
Euphorbia gerardiana	2	30	.	.	+.1	.	.	+.1	.
Senecio vernalis	2	30	.	.	.	+.1	.	.	+.1
Stachys recta	2	30	+.1	.	+.1	.	.	.	.
Medicago falcata	2	30	+.1	.	.	.	+.1	.	.
Mousses	3	43	2.2	.	3.3	3.3	.	.	.

Notés une seule fois : *Marrubium peregrinum* (7) *Salvia verticillata* (3), *Lamium amplexicaule* (3), *Sideritis montana* (1), *Sceli tortuosum* (1), *Plantago media* (1), *Linaria genistifolia* (1), *Camelina microcarpa* (1), *Goniolimon besserianum* (6).

		P	%			P	%			P	%
	T	6	46		Xa	6	46				
	H	4	30		Xs	5	38		Tb	1	8
Fb	G	1	8	*Cc*	Xa-sa	1	8	*Cn*	Ma	3	23
	Ch	1	8		Mh	1	8		Sv	9	69
	Mu	1	8								

En général, l'association compte peu d'espèces. *Carex arenaria* var. *colchica* et *Alyssum borzeanum* en font souvent partie en petits groupes isolés ou individuellement, en qualité d'espèces d'avant-garde des associations respectives. Parmi les formes biologiques, les thérophytes — dont fait aussi partie l'espèce dominante — y sont plus nombreuses (46%), ainsi que les xérophytes steppiques (38%). La consumabilitée de l'association est presque nulle ; les espèces sans aucune valeur sont les plus nombreuses (69%), les autres sont simplement présentes.

La seconde association d'avant-garde, fixant ± les sables meubles, est celle d'*Alyssum borzeanum* (tabl. 2). *A. borzeanum* ayant une amplitude écologique plus grande, l'association est plus riche en nombre d'espèces. L'espèce dominante s'installe sur le sable, en diminuant la déflation. La couche de mousses, d'habitude bien représentée, aide, aussi à fixer le sable. Souvent, *Ephedra distachya* s'installe aussi dans cette association, plus rarement *Carex arenaria* var. *colchica*.

Les therophytes sont les formes biologiques les plus nombreuses (52%), elles comprennent aussi l'espèce dominante, ensuite viennent les hémicryptophytes (37%). Les cotégories écologiques ayant le plus grand

Institutul Geologic al României

TABLEAU 2

Espèce	P	%	*Fb*	*Ce*	*Cc*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Alyssum borzeanum	12	100	T	Xa	Fv	3.3	2.1	2.2	2.1	2.1	2.1	2.1	1.1	1.1	1.1	1.1	+.1
Ephedra distachya	9	78	Ch	Xa-sa	Fv	.	+.1	1.1	2.1	.	2.1	+.1	1.1	1.1	+.1	+.1	.
Secale silvestris	6	50	T	Xa	Fv	1.1	.	.	.	.	.	2.1	+.1	2.2	.	1.1	1.1
Carex arenaria var. *colchica*	5	41	H	Xa	Me	.	.	2.2	1.1	.	+.1	.	.	.	.	1.1	+.1
Papaver dubium	5	41	T	Bu	Fv	.	2.1	+.1	.	.	+.1	.	+.1	+.1	+.1	.	.
Lamium aplexicaule	5	41	T	Fs	Fv	.	+.1	+.1	.	.	+.1	.	.	+.1	+.1	.	.
Alyssum hirsutum	4	33	I	Xs	Fv	.	+.1	+.1	.	.	1.1	.	.	+.1	.	.	.
Senecio vernalis	4	33	T	Bu	Fv	.	+.1	.	+.1	.	+.1	.	.	.	.	.	+.1
Stachys recta	4	33	H	Xs	Fv	+.1	+.1	.	.	.	.	.	+.1	+.1	.	.	.
Bromus tectorum	3	25	T	Bu	Me	.	1.1	.	.	.	+.1	.	.	+.1	.	.	+.1
Astragalus virgatus	3	25	H	Xa	Me	+.1	.	.	.	.	.	.	+.1	.	.	.	3.5
Marrubium peregrinum	3	25	H	Xa	Fv	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+.1	1.1	.
Salvia verticillata	3	25	H	Xa	Fv	.	+.1	.	.	.	.	.	+.1	+.1	.	.	.
Erysimum exallatum	3	25	T	Xs	Fv	.	.	.	.	.	+.1	.	.	+.1	.	.	+.1
Thlaspi arvense	3	25	T	Bu	Fv	.	.	+.1	.	.	+.1	.	.	.	+.1	.	.
Euphorbia gerardiana	2	17	H	Xs	Fv	.	.	.	.	.	+.1	.	.	+.1	.	.	.
Camelina microcarpa	2	17	T	Bu	Fv	.	.	.	.	.	+.1		.	.	.	.	+.1
Achusa officinalis	2	17	B	Xs	Fv	+.1	+.1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Mousses	6	50	Mu	Xs	Fv	.	.	2.3	1.2	+.1	.	.	.	1.3	3.3	1.1	.

Notés une seule fois : *Achillea collina* (8), *Agropyron cristatum* (8), *Artemisia arenaria* (2), *Artemisia austriaca* (2), *Asperula humifusa* (8), *Centaurea arenaria* (1), *Echinops ruthenicus* (2), *Elymus sabulosus* (6), *Eryngium compestre* (2), *Falcaria sioides* (6), *Lithospermum arvense* (2), *Medicago falcata* (1), *Polygonum convolvutus* (1), *Sideritis montana* (1), *Vinca herbacea* (2).

		P	%
Fb	T	10	52
	H	7	37
	Ch	1	5
	Mu	1	5

		P	%
Ce	Xa	5	26
	Xs	7	37
	Xa-sa	1	5
	Bu	6	32

		P	%
Cc	Me	3	16
	Fv	16	84

Institutul Geologic al României

TABLEAU 3

Espèce	P	%	*Fb*	*Ce*	*Cc*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Carex arenaria var. *colchica*	13	100	H	Xa	Me	5.5	4.4	4.4	3.4	3.4	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	2.3	2.3
Ephedra distachya	9	69	Ch	Xa-sa	Fv	+.1	2.2	+.1	1.1	.	3.3	.	.	.	3.3	1.1	2.1	2.2
Senecio vernalis	8	61	T	Bu	Fv	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1	.	.	.	+.1	.	+.1	+.1
Elymus sabulosus	5	37	H	Xa	Fv	+.1	.	2.2	3.3	+.1	+.1	.	.	.	.	.	.	.
Marrubium peregrinum	6	46	H	Hs	Fv	+.1	.	+.1	+.1	.	.	.	2.2	+.1	.	.	.	+.1
Thlaspi arvense	6	46	T	Bu	Fv	+.1	+.1	+.1	.	.	.	.	.	.	.	+.1	+.1	+.1
Lamium amplexicaule	5	37	T	Bu	Fv	+.1	+.1	.	.	.	.	.	.	.	.	+.1	+.1	+.1
Alyssum borzeanum	4	30	T	Xa	Fv	+.1	.	.	.	.	.	.	.	.	+.1	2.2	2.3	.
Secale silvestris	4	30	T	Xa	Fv	.	.	.	.	1.1	.	+.1	+.1	1.1	.	.	.	.
Euphorbia gerardiana	4	30	H	Xa	Fv	.	+.1	.	.	.	+.1	.	.	.	.	+.1	.	+.1
Salvia verticillata	4	30	H	Xa	Fv	.	+.1	+.1	.	.	.	.	.	.	.	.	+.1	+.1
Delphinium consolida	4	30	T	Bu	Fv	.	.	.	.	+.1	2.3	.	.	.	4.5	2.3	.	.
Alyssum hirsutum	2	15	T	Xs	Fv	.	.	.	.	.	.	.	.	+.1	.	.	+.1	.
Seseli tortuosum	2	15	H	Xs	Fv	.	.	.	.	.	+.1	.	.	+.1	.	.	.	.
Silene otites	2	15	H	Xs	Fv	.	+.1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+.1	.
Poa pratensis var. *angustifolia*	2	15	H	Xs	B	.	.	+.1	.	.	.	.	.	1.1	1.1	.	.	.
Mousses	4	30	Mu	Xa	Fv	.	.	.	.	1.1	2.3	.	.	.	4.5	2.3	.	.

Notés une seule fois : *Astragalus virgatus* (9), *Asparagus collinus* (4), *Geranium columbinum* (13), *Papaver dubium* (1), *Medicago falcata* (9), *Scabiosa ucranica* (2), *Stachys recta* (1).

		P	%
Fb	T	7	41
	H	8	47
	Ch	1	6
	Mu	1	6

		P	%
Ce	Xa	5	29
	Xs	7	41
	Xa-sa	1	6
	Bu	4	23

		P	%
Cc	Me	1	6
	Fv	16	94

Institutul Geologic al României

TABLEAU 4

Espèce	P	%	*Fb*	*Ce*	*Cc*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Convulvulus persicus	10	100	Ma	Xa	Fv	3.3	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.1	1.1	1.1	1.1
Secale silvestris	10	100	T	Xa	Fv	+.1	+.1	1.1	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1
Euphorbia gerardiana	10	100	H	Xs	Fv	1.1	+.1	+.1	+.1	+.1	1.1	+.1	+.1	1.1	+.1
Medicago falcata	10	100	H	Xs	FB	+.1	+.1	2.2	1.1	+.1	+.1	+.1	3.2	3.3	4.5
Alyssum borzeanum	9	90	T	Xa	Fv	+.1	+.1	+.1	1.1	+.1	1.1	+.1	+.1	+.1	.
Bromus lectorum	7	70	T	Bu	Me	.	.	+.1	.	+.1	+.1	+.1	+.1	1.1	+.1
Astragalus virgatus	5	50	H	Xa	Me	+.1	.	+.1	+.1	.	.	.	+.1	+.1	.
Stachys recta	4	40	H	Xs	Fv	+.1	.	+.1	.	.	.	.	+.1	.	+.1
Elymus sabulosus	4	40	H	Xa	Fv	.	+.1	.	.	+.1	.	+.1	+.1	.	.
Anchusa officinalis	4	40	H	Xs	Fv	.	.	+.1	.	+.1	.	.	+.1	.	+.1
Centaurea arenaria	4	40	H	Xa	Fv	.	.	+.1	.	+.1	.	+.1	.	.	+.1
Vinca herbacea	3	30	H	Xs	Fv	.	.	.	+.1	+.1	.	.	.	+.1	.
Salvia aelhiopis	3	30	H	Xs	Fv	.	.	+.1	.	.	+.1	+.1	.	.	.
Marrubium peregrinum	2	20	H	Xs	Fv	+.1	+.1	.	.	.	.	.	.	.	.
Xeranthemum annuum	2	20	T	Xs	Fv	.	.	+.1	.	.	.	.	+.1	.	.
Crepis foetida	2	20	H	Xs	Fv	.	.	.	.	+.1	.	+.1	.	.	.
Camelina microcarpa	3	30	T	Bu	Fv	.	.	+.1	+.1	+.1	.	.	.	.	.

Notés une seule fois : *Bromus inermis* (5), *Chondrilla juncea* (5), *Cichorium intibus* (5), *Linaria genistifolia* (10), *Rapistrum perenne* (5), *Salsola ruthenica* (5), *Scabiosa ucranica* (1), *Senccio vernalis* (2), *Stachys sideritioides* (5).

		P	%
Fb	T	4	23
	H	13	77

		P	%
Ce	Xa	6	35
	Xs	9	53
	Bu	2	12

		P	%
Cc	FB	1	6
	Fv	16	94

Institutul Geologic al României

nombre d'espèces sont les xérophytes steppiques (37%) et les xérophytes arénicoles (26%). Les plantes rudérales sont très nombreuses (32%). La consumabilité de l'association est presque nulle, la plupart des espèces n'ayant pas de valeur (84%).

L'ensemble écologique dans lequel se développe l'association représente un milieu favorable à l'installation des individus d'*Ephedra distachya*; souvent elle évolue dans le sens de cette dernière association.

L'association de Carex arenaria var. colchica (tabl. 3). Une autre espèce d'avant-garde des sables littoraux, *Carex arenaria*, étend ses stolons sur le sable jusqu'à une distance de plusieurs mètres ; ce n'est que lorsque le relief le permet, comme dans la réserve Agigea, qu'elle peut former des phytocénoses. Le nombre des espèces constitutives est petit. L'association évolue, d'une part vers celle d'*Ephedra distachya* (rel. 2, 6, 10, 12, 13), de l'autre vers celle d'*Elymus sabulosus* (rel. 3,4).

Les formes biologiques les plus nombreuses sont : les hemicryptophytes (47%), dont fait partie aussi l'espèce dominante, et les thérophytes (47%). En ce qui concerne les catégories écologique, les espèces les plus nombreuses sont les xérophytes steppiques (41%) et les xérophytes arénicoles (29%) ; les mauvaises herbes sont assez nombreuses (23%). La consumabilitée de l'association est médiocre. La plupart des espèces sont sans valeur (94%).

L'association de Convolvulus persicus (tab. 4). *C. persicus* est peu répandue sur le littoral, mais dans la réserve d'Agigea elle est mieux représentée, occupant quelques centaines de mètres. En général, l'association est riche en espèces. Dans tous ou presque tous les relevés nous trouvons : *Secale silvestris*, *Alyssum borzeanum*, *Euphorbia gerardiana* et *Medicago falcata*.

Dans l'état actuel, l'association est $\pm$ individualisée, mais comme parmi les espèces constitutives un grand nombre atteint une hauteur importante, elle est menacée d'asphyxie et de remplacement par d'autres associations. L'association ou plutôt l'espèces doit être protégée pour ne pas disparaître, car en dehors de la réserve d'Agigea on ne la trouve que dans le Delta du Danube et sur les rives du lac Sinoe.

Les plus nombreuses parmi les formes biologiques sont les hémicryptophytes (77%), dont fait partie aussi l'espèces dominante ; le reste sont des thérophytes. En ce qui concerne la distribution par catégories écologiques des espèces, les plus nombreuses sont les xérophytes steppiques (53%). Moins nombreuses sont les thérophytes (35%). L'association est dominée

Institutul Geologic al României

par des espèces sans valeur nutritive (94%). Seule *Medicago falcata* possède une très grande valeur nutritive ; elle tend à remplacer l'association (rel. 3, 8, 9, 10).

L'association d'Elymus sabulosus (tabl. 5) est la plus répandue des associations arénicoles du littoral. Elle a pu se maintenir par la massivité et la vigueur de l'espèce dominante, par l'enracinement solide, par la résistance opposée par les feuilles à la rupture et par son isolement sur les dunes ou dans des lieux éloignés des plages. Toutefois, elle est dérangée par l'homme surtout quand elle n'est pas suffisemment consistante.

Dans la réserve d'Agigea, l'association est totalement à l'abri de l'influence de l'homme. Malgré l'accumulation continuelle du sable, elle résiste, étant une association de longue ou de très longue durée. Dans cette réserve et moins dans les autres zones de sable du littoral, les espaces entre les buissons sont parfois partiellement recouverts de mousses arénicoles.

Parmi les phanérogames de cette association, *Alyssum borzeanum* et *Carex arenaria* var. *colchica* indiquent les stades d'évolution parcourus par l'association. *Ephedra distachya* n'apparaît que rarement, les individus sont faiblement développés, prouvant que l'association n'est favorable que pour *Elymus sabulosus*. Ce sont les hémicryptophytes (73%) qui représentent la majorité des formes biologiques, y compris aussi l'espèces dominante. En ce qui concerne les catégories écologiques, ce sont les xérophytes arénicoles qui sont les plus nombreuses, ainsi que les xérophytes steppiques (40%) adaptées aussi à la vie arénicole. L'association est presque totalement dépourvue de valeur nutritive (la consumabilitée 80%).

L'association d'Ephedra distachya (tabl. 6). En Dobrogea *Ephedra distachya* est répandue dans deux types de stations : les sables littoraux et diverses roches : schists verts, granites, calcaires etc. Dans la zone des sables littoraux entre Năvodari et Agigea, seulement dans la réserve d'Agigea se trouve dans l'optimum écologique, l'association étant souvent très massive, comprenant des individus très vigoureux, en plein état de fructification ; ils sont tellement vigoureux qu'ils forment une sorte de pont au-dessus du sol. Le nombre des espèces composant l'association est très petit ; ce sont surtout les espèces appartenant aux associations d'*Alyssum borzeanum* et de *Carex arenaria* var. *colchica*, dont provient par évolution l'association d'*Ephedra*, qui se maintiennent. On constate la présence de certaines mauvaises herbes vernales : *Senecio vernalis*, *Lamium amplexicaule*, *Thlaspi arvense*, *Papaver dubium*. Parfois, on trouve aussi *Melica ciliata* etc., représentant les espéces pèrennes. Celles-ci se faufilent parmi les tiges et les branches d'*Ephedra*, en général très touffus.

Institutul Geologic al României

TABLEAU 5

Espèce	P	%	*Fb*	*Ce*	*Cc*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Elymus sabulosus	10	100	H	Xa	Fv	4.5	4.5	3.3	4.3	3.3	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
Euphorbia gerardiana	7	70	H	Xa	Fv	+.1	+.1	.	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1	2.1
Anchusa officinalis	7	70	H	Xs	Fv	.	+.1	+.1	1.1	+.1	+.1	.	+.1	+.1	.
Centaurea arenaria	6	60	H	Xa	Fv	.	+.1	.	.	.	+.1	1.2	1.1	+.1	+.1
Astrodaucus littoralis	5	50	T	Xa	Ev	.	+.1	.	.	.	+.1	+.1	1.1	+.1	.
Crambe maritima	4	40	H	Xa	Fv	.	+.1	.	.	.	1.1	2.1	+.1	.	.
Cynanchum acutum	4	40	H	Ha	Fv	.	.	.	.	.	1.1	+.1	+.1	1.1	.
Medicago falcata	4	40	H	Xs	FB	+.1	+.1	.	.	.	+.1	.	+.1	.	.
Cynodon dactylon	3	30	G	Bu	Me	.	.	.	.	.	1.1	.	+.1	+.1	.
Marrubium peregrinum	3	30	H	Xs	Fv	.	+.1	+.1	1.1	.	.	.	.	.	.
Alyssum hirsutum	2	20	T	Xs	Fv	+.1	1.1	.	.	.	.	.	.	.	.
Alyssum borzeanum	2	20	T	Xa	Fv	.	.	.	2.2	2.2	.	.	.	.	.
Carex arenaria var. *colchica*	2	20	H	Xa	Me	+.1	.	1.1	.	.	.	.	.	.	.
Falcaria sioides	2	20	H	Xs	Fv	1.1	1.1	.	.	.	.	.	.	.	.
Stachys recta	2	20	H	Xs	Fv	.	+.1	+.1	.	.	.	.	.	.	.

Notés une seule fois : *Agropyron repens* (3), *Ephedra distachya* (2), *Gypsophila scorzonerifolia* (10), *Sideritis montana* (5).

Fb	T	3	20	*Ce*	Xa	1	46	*Cc*	FB	1	7
	H	11	73		Xs	6	40		Me	4	14
	G	1	7		Ha	1	7		Fv	12	80
					Bu	1	7				

Institutul Geologic al României

TABLEAU 6

Espèce	P	%	*Fb*	*Ce*	*Cc*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ephedra distachya	10	100	H	Xa-sa	Fv	5.5	5.5	4.5	4.3	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3
Carex arenaria var. *colchica*	8	80	H	Xa	Me	+.1	.	1.1	+.1	.	2.2	1.1	2.2	+.1	3.3
Senecio vernalis	8	80	T	Bu	Fv	+.1	+.1	+.1	.	+.1	+.1	.	+.1	+.1	+.1
Alyssum borzeanum	8	80	T	Xa	Fv	+.1	.	1.1	+.1	.	2.2	1.1	2.2	+.1	3.3
Salvia verticillata	6	60	H	Xs	Fv	+.1	+.1	.	+.1	.	+.1	.	+.1	+.1	.
Lamium amplexicaule	6	60	T	Bu	Fv	+.1	.	+.1	+.1	.	+.1	.	+.1	+.1	.
Thlaspi arvense	5	50	T	Bu	Fv	.	.	+.1	+.1	+.1	+.1	.	+.1	.	.
Papaver dubium	3	30	T	Bu	Fv	.	.	.	+.1	+.1	+.1	.	.	.	.
Stachys recta	2	20	H	Xs	Fv	.	.	.	.	.	+.1	.	+.1	.	.
Melica ciliata	2	20	H	Xs	Me	1.1	.	1.1	.	.	.	.	.	.	.

Notés une seule fois: *Alyssum hirsutum* (9), *Bromus tectorum* (9), *Elymus sabulosus* (3), *Geranium columbinum* (6), *Medicago falcata* (8), *ten Poa prasis* var. *angustifolia* (10), *Silene otites* (9).

		P	%
Fb	T	5	46
	H	4	36
	Ch	1	9
	Mu	1	9

		P	%
Ce	Xa	3	27
	Xs	3	27
	Xa-sa	1	9
	Bu	4	36

		P	%
Cc	Me	2	18
	Fv	9	82

Institutul Geologic al României

En certain endroits, *Ephedra* forme des phytocénoses massives, comprenant des individus vieux ou très vieux. Ces derniers sont souffrants ou en voie de mortification. En examinant ces individus souffrants, nous constatons que les tiges et parfois même les branches sont invadées par les mousses et le lichen *Xanthoria parietina*. Dans ces situations, ce ne sont pas les mousses ni les lichens qui sont la cause des effets négatifs, mais le maximum écologique atteint par la plante dans son climax de courte durée ; l'association est arrivée au point où les conditions ne lui sont plus favorables, déclenchant ainsi l'invasion des mousses et des lichens, qui peut-être peuvent hâter sa mort. En général, dans la partie du littoral que nous avons étudiée, ce n'est que dans la réserve d'Agigea qu'*Ephedra* atteint un optimum écologique inaccoutumé. Dans la plupart des cas, les tiges et les branches sont nettes (sans mousses ou lichens), et la fructification y est extraordinaire. Il s'agit sans doute de phytocénoses de date récente. D'ailleurs l'âge de l'association ne dépasse pas 40 ans ; elle s'est installée à la place de l'ancienne vigne de la station zoologique, dont quelques vieilles souches se maintiennent encore. Parmi les espèces qui composent l'association, les thérophytes sont les plus nombreuses (46 %). Mais de même que les hémicryptophytes (36 %) elles ne sont que présentes. En ce qui concerne les catégories écologiques, les mauvaises herbes sont les plus nombreuses (36 %), dépendant de la couche de humus se trouvant sous l'étage d'*Ephedra*. Les xérophytes arénicoles et celles steppiques se trouvent en proportions égales (27 %). La valeur nutritive de l'association est presque nulle. Le reste des espèces ont une valeur médiocre.

5. **La végétation des sables ± fixés.** Cette végétation est dominée par l'association d'*Apera spica venti* dépendant du sable fin ± tassé, sous lequel se trouve la nappe phréatique à 0,5 m de profondeur. Lorsque le niveau de la nappe phréatique baisse, l'association évolue vers celle de *Chrysopogon gryllus* et de *Cynodon dactylon* (r. 4, 5, 7, 11). Quand l'eau s'approche de la surface, *Juncus maritimus* et parfois aussi *Agropyron junceum* pénètrent dans l'association.

L'association d'*Apera spica venti* (tabl. 7) fixe assez bien le sable, sans le recouvrir totalement ; souvent, de petits espaces vides demeurent entre les individus prouvant que l'espèce n'est pas à l'optimum écologique ; en échange elle se trouve dans un optimum phytosociologique, l'association occupant de vastes étendues. Les formes biologiques les plus fréquentes sont les hémicryptophytes (50 %), qui sont toutefois seulement présentes ou recouvrent dans une faible mesure le sol. Les catégories écologiques dominantes sont les xérophytes arénicoles,

Institutul Geologic al României

TABLEAU 7

Espèce	P	%	*Fb*	*Cc*	*Cc*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Apera spica venti	14	100	T	Xa	Me	4.5	4.4	4.4	4.4	3.4	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	2.2
Juncus maritimus	11	79	H	He	Fv	.	+.1	+.1	3.3	.	+.1	.	+.1	1.1	2.2	+.1	+.1	.	+.1
Cynodon dactylon	8	51	G	Bu	Fv	.	+.1	.	+.1	.	2.2	2.2	2.2	+.1	.	1.1	2.2	.	.
Thymelaea passerina	8	51	T	Me	Fv	.	+.1	1.1	+.1	.	+.1	.	+.1	+.1	.	1.1	+.1	.	.
Gypsophila scorzonerifolia	8	51	H	Xa	Fv	1.1	.	.1	1.1	.	+.1	+.1	+.1	1.1	.	+.1	+.1	.	+.1
Daucus carota	6	43	T	Xs	Fv	+.1	+.1	+.	.	.	+.1	+.1	+.1	.	.	.	.	.	.
Artemisia maritima	5	36	H	Ha	Me	+.1	.	.	+.1	.	+.1	.	.	+.1	.	2.2	.	.	.
Euphorbia gerardiana	4	28	H	Xs	Fv	+.1	.	+.1	.	.	.	+.1	.	.	.	.	.	2.1	.
Medicago falcata	4	28	H	Xs	FB	.	+.1	.	.	.	.	+.1	+.1	.	.	.	.	+.1	.
Medicago lupulina	3	21	T	M	Me	+.1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+.1	+.1	.	.
Bromus commutatus	3	21	T	Bu	Me	.	+.1	+.1	.	.	.	.	.	.	.	+.1	.	.	.
Plantago indica	3	21	T	Xa	Fv	+.1	.	.	.	+.1	.	.	.	.	.	.	.	+.1	.
Convolvulus lineatus	2	14	H	Xs	Fv	+.1	.	.	.	+.1	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Plantago lanceolata	2	14	H	Bu	Fv	.	.	.	.	+.1	.	.	.	+.1	.	.	.	.	.
Agropyron bessarabicum	2	14	H	Xa	Fv	.	.	.	+.1	.	.	.	.	1.1	.	.	.	.	.
Holoschoenus vulgaris	2	14	H	Xa	Fv	.	.	.	.	.	.	.	+.1	.	.	+.1	.	.	.
Centaurium pulchellum	2	14	T	Ha	Fv	.	.	.	+.1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+.1
Mousses	2	14	Mu	Xa	Fv	.	.	.	.	.	.	.	+.1	.	.	.	.	3.5	.

Notés une seule fois : *Agropyron junceum* (1), *A. repens* (9), *Agrostis alba* (9), *Arenaria serpillifolia* (3), *Bromus japonicus* (1), *Chrysopogon gryllus* (5), *Hordeum maritimum* (1—2.2), *Calamagrostis epigeios* (9), *Dianthus diutinus* (5), *Lythrum salicaria* (9), *Lotus corniculatus* (1), *Odontites serotina* (4), *Phragmites communis* (1), *Pulicaria disenterica* (9).

	P	%
T	7	39
Fb H	9	50
G	1	6
Mu	1	6

	P	%
Ha	2	11
Cc He	2	11
Ms	5	28
Xa	5	28
M	2	11
Bu	2	11

	P	%
FB	1	6
Cc Me	6	33
Fv	11	61

Institutul Geologic al României

(28%) et les xérophytes steppiques (28%). La valeur de la consumabilité de l'association est médiocre. *Apera spica venti* se maintient jusqu'en été sans être broutée par le bétail ; au printemps, elle ne peut être broutée surtout à cause de son système radiculaire faible et superficiel. Les espèces avec consumabilité sans valeur représentent 61% et à valeur médiocre 33%. L'association paraît être améliorée par l'introduction de *Medicago falcata*, forme adaptée aux sables, l'ensemencemant devra être fait avec soin, pour ne pas déclancher la pulvérisation du sol.

L'association de Chrysopogon gryllus est l'association steppique la plus évoluée dans la zone des sables fixés. L'espèce dominante est adaptée tout aussi bien aux slos ± humides qu'aux sables, tant à ceux littoraux, que surtout à ceux continentaux (par exemple les sables de l'Oltenie). Le relevé suivant a été fait à Năvodari :

Chrysopogon gryllus	3.3	*Plantago media*	+.1
Arenaria serpilifolia	1.1	*Medicago falcata*	+.1
Euphorbia gerardiana	2.2	*Apera spica venti*	+.1

La composition floristique de cette association, qui a évolué à partir de l'association d'*Apera spica venti*, permet de recommander l'association ou le remplacement de celle-ci par *Chrysopogon gryllus*.

LA VÉGÉTATION DE STEPPE

A l'intérieur du territoire de la réserve d'Agigea, sur une langue de terre le long de la falaise, s'étend un lambeau de steppe très peu altérée par l'intervention de l'homme. Les associations principales sont : l'association d'*Agropyron cristatum*, de *Chrysanthemum millefolium*, d'*Agropyron repens*, de *Scabiosa ucranica*, de *Festuca valesiaca*, d'*Artemisia austrica*, de *Poa pratensis* var. *angustifolia*. L'association principale, de steppe aride, située au bord de la falaise, est celle d'*Agropyrom cristatum*.

L'association d'Agropyron cristatum (tabl. 8) est dense et riche en espèces. En général, le nombre des espèces simplement présentes est très grand, ce qui indique une récente élimination des influences de l'activité de l'homme. Il n'y a pas longtemps, cette surface servait de pâturage permanent au bétail des environs. *Artemisia austriaca* est partout présente dans l'association, la présence de ses touffes est l'indice certain que le bétail s'y trouvait il n'y a pas longtemps. *Chrysanthemum millefolium*, dont l'aréal s'étend au sud-est, est aussi assez fréquente, ainsi que les espèces : *Achillea coarctata*, *Marrubium peregrinum*, *Inula oculus christi*, *Echium italicum*, *Hypericum elegans*, *Teucrium polium* etc., toutes ces espèces indiquent l'influence ± profonde du climat sous-méditerrannéen.

Institutul Geologic al României

TABLEAU 8

Espèce	P	%	*Fb*	*Cc*	*Cc*	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Agropyron cristatum	9	100	H	Xs	B	5.5	4.4	4.4	3.3	3.3	3.3	2.2	2.2	2.2
Artemisia austriaca	9	100	H	Xs	Fv	+.1	1.1	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1	1.1	+.1
Chrysanthemum millefolium	6	167	H	Xs	Fv	.	1.1	.	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1	.
Anthemis tinctoria	5	56	H	Xs	Fv	.	.	1.1	1.1	1.1	+.1	.	+.1	.
Kochia prostrata	5	56	H	Xs	Me	.	+.1	.	1.1	1.1	+.1	.	.	+.1
Bromus tectorum	5	56	T	Bu	Me	+.1	.	.	1.1	+.1	+.1	.	.	1.1
Bromus japonicus	4	44	T	Xs	Me	.	1.1	.	1.1	1.1	+.1	.	.	.
Echinops ruthenicus	4	44	H	Xs	Fv	+.1	.	.	.	+.1	+.1	.	.	+.1
Festuca valesiaca	4	44	H	Xs	Me	.	+.1	.	.	.	.	1.1	1.1	1.1
Statice besseriana	4	44	T	Xs	Fv	.	+.1	.	+.1	+.1	+.1	.	.	.
Salvia nemorosa	4	44	H	Xs	Fv	.	.	.	.	+.1	.	+.1	+.1	+.1
Medicago falcata	3	33	H	Xs	FB	.	+.1	.	.	.	.	+.1	+.1	.
Silene conica	3	33	T	Xs	Fv	+.1	.	.	.	.	.	+.1	+.1	.
Allium sphacrocephalum	3	33	G	Xs	Fv	.	+.1	.	.	.	.	+.1	+.1	.
Achillea collina	3	33	H	Xs	Me	+.1	.	.	.	+.1	+.1	.	.	.
Bromus commutatus	3	33	T	Xs	Me	.	.	+.1	.	.	.	1.1	1.1	.
Bromus vestitus	3	33	T	Xs	Me	.	.	+.1	.	.	.	+.1	1.1	.
Agropyron repens	3	33	G	M	B	.	.	.	+.1	.	.	3.3	3.3	.
Cichorium intibus	3	33	H	M	Me	+.1	.	.	+.1	+.1	.	.	.	.
Marrubium peregrinum	3	33	H	Xs	Fv	.	.	.	.	.	.	1.1	1.1	+.1
Xeranthemum annuum	3	33	T	Xs	Fv	.	+.1	.	+.1	.	+.1	.	.	.

Notés en deux relevés : *Achillea coarctata* (8, 9), *Achillea collina* (5, 6) *Alyssum desertorum* (7, 8), *Alyssum hirsutum* (4, 6), *Arenaria serpillifolia* (7—2.2, 8—1.1), *Centaurea diffusa* (4, 6), *Carthamus lanatus* (7, 8), *Centaurea solstitialis* (7, 8), *Convolvulus cantabricus* (7, 8), *Erysimum exaltatum* (7, 8), *Euphorbia garardiana* (7, 8), *Euphorbia steposa* (1, 2), *Inula oculus christi* (2, 8), *Koeleria gracilis* (2, 9), *Linum austriacum* (5, 9), *Medicago minima* (7, 8), *Potentilla recta* (7, 8), *Reseda lutea* (2, 7), *Senecio vernalis* (7,8), *Silene otites* (7, 8), *Sisymbrium officinale* (7, 8), *Teucrium chamaedrys* (7, 8), *Verbascum banaticum* (7, 8).

Notés une seule fois : *Adonis vernalis* (2), *Aegylops cylindrica* (5), *Anthemis arvensis* (1), *Asperula cynanchica* (9), *Asperula humifusa* (2), *Ajuga chia* (8), *Centaurea micranthos* (8), *Cerastium pumilum* (1), *Camelina microcarpa* (8), *Crepis pulchra* (1), *Cynodon daclylon* (2), *Crategus monogyna* (2), *Daucus carota* (2), *Echium italicum* (4), *Eryngium campestre* (5), *Euphorbia agraria* (1), *E. gerardiana* (8), *Galium verum* (7), *Galium pedemontanum* (7), *Hypericum elegans* (8), *Nigella arvensis* (8), *Nonnea pulla* (1), *Onobrychis gracilia* (2), *Orlaia grandiflora* (2), *Onopordum tauricum* (2), *Poa bulbosa* (9), *Phlomis pungens* (2), *Siderilis montana* (8), *Slipa capillata* (9), *Teucrium polium* (9), *Tribulus terrestris* (9), *Tunica prolifera* (5), *Valerianella dentata* (1), *Vinca herbacea*(1).

		P	%
Fb	T	7	33
	H	12	57
	G	2	10

		P	%
Ce	Xs	19	90
	M	2	10

		P	%
Cc	FB	FB	5
	B	2	10
	Me	8	38
	Fv	10	47

Institutul Geologic al României

Les hémicryptophytes sont les plus nombreuses (57%) parmi les formes biologiques, suivies par les thérophytes (33%). En ce qui concerne les catégories écologiques, les xérophytes steppiques sont en plus grand nombre (90%) ; les xérophytes arénicoles manquent totalement. La consumabiliteé de l'association est ± bonne, car les espèces sans valeur nutritive (47%), sont ± accidentelles. Les espèces médiocres sont également nombreuses, mais l'élément fondamental est fourni par l'espéce dominante et 3 autres, ayant une valeur nutritive bonne ou très bonne.

L'association de Chrysanthemum millefolium (tabl. 9). Dans la steppe qui recouvre en général la falaise, on rencontre souvent des portions plus ou moins grandes, occupées par l'association de *Chrysanthemum millefolium*. L'association est en général dense, le nombre des espèces qui la composent est moindre que dans l'association d'*Agropyron cristatum*. Cette dernière espèce est presque toujours présente dans l'association de *Chrysanthemum millefolium*, qui d'ailleurs dans la plupart des cas a évolué à partir de l'association d'*A.cristatum* (rel. 3, 4, 5, 6, 7, 8). Outre l'espèce dominante, les espèces suivantes ont une origine méridionale ou sud-orientale : *Scandix pecten veneris*, *Silene conica*, *Sideritis montana*, *Scabiosa ucranica*, *Hypericum elegans*, *Adonis flamea* etc.

Les thérophytes sont les plus nombreuses parmi les formes biologiques, mais en général, elles ne sont que présentes. Les hémicryptophytes, dont fait partie aussi l'espèce dominante, sont présentes en proportion de 33%. En ce qui concerne les catégories écologiques toutes les espèces sont xérophiles steppiques. La valeur nutritive de l'association est presque nulle ; les espèces sans valeur atteignent 83%.

L'association d'Agropyron repens (tabl. 10). Si nous considérons l'écologie de l'espèce dominante, cette association selon les apparances ne serait pas à sa place dans cette steppe ± aride, bien que la texture sablonneuse du sol, l'abondance des stolons, la massivité de l'association, ainsi que l'humidité atmosphérique nocturne accentuée, permettent le développement dans de bonnes conditions de l'espèce dominante. En général, l'association est très riche en espèces. Parmi les espèces les mieux représentées comme prèsence, il n'y a aucune arénicole. Parmi les espéces arénicoles sporadiques, sont présentes : *Secale silvestris*, *Alyssum borzeanum*, *Carex arenaria* var. *colchica*, *Ephedra distachya* et *Scabiosa ucranica*. D'ailleurs, celles-ci se rencontrent dans la zone de transition entre la steppe et les sables, étant donc liées à une texture un peu plus sablonneuse que celles des sols de steppe. Les espèces méditerrannéennes sont représentées par : *Agropyron cristatum*, *Echium italicum*, *Marrubium*,

Institutul Geologic al României

TABLEAU 9

Espèce	P	%	*Fb*	*Ce*	*Cc*	1	2	3	4	5	6	7	8
Chrysanthemum millefolium	8	100	H	Hs	Fv	5.5	5.5	5.4	4.5	3.3	3.3	3.3	3.3
Agropyron cristatum	6	75	H	Xs	B	.	.	2.2	2.2	3.2	2.2	2.2	2.3
Cerastium pumilum	5	63	T	Xs	Fv	1.1	1.1	+.1	.	.	.	1.1	1.1
Anthemis ruthenica	4	50	T	Xs	Fv	+.1	+.1	.	.	.	.	+.1	+.1
Poa bulbosa	3	38	T	Xs	Me	+.1	.	.	.	.	.	1.1	1.1
Silene conica	3	38	T	Xs	Fv	+.1	.	.	.	.	+.1	+.1	.
Alyssum hirsutum	4	50	T	Xs	Fv	.	+.1	+.1	.	+.1	.	+.1	.
Anthemis tinctoria	3	38	T	Xs	Fv	.	.	.	+.1	1.1	1.1	.	.
Scandix pecten veneris	3	38	T	Xs	Fv	.	+.1	+.1	.	.	.	.	+.1
Plantago altissima	2	25	H	Xs	Fv	.	.	.	.	+.1	+.1	.	.
Valerianella dentata	2	25	T	Xs	Fv	+.1	.	.	.	.	.	+.1	.
Euphorbia agraria	2	25	H	Xs	Fv	.	+.1	+.1	.	.	.	.	.
Artemisia austriaca	2	25	H	Xs	Fv	.	.	.	.	+.1	+.1	.	.
Bromus tectorum	2	25	T	Bu	Me	+.1	+.1	.	.	.	.	.	.
Xeranthemum annuum	2	25	T	Xs	Fv	.	.	.	.	+.1	1.1	.	.
Senecio vernalis	2	25	T	Bu	Fv	.	+.1	.	.	.	.	.	+.1
Allium sphaerocephalum	2	25	G	Xs	Fv	.	.	.	.	+.1	+.1	.	.
Hypericum elegans	2	25	H	Xs	Fv	.	.	.	+.1	.	+.1	.	.

Notés une seule fois : *Asperula humifusa* (7), *Astragalus asper* (4), *Bromus commutatus* (6), *Bromus sterilis* (2), *Camelina microcarpa* (2), *Centaurea solstitialis* (7), *Crepis pulchra* (8), *Echinops ruthenicus* (6), *Kochia prostrata* (4), *Onobrychis gracilis* (7), *Scabiosa ucranica* (4).

Fb	T	11	61	*Ce*	Xs	18	100	*Cc*	B	1	6
	H	6	33						Me	2	11
	G	1	6						Fv	15	83

Institutul Geologic al României

TABLEAU 10

Espèce	P	%	*Fb*	*Ce*	*Cc*	1	2	3	4
Agropyron repens	4	100	G	M	B	4.3	4.5	3.3	3.3
Artemisia austriaca	3	75	H	Xs	Fv	.	+.1	1.1	1.1
Anchusa officinalis	3	75	H	Xs	Fv	.	+.1	2.1	+.1
Cynodon dactylon	3	75	G	Bu	Me	.	+.1	+.1	+.1
Linum austriacum	3	75	H	Xs	Fv	.	+.1	+.1	+.1
Xeranthemum annuum	3	75	T	Xs	Fv	.	2.1	+.1	+.1
Stachys recta	3	75	H	Xs	Fv	.	+.1	+.1	+.1
Potentilla recta	3	75	H	Xs	Fv	.	+.1	+.1	+.1
Verbascum banaticum	3	75	T	Xs	Fv	.	+.1	+.1	+.1
Euphorbia gerardiana	2	50	H	Xs	Fv	.	+.1	+.1	.
Agropyron cristatum	2	50	G	Bu	Me	.	2.3	+.1	.
Ajuga camaepithys	2	50	T	Xs	Fv	+.1	.	+.1	.
Allium sphaerocephalum	2	50	G	Xs	Fv	.	2.2	+.1	.
Cichorium intibus	2	50	H	Me	Me	1.1	+.1	.	.
Echium italicum	2	50	H	Xs	Fv	.	.	+.1	+.1
Eryngium campestre	2	50	H	Xs	Fv	.	.	+.1	+.1
Erysimum exaltatum	2	50	T	Xs	Fv	.	.	+.1	+.1
Festuca valesiaca	2	50	H	Xs	Me	.	.	1.1	+.1
Marrubium peregrinum	2	50	H	Xs	Fv	.	+.1	+.1	.
Onobrychis gracilis	2	50	H	Xs	FB	.	.	1.1	2.2
Seseli tortuosum	2	50	H	Xs	Fv	.	+.1	+.1	.
Statice besseriana	2	50	T	Xs	Fv	.	.	+.1	+.1
Salvia aethiopis	2	50	H	Xs	Fv	+.1	+.1	.	.
Stipa capillata	2	50	H	Xs	Fv	.	+.1	+.1	.
Thalictrum minus	2	50	H	Xs	Fv	.	+.1	+.1	.

Notés une seule fois : *Anthemis arvensis* (1), *A. tinctoria* (2), *Bromus inermis* (2), *Adonis flamea* (1), *Alyssum borzeanum* (2), *A. desertorum* (1), *A. hirsutum* (2), *Bromus tectorum* (1), *Calepina irregularis* (1), *Carex arenaria* var. *colchica* (2), *Cerastium pumilum* (1), *Centaurea diffusa* (2), *C. micranthos* (1), *Carthamus lanatus* (2), *Convolvulus arvensis* (2), *C. cantabricus* (2), *Crepis pulchra* (1), *Dactylis glomerata* (2), *Dianthus pallens* (2), *Echniops ruthenicus* (2), *Ephedra distachya* (2), *Euphorbia agraria* (2), *E. helioscopia* (1), *E. steposa* (3), *Falcaria sioides* (2), *Hesperis tristis* (3), *Hypericum perforatum* (2), *Iris pumila* (2), *Linaria genistifolia* (2), *Lithospermum arvense* (2), *Kochia prostata* (2), *Medicago falcata* (2), *Melica ciliata* (2), *Muscari botrioides* (2), *Ornithogallum tenuifolium* (2), *Papaver dubium* (2), *Plantago altissima* (2), *P. media* (2), *Reseda lutea* (2), *Rumex acetosa* (2), *Salvia nemorosa* (2), *Senecio vernalis* (2), *Scabiosa ucranica* (4), *Silene conica* (2), *Silene otites* (2), *Teucrium polium* (2), *Valerianella dentata* (1), *Vinca herbacea* (2), *Vincetoxicum officinale* (3).

		P	%
Fb	T	5	20
	H	17	68
	G	3	12

		P	%
Ce	Xs	22	38
	M	2	8
	Bu	1	4

		P	%
Cc	FB	1	4
	B	2	8
	Me	3	12
	Fv	19	76

peregrinum, *Adonis flamea*, *Calepina irregularis*, *Convolvulus cantabricus*, *Dianthus pallens*, *Erodium ciconium*, *Iris pumila*, *Silene conica*, *Scabiosa ucranica*, *Teucrium polium* etc.

Les hémicryptophytes sont les formes biologiques le mieux représentées ; elles comprennent aussi l'espèce dominante. Parmi les catégories

Institutul Geologic al României

écologiques, les xérophytes steppiques sont les plus nombreuses. Si l'on considère l'espèce dominante, la consumabiliteé de l'association est bonne, quoique les espèces sans valeur y soient représentées à un pourcentage supérieur (76%) ; toutefois ce ne sont que des espèces simplement présentes.

L'association de Scabiosa ucranica. Une surface et non des moindres, de la steppe du territoire de la réserve d'Agigea, est recouverte par cette association. Dans notre pays, l'espèces dominante dépend en général des sables ± fixés, comme par exemple dans le midi de l'Olténie. Dans la réserve, elle apparaît toutefois sur le sol de steppe, à texture légèrement sablonneuse à la surface. Envoici le relevé :

Scabiosa ucranica	3.3	*Achillea collina*	+.1
Agropyron repens	2.2	*Centaurea scabiosa*	+.1
Bromus tectorum	2.2	*Reseda lutea*	+.1
Xeranthemum annuum	2.1	*Bromus sterilis*	+.1
Cichorium intibus	1.1	*Euphorbia steposa*	+.1
Daucus carota	1.1	*Echinops ruthenicus*	+.1
Melilotus officinalis	1.1	*Poa pratensis* var. *angustifolia*	+.1
Chrysanthemum millefolium	1.1	*Plantago lanceolata*	+.1
Thymelaea passerina	+.1	*Statice besseriana*	+.1
Nigella arvensis	+.1	*Anthemis tinctoria*	+.1
Convolvulus arvensis	+.1	*Salvia aethyopis*	+.1
Centaurea solstitialis	+.1	*Linaria genistifolia*	+.1
Coronilla varia	+.1	*Cynodon dactylon*	+.1
Centaurea diffusa	+.1	*Asperula humifusa*	+.1
Rapistrum perenne	+.1	*Taraxacum serotinum*	+.1
Onobrychis gracilis	+.1		
Silene otites	+.1		

Nous trouvons dans la réserve d'Agigea des arbustes isolés ou en groupe : *Prunus spinosa* et surtout *Crataegus monogyna*, dont la croissance très vigoureuse déterminera à l'avenir l'évolution de la végétation, aussi bien celle des sables que celle de la steppe, vers un type dominé par les buissons épineux. Comme entre la réserve d'Agigea et Eforie-Nord, il y a quelques individus de *Paliurus spinachristi*, les buissons auront une nuance typique pour la Dobrogea. En plus, les tiges vigoureuses d'*Asparagus verticillatus* enlacent ces arbustes. Il sera donc nécessaire, afin de maintenir la végétation native, de procéder à la réduction des surfaces envahies par les buissons et de détruire ceux qui s'y installeront. Sur la falaise se

Institutul Geologic al României

développent de nombreuses espèces, dépendant soit du loess, soit de l'humus qui provient du sol chernozémique. Parmi les plus répandues, citons : *Atriplex nitens*, *Carthamus tinctorius*, *Melilotus officianalis*. *Carthamus tinctorius*, une mauvaise herbe subméditerrannéenne est d'ailleurs très répandue sur les prés à proximité de la mer entre Agigea et Constantza. Au pied de la falaise, où l'humidité du sol est plus accentuée, poussent vigoureusement *Ecbalium elaterium* et *Mulgedium tataricum*, qui s'avancent jusqu'au contact avec le sable de la plage.

La réserve d'Agigea, l'une des plus importantes de la Dobrogea, tant au point de vue botanique que zoologique, doit être bien protégée et entretenue. Les sables qui se trouvent sur la falaise ont un caractère très différent par rapport aux sables du littoral. C'est ici que l'on trouve l'espèce rare *Convolvulus persicus* ; l'association d'*Ephedra distachya* y atteint un optimum écologique que l'on ne rencontre nulle part entre Năvodari et la frontière bulgare. Les portions de steppe dans cette réserve outre le maintien intact de la végétation caractéristique de certaines steppes de la Dobrogea, abrite vers le bord de la falaise, l'espèce rare dans la Dobrogea — *Crocus pallasii*.

LA VÉGÉTATION DES MARÉCAGES LITTORAUX

Dans les endroits ± bas le long du cordon littoral, on rencontre des marécages influencés par l'infiltration de l'eau de mer, ainsi que par celle des lacs („ghiol") à eau ± douce. Ce genre de marécages sont plus fréquents entre Năvodari et Mamaia, créant ainsi des aspects caractéristiques très intéressants, dans le voisinage immédiat des sables malgré leur monotonie pour le paysage.

La végétation appartient à deux catégories : une première, dépendant de l'eau des „ghiols" et des sources surgissant de sous la terrasse ; la seconde, dépendant de l'eau de mer ou du mélange des deux types d'eau imbibant ou recouvrant le sable.

L'association ± massive de *Phragmites communis* est liée à l'eau des „ghiols" ; à l'extérieur du cordon formé par les roseaux, s'étendent en bandes ou en groupes, des associations dépendant d'un degré d'humidité de plus en plus faible. C'est surtout l'association de *Juncus maritimus* avec ou sans *Juncus acutus*, qui est dépendante de l'eau de mer. Là, où le cordon entre les lacs („ghiols") et le mer devient très large ou au de là des lacs, vers Năvodari, les sables ± plats sont fixés par l'association annuelle d'*Apera spica venti*, qui dans des conditions plus accentuées de xérophytisme, évolue aussi vers des associations de steppe dont les espèces sont

Institutul Geologic al României

également adaptées aux conditions offertes par le sable ± tassé et sec jusqu'à une certaine profondeur.

1. La végétation influencée par l'eau des "ghiols" (lacs d'eau ± douce). L'association de Phragmites communis est massivement développée vers le bord du Siutghiol. Par endroits, elle forme des bandes dans lesquelles le roseau, très vigoureux, atteint une hauteur considérable, ce qui indique un optimum écologique. En général les espèces composant l'association sont peu nombreuses. Voici 5 relevés effectués à Mamaia.

	1	2	3	4	5
Phragmites communis	5.5	4.5	4.5	3.3	2.2
Bolboschoenus maritimus	+.1	+.1	2.2	+.1	.
Typha latifolia	.	.	+.1	+.1	3.3
Schoenoplectus lacustris	+.1	1.1	.	.	.
Lythrum salicaria	.	.	+.1	.	+.1
Calystegia sepium	1.1	+.1	.	.	.
Mentha aquatica	.	+.1	1.1	.	+.1
Agrostis alba	+.1	+.1	.		.
Lycopus europaeus	+.1	.	.	.	.
Teucrium scordioides	.	.	.	.	+.1
Apium graveolens var. *silvestris*	+.1	.	.	.	+.1
Carex sp.	3.4	.	.	.	.

Vers les dunes, *Phragmites communis*, pénetre aussi dans la végétation caractéristique des sables, disparaissant graduellement.

Phragmites communis	3.3	2.2	2.2
Cynanchum acutum	.	.	1.1
Stachys sideritioides	+.1	.	.
Crambe maritima	.	+.1	.
Medicago falcata	+.1	.	.
Carex arenaria var. colchica	1.1	1.1	.
Agropyron junceum	+.1	+.1	.
Astrodaucus littoralis	+.1	.	.
Melilotus officinalis	+.1	.	.

L'association de Bolboschoenus maritimus apparaît sur des surfaces restreintes, soit directement au bord du lac, sur le sable submergé soit à l'extérieur du cordon de *Phragmites communis*. Le relevé ci-dessous, effectué à Mamaia, représente une situation transitoire :

Institutul Geologic al României

Bolboschoenus maritimus	3.3	*Althaea officinalis*	+.1
Festuca arundinacea	2.2	*Poa silvicola*	1.1
Pulicaria disenterica	+.1	*Teucrium scordioides*	1.1
Lycopus europaeus	1.1	*Agrostis alba*	1.1
Calamagrostis epigeios	+.1	*Lythrum salicaria*	+.1
Juncus maritimus	1.1	*Epilobium palustre*	+.1
Apium graveolens f. *silvestris*	+.1	*Phragmites communis*	+.1
Mentha aquatica	+.1	*Achillea pannonica*	+.1

L'association de Pulicaria disenterica se développe là, où l'eau se trouve en excès, au moins pendant une période de l'année, sur un sol riche en substances organiques en décomposition. Suivent deux relevés :

Pulicaria disenterica	4.5	3.3	*Agrostis alba*	+.1	.

TABLEAU

Espèce	P	%	*Fb*	*Ce*	*Cc*	1	2	3	4
Juncus maritimus	20	100	H	He	Fv	5.5	4.5	4.5	4.5
Artemisia maritima	10	50	H	Ha	Me	.	+.1	.	1.1
Puccinellia distans	10	50	H	Ha	B	.	+.1	+.1	.
Centaurium pulchellum	6	30	T	Ha	Fv	.	.	.	.
Teucrium scordioides	6	30	H	He	Fv	+.1	.	.	.
Schoenus nigricans	6	30	H	He	Fv	+.1	.	.	.
Gypsophila scorzonerifolia	5	25	H	Xa	Fv	.	.	.	.
Cynodon dactylon	5	25	G	Bu	Me	.	.	.	.
Salicornia herbacea	5	25	T	Ha	Fv	.	.	.	.
Agropyron bessarabicus	4	20	H	Xa	Fv	.	.	.	.
Plantago maritima	4	20	H	Ha	Fv	.	.	.	.
Phragmites communis	4	20	G	He	Me	.	+.1	.	2.2
Spergularia marginata	4	20	T	Ha	Fv	.	.	.	.
Aeluropus littoralis	3	15	H	Ha	Fv	.	2.2	.	.
Statice gmelini	3	15	H	Ha	Fv	.	.	.	.
Agrostis alba	3	15	H	He	B	.	.	1.1	.
Sonchus palustris	3	15	H	He	B	.	.	+.1	.
Cirsium canum	3	13	H	He	Fv	.	.	.	.
Carex bessarabicus	3	13	H	Ha	Me	.	.	.	.
Juncus gerardi	3	15	H	Ha	B	.	.	.	.
Suaeda maritima	3	15	T	Ha	Fv	.	.	.	.
Agropyron junceum	2	10	H	Xa	Fv	.	.	.	.
Samolus valerandi	2	10	T	Ha	Fv	+.1	.	.	.
Apera spica venti	2	10	T	Xa	Me	.	.	.	.
Cynachum acutum	2	10	H	Ha	Fv	.	.	2.2	.
Festuca arundinacea	2	10	H	M	B	.	.	.	.

Noté une seule fois : *Apium graveolens* (8), *Bolboschoenus maritimus* (8), *Calamagrostis epigeios* (5), *Cirsium sp.* (5), *Epilobium palustre* (8), *Juncus buffonius* (9), *Lycopus europaeus* (8), *Lythrum salicaria* (9), *Mentha palustris* (8—2.2), *Obione pedunculata* (9), *Odontites serotina* (18), *Plantago altissima* (19), *Potentilla reptans* (5), *Pulicaria disenterica* (8—1.1), *Statice caspia* (5).

Institutul Geologic al României

Sonchus palustris	3.3	+.1	*Mentha aquatica*	.	+.1
Cichorium intibus	+.1	+.1	*Lythrum salicaria*	+.1	.
Agropyron repens	+.1	.	*Xanthium italicum*	1.1	.
Cynodon dactylon	.	1.1	*Carex sp.*	1.1	

Par endroits, là, ou le sable est marécageux, se trouvent de petits ilôts de *Polypogon monspeliensis*. Dans le relevé qui suit, de Mamaia, on peut observer la transition vers l'association de *Bolboschoenus maritimus* :

Polypogon monspeliensis	3.3	*Heleocharis palustris*	+.1
Bolboschoenus maritimus	2.2	*Ranunculus sceleratus*	+.1
Puccinellia distans	+.1	*Trifolium fragiferum*	+.1
Juncus gerardi	+.1	*Phragmites communis*	+.1
Rumex palustris	+.1	*Plantago major*	+.1
Agrostis alba	+.1		

11

5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
4.4	4.4	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
.	.	.	+.1	.	+.1	+.1	2.2	.	+.1	1.1	+.1	+.1	.	.	.
.	.	+.1	1.1	.	2.2	.	+.1	.	.	1.1	.	.	1.1	+.1	1.1
.	.	+.1	+.1	.	3.3	+.1	.	.	.	.	.	.	1.1	+.1	.
2.2	1.1	.	+.1	+.1	.	.	.	.	.	+.1	.	.	.	.	.
.	3.3	.	2.2	.	.	.	.	3.3	.	+.1	+.1	.	.	.	.
.	.	.	+.1	.	.	1.1	+.1	.	.	+.1	+.1	.	.	.	.
.	.	.	1.1	.	.	+.1	.	2.2	.	.	.	.	+.1	+.1	.
.	.	.	1.1	.	+.1	.	.	.	.	.	.	.	+.1	2.2	1.1
.	.	.	1.1	.	.	.	.	.	.	+.1	3.3	.+1	.	.	.
.	.	.	+.1	.	+.1	.	.	.	.	.	.	.	+.1	+.1	+.1
.	.	+.1	.	.	.	.	.	.	3.3	.	.	.	.	.	.
.	.	+.1	+.1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+.1	+.1
.	.	2.2	+.1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	2.2	+.1	.	+.1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	+.1	.	.	.	1.1	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	2.2	2.2	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	1.1	.	.	.	.	.	.	2.2	1.1	.	.	.	.
.	.	.	+.1	.	.	.	.	.	.	+.1	.	.	+.1	.	.
.	.	.	+.1	.	.	.	.	.	.	+.1	.	.	.	.	+.1
.	.	.	+.1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	2.2	3.3
.	.	.	1.1	.	.	.	.	.	.	1.1	.	.	.	.	.
.	.	.	.	+.1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	2.2	+.1	.	.	.	3.3	.	.	.	.	.	3.3	.	.
.	.	.	.	.	.	.	+.1	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	+.1	.	.	.	.	.	.	+.1	.	.	.	.

		%	P			P	%			P	%
	T	6	23		He	8	31		B	4	15
Fb	H	18	79	*Ce*	Ha	12	46	*Cc*	Me	5	19
	G	2	7		M	1	4		Fv	17	66
					Xa	4	15				
					Bu	1	4				

Institutul Geologic al României

2. La végétation influencée par l'eau de mer qui imbibe le sable. Cette végétation est distribuée d'après la quantité d'eau dans le sol. L'association la mieux adaptée à l'excès d'eau est celle de *Juncus maritimus*. Elle disparaît à mesure que le niveau de la nappe phréatique baisse ; *J. maritimus* atteint aussi la zone des sables fixés dans des dépressions peu profondes ou dans de petits ravins ; c'est ici qu'apparaissent des groupements de transition.

L'association de Juncus maritimus (tabl. 11) se rencontre surtout entre Năvodari et Mamaia ; de petits îlots se trouvent également dans la zone des sables marécageux au nord d'Eforie-Nord et dans les marécages de Mangalia. En général, là, où l'eau se trouve en excès au moins pendant une partie de l'année, l'association est massive et le nombre des espèces constituantes est réduit. Dans la zone des sables en permanence humides, le nombre des espèces est beaucoup plus grand. Parfois l'on rencontre des états de transition lorsque la végétation subit aussi l'influence de l'eau du lac („ghiol"), avec la présence de *Phragmites communis* (rel. 4, 14), de *Schoenus nigricans* (rel. 6, 8, 13), ainsi que d'autres transitions vers les sols salins, avec *Suaeda maritima* (rel. 9,20), *Aeluropus littoralis* (rel. 2,7), *Cynanchum acutum* (rel. 3), *Artemisia maritima* (rel. 12), *Agropyron bassarabicum* (rel. 16) et vers les sables, avec *Apera spica venti* (rel. 11, 17).

Les hémicrypthopytes sont les formes biologiques les plus nombreuses (70%), y compris l'espèce dominante. En ce qui concerne les catégories écologiques, les halophytes (46%) et les hélophytes (31%) y sont les plus nombreuses. La valeur nutritive de l'association est médiocre et plutôt sans valeur, les espèces sans valeur représentent 55%, y compris l'espèce dominante.

L'association de Schoenus nigricans (tabl. 12). *Schoenus nigricans*, au nord du Danube, dépend des marécages à tourbe ou des marécages demi-tourbeux eutrofes, comme par exemple Hărman, près de Brașov. Le long du littoral, on la rencontre dans les marécages de Năvodari jusqu'à Mamaia, ainsi que dans ceux au nord de Mangalia, où l'influence de l'eau de mer se fait sentir. Parmi les espèces constituant l'association, se trouvent aussi plusieurs halophiles, comme *Juncus maritimus*, *Plantago maritima*, *Puccinellia distans*, *Statice gmelini*, *Carex extensa*, *Samolus valerandi*. Ces plantes indiquent une écologie plus étendue de l'espèce dominante, *Schoenus nigricans*, présentant aussi une adaptation à un certain degré de salinité, ce qui jusqu'à présent paraît ne pas avoir été signalé dans la littérature.

Institutul Geologic al României

TABLEAU 12

Espèce	P	%	*Fb*	*Ce*	*Cc*	1	2	3	4	5	6	7	8
Schoenus nigricans	8	100	H	He	Fv	4.5	4.5	4.5	4.5	4.4	3.3	3.3	2.2
Calamagrostis epigeios	7	87	H	Me	Me	.	+.1	+.1	+.1	+.1	1.1	+.1	1.1
Teucrium scordioides	7	87	H	He	Fv	+.1	+.1	.	+.1	+.1	1.1	1.1	+.1
Juncus maritimus	5	62	H	He	Fv	+.1	.	.	2.2	.	1.1	4.4	2.2
Cirsium sp.	5	62	H	He	Fv	+.1	+.1	.	.	+.1	.	+.1	+.1
Festuca arundinacea	4	50	H	M	B	+.1	+.1	+.1	.	+.1	.	.	.
Agrostis alba	3	37	H	He	B	2.2	+.1	.	.	+.1	.	.	.
Centaurium umbellatum	3	37	T	Ha	Fv	.	.	.	.	.	+.1	+.1	+.1
Carex extensa	3	37	H	He	Me	.	.	.	.	.	+.1	+.1	+.1
Daucus carota	3	37	T	Me	Fv	+.1	+.1	.	.	+.1	.	.	.
Lythrum salicaria	3	37	H	He	Fv	+.1	+.1	.	.	+.1	.	.	.
Potentilla recta	3	37	H	He	Fv	.	.	.	.	.	1.1	1.1	1.1
Phragmites communis	3	37	G	He	Me	+.1	+.1	.	.	1.1	.	.	.
Pulicaria disenterica	3	37	H	He	Fv	+.1	.	+.1	.	+.1	.	.	.
Lycopus europaeus	3	37	H	He	Fv	1.1	+.1	.	2.2	.	.	.	.
Plantago major	3	37	H	He	Fv	.	+.1	.	.	+.1	.	+.1	.
Agropyron junnceum	2	25	H	Xa	Fv	.	.	.	.	.	3.3	.	3.3
Epilobium palustra	2	25	H	He	Fv	.	+.1	.	.	+.1	.	.	.
Mentha palustris	2	25	H	He	Fv	.	+.1	.	.	2.2	.	.	.
Sonchus palustris	2	25	H	He	B	.	.	+.1	.	.	+.1	.	.
Cynodon dactylon	2	25	G	Bu	Me	+.1	.	.	.	+.1	.	.	.
Samolus valerandi	2	25	T	Ha	Fv	.	.	.	+.1	+.1	.	.	.

Notés une seule fois : *Achillea pannonica* (1), *Carex distans* (1), *Cirsium canum* (7—2.2), *Equisetum ramosissimum* (1), *Gnaphalium luteoal-bum* (5), *Gypsophila scorzonerifolia* (1), *Holoschoenus vulgaris* (1), *Plantago maritima* (4), *Puccinellia distans* (1), *Samolus valerandi* (4), *Schoenoplectus lacustris* (4), *Statice gmelini* (4).

		P	%			P	%			P	%
	T	3	14		He	15	68		B	3	14
Fb	H	17	78	*Ce*	Ha	2	8	*Cc*	Me	4	18
	G	2	8		M	3	14		Fv	15	68
					Xa	1	5				
					Bu	1	5				

Les hémicryophytes sont les formes biologiques les plus nombreuses (78%), y compris l'espèce dominante. En ce qui concerne les catégories écologiques, les hélophites ont le plus grand nombre d'espèces. La consumabilité de l'association est d'une valeur sous-mediocre ; les espèces sans valeur représentent 68%, le reste étant médiocres ou bonnes.

En grandes lignes, la végétation le long du littoral, entre Năvodari et Agigea-Eforie Nord, présente une grande variabilité qui résulte tant de la description des associations que surtout des tableaux phytosociologiques. L'étude de l'écologie de chaque espèce appartenant aux différentes associations démontre le grand rôle joué par les variations quantitatives et qualitatives de l'eau et des sels du sol, ainsi que des variations de l'humidité atmosphérique nocturne (les nuits sont en général calmes).

Institutul Geologic al României

Si les recherches initiées sur les facteurs qui influencent les plantes des sables littoraux étaient continuées et approfondies, on pourrait d'une part mettre en évidence l'écologie de chaque plante et d'autre part, en examinant les catégories écologiques d'une façon plus attentive que nous ne l'avons fait dans la présente étude, démontrer que la classification de la végétation ne pourrait plus se limiter à ce que l'on nomme „espèces caractéristiques". C'est la voie qui permettrait d'éviter, à l'avenir, la superficialité dans la recherche géobotanique.

La rédaction des tableaux analytiques pour les espèces constituant les groupes végétaux étudiés, similaires à celui présenté à la fin de notre ouvrage (tabl. 13), comprenant des données plus précises et plus complètes, ajoutera à la valeur des résultats obtenus dans les recherches géobotaniques, dans le sens qu'elles seront plus intéressantes, plus proches des réalités de la nature, en meilleure concordance avec les besoins de la science et de la pratique.

La réserve d'Agigea offre un vaste champ d'activité pour des études approfondies concernant l'écologie des plantes, les détails de l'association, l'étude de leur genèse et de leur évolution. Avec l'aide de la station zoologique d'Agigea, les botanistes et les zoologistes pourront poursuivre leurs recherches dans les meilleures conditions, constituant un exemple tant pour les chercheurs de notre pays, que pour ceux de l'étranger.

CONCLUSIONS

La végétation qui pousse sur le littoral de la Mer Noire manifeste une variabilité impréssionnante en fonction du climat, du sol, du régime hydrique etc. Tout le long du littoral on rencontre des plages, des îlots de steppe, des marais subissant l'influence de la mer, des lacs à eau très salée, des lacs à eau plus ou moins douce qui, aux environs de Mangalia, sont alimentés par des eaux sulfureuses etc.

En faisant des appréciations sur l'abondance, sur la predominance et sur la capacité d'association on a pu séparer les plus importantes associations. Elles ont été ensuite consignées dans des tableaux. Des synthèses concernant les formes biologiques (Fb), les catégories écologiques (Ce) et la capacité d'association (PA) de chaque espèce (tabl. 1—13) ont été rédigées. Pour ce qui est de la valeur nutritive, des appréciations sur la consumabilité (Co) ont été effectuées en séparant les espèces composantes en catégories de consumabilité. On obtient ainsi, d'une façon générale, la valeur nutritive des associations.

Les synthèses ci-dessus présentées nous ont porté à une classification écologique-phytocénologique générale de la végétation, en fonction de la

Institutul Geologic al României

TABLEAU 13

Espèce	Fb	Ce	Cc	Ca		
				G	F	N
Achillea collina	H	Xs	Me	.	+	.
Achillea pannonica	H	Xs	Xs	.	.	+
Adonis flamea	T	Bu	Fv	.	+	.
Aegylops cylindrica	T	Xs	Fv	.	+	.
Aeluropus littoralis	H	Ha	Fv	+	.	.
Agropyron bessarabicum	H	Xa	Fv	+	.	.
,, *cristatum*	H	Xs	B	+	.	.
,, *junceum*	H	Xa	Fv	+	.	.
,, *repens*	G	M	B	+	.	.
Agrostis alba	H	He	B	+	.	.
Ajuga chamaepithys	T	Xs	Fv	.	.	+
Allium longispathum	G	Xs	Fv	.	.	+
,, *sphaerocephalum*	G	Xs	Fv	.	.	+
Althea officinalis	H	He	Fv	.	.	+
Alyssum borzeanum	T	Xa	Fv	+	.	.
,, *desertorum*	T	Xs	Fv	+	.	.
,, *hirsutum*	T	Xs	Fv	.	+	.
Anthemis arvensis	T	Xs	Fv	.	+	.
,, *tinctoria*	T	Xs	Fv	.	+	.
Anchusa officinalis	H	Xs	Fv	.	+	.
Apera spica venti	T	Xa	Me	+	.	.
Apium graveolens var. *silvestris*	T	He	Fv	.	+	.
Arenaria serpillifolia	T	Bu	Fv	.	+	.
Artemisia arenaria	H	Xa	Fv	.	+	.
,, *austriaca*	H	Xs	Fv	+	.	.
,, *maritima*	H	Ha	Me	+	.	.
Asparagus collinus	G	Xs	Fv	.	.	+
Asperula cynychica	H	Xs	Fv	.	.	+
,, *humifusa*	H	Xs	Fv	.	.	+
Astragalus virgatus	H	Xa	Me	.	+	.
Astrodaucus littoralis	T	Xa	Fv	.	.	+
Bolboschoenus maritimus	H	He	Me	+	.	.
Bromus commutatus	T	Xs	Me	+	.	.
,, *inermis*	H	Xs	Me	+	.	.
,, *japonicus*	T	Xs	Me	+	.	.
,, *sterilis*	T	Bu	Fv	+	.	.
,, *tectorum*	T	Bu	Me	+	.	.
Calamagrostis epigeios	H	M	Me	+	.	.
Calepina irregularis	T	Bu	Fv	.	+	.
Carex bessarabica	H	He	Me	.	+	.
,, *distans*	H	He	Me	+	.	.
,, *extensa*	H	He	Me	.	+	.
,, *arenaria* var. *colchica*	H	Xa	Me	+	.	.
Calystegia sepium	H	He	Fv	.	.	+
Carthamus lanatus	T	Xs	Fv	.	.	+
Centaurea arenaria	H	Xa	Fv	.	.	+
,, *diffusa*	T	Xs	Fv	.	+	.
,, *micrantha*	T	Xs	Fv	.	.	+
,, *scabiosa*	H	Xs	Fv	.	.	+
,, *solstitialis*	T	Bu	Fv	+	.	.
Camelina microcarpa	T	Bu	Fv	.	.	+
Centaurium pulchellum	T	Ha	Fv	.	+	.
Cerastium pumilum	T	Xs	Fv	.	+	.

Institutul Geologic al României

Espèce	*Fb*	*Ce*	*Cc*	*Ca*		
				G	F	M
Chondrilla jucaea	H	Bu	Fv	.	.	+
Chrysanthemum millefolium	H	Xs	Fv	+	.	.
Cichorium intibus	H	M	Me	.	+	.
Cirsium canum	H	He	Fv	.	+	.
Convolvulus arvensis	H	Bu	Me	.	.	+
,, *cantabricus*	H	Xs	Fv	.	.	+
,, *lineatus*	H	Xs	Fv	.	.	+
,, *persicus*	H	Xa	Fv	.	+	.
Coronilla varia	H	M	Me	.	.	+
Crambe maritima	H	Xa	Fv	+	.	.
Crepis foelida	T	Xs	Fv	.	.	+
,, *pulchra*	T	Xs	Fv	.	.	+
Cynanchum acutum	H	Ha	Fv	.	+	.
Cynodon daclylon	G	Bu	Me	+	.	.
Dactylis glomerata	H	M	M	.	+	.
Daucus carota	T	Bu	Fv	.	+	.
Delphinium consolida	T	Bu	Fv	.	+	.
Dianthus diulinus	H	Xs	Fv	.	.	+
,, *pallens*	H	Xs	Fv	.	.	+
Echinops ruthenicus	H	Xs	Fv	.	+	.
Echium italicum	T	Xs	Fv	.	.	+
Elymus sabulosus	H	Xa	Fv	+	.	.
Epilobium palustre	H	He	Fv	.	.	+
Ephedra distachya	Ch	Xa-sa	Fv	+	.	.
Equisetum ramosissimum	G	He	Me	+	.	.
Erodium cicutarium	T	Bu	Fv	.	+	.
,, *ciconium*	T	Xs	Fv	.	+	.
Euphorbia agraria	H	Bu	Fv	.	.	+
,, *helioscopia*	T	Bu	Fv	.	+	.
,, *steposa*	H	Bu	Fv	+	.	.
Falcaria sioides	H	Xs	Fv	.	.	+
Festuca arundinacea	H	M	B	+	.	.
,, *valesiaca*	X	Xs	Me	+	.	.
Geranium columbinum	T	Xs	Fv	.	.	+
Gnaphalium luteo-album	H	M	Fv	+	.	.
Gypsophila scorzonerifolia	H	Xa	Fv	.	.	+
Hesperis tristis	T	Xs	Fv	.	.	+
Holoschoenus vulgaris	H	Xa	Fv	.	.	+
Hypericum elegans	H	Xs	Fv	.	.	+
,, *perforatum*	H	M	Fv	.	+	.
Iris pumila	G	Xs	Fv	+	.	.
Juncus gerardi	H	Ha	B	+	.	.
,, *maritimus*	H	He	Fv	+	.	.
Kochia prostrata	H	Xs	Me	.	+	.
Koelaria gracilis	H	Xs	Me	.	.	+
Lamium amplexicaule	T	Bu	Fv	.	.	+
Linaria genistifolia	H	Xs	Fv	.	.	+
Linum austriacum	H	Xs	Fv	.	+	.
Lithospermum arvense	T	Bu	Fv	+	.	.
Lolus corniculatus	H	M	FB	+	.	.
,, *lenuis*	H	Ha	FB	.	+	.
Marrubium peregrinum	H	Xs	Fv	+	.	.

Institutul Geologic al României

Espèce	Fv	Ce	Cc	Ca		
				G	F	N
Medicago falcata	H	Xs	FB	+	.	.
,, *lupulina*	T	M	Me	.	+	.
,, *minima*	T	Xa	Fv	.	+	.
Melica ciliata	H	Xs	Me	.	.	+
Mentha aquatica	H	He	Fv	.	+	.
Muscari botrioides	G	Xs	Fv	.	.	+
Nigella arvensis	T	Bu	Fv	.	.	+
Nonnea pulla	H	Xs	Fv	.	.	+
Obione pedunculata	T	Ha	Fv	+	.	.
Odontites serotina	T	Bu	Fv	.	.	+
Onobrychis gracilis	H	Xs	FB	+	.	.
Orchis palustris	G	He	Fv	.	.	+
Ornithogallum tenuifolium	G	Xs	Fv	.	.	+
Papaver dubium	T	Bu	Fv	.	.	+
Phragmites communis	G	He	Me	+	.	.
Plantago altissima	H	Bu	Fv	.	.	+
,, *lanceolata*	H	Bu	Fv	.	+	.
,, *major*	H	He	Fv	.	+	.
,, *maritima*	H	Ha	Fv	+	.	.
Poa pratensis var. *angustifolia*	H	Xs	B	+	.	.
,, *bulbosa monstr. vivipara*	T	Xs	Me	+	.	.
,, *silvicola*	G	Ha	B	+	.	.
Polygonum convolvulus	T	Bu	Fv	.	+	.
Polypogon monspeliensis	T	He	Fv	+	.	.
Potentilla recta	H	Xs	Fv	.	.	+
,, *reptans*	H	He	Me	.	+	.
Puccinellia distans	H	Ha	B	+	.	.
Pulicaria disenterica	H	He	Fv	+	.	.
Ranunculus sceleratus	T	He	Fv	+	.	.
Rapistrum perenne	T	Xs	Fv	.	.	+
Reseda lutea	H	Xs	Fv	.	.	+
Rumex acetosa	H	Me	Fv	.	.	+
,, *palustris*	H	He	Fv	.	+	.
Salicornia herbacea	T	Ha	Fv	+	.	.
Samolus valerandi	T	Ha	Fv	.	+	.
Salsola ruthenica	T	Bu	Fv	.	+	.
Salvia aethiopis	H	Xs	Fv	.	.	+
,, *nemorosa*	H	Xs	Fv	.	+	.
Salvia verticillata	H	Xs	Fv	.	.	+
Scabiosa ucranica	T	Xa	Fv	.	+	.
Schoenoplectus lacustris	G	He	Fv	+	.	.
Schoenus nigricans	H	He	Fv	+	.	.
Secale silvestris	T	Xa	Fv	+	.	.
Senecio vernalis	T	Bu	Fv	.	+	.
Seseli tortuosum	H	Xs	Fv	.	.	+
Sisymbrium officinale	T	Bu	Fv	.	+	.
,, *sophia*	T	Bu	Fv	.	+	.
Silene conica	T	Xs	Fv	.	+	.
,, *otites*	H	Xs	Fv	.	.	+
Sideritis montana	T	Xs	Fv	.	+	.
Sonchus palustris	H	He	B	.	+	.
Spergularia marginata	T	Ha	Fv	.	+	.

Institutul Geologic al României

Espèce	*Fb*	*Ce*	*Cc*	*Ca*		
				G	F	N
Stachys recta	H	Xs	Fv	.	.	+
,, *sideritioides*	T	Xa	Fv	.	.	+
Statice caspia	H	Ha	Fv	.	.	+
,, *gmelini*	H	Ha	Fv	.	+	.
,, *besseriana*	T	Xs	Fv	.	.	+
Stipa capillata	H	Xs	Fv	+	.	.
Suaeda maritima	T	Ha	Fv	+	.	.
Taraxacum serotinum	H	Xs	Fv	.	.	+
Teucrium chamaedrys	H	M	Fv	.	+	.
,, *scordioides*	H	He	Fv	.	+	.
Thalictrum minus	H	Xs	Fv	.	.	+
Thlaspi perfoliatum	T	Bu	Fv	.	+	.
Thymelaea passerina	T	M	Fv	.	.	+
Thymus marschallianus	H	Xs	Fv	.	+	.
Tournefortia arguzia	H	Ha	Fv	.	+	.
Trifolium fragiferum	H	Ha	B	+	.	.
Tunica prolifera	T	Xs	Fv	.	.	+
Typha latifolia	G	He	Fv	+	.	.
Valerianella dentata	T	Xs	Fv	.	+	.
Verbascum banaticum	T	Xs	Vv	.	.	+
Veronica prostata	H	Xs	Fv	.	.	+
Vinca herbacea	H	Xs	Fv	.	+	.
Vincetoxicum officinale	H	Sil	Fv	.	.	+
Viola arvensis	T	Xs	Fv	.	.	+
Xanthium italicum	T	Bu	Fv	+	.	.
,, *spinosum*	T	Bu	Fv	+	.	.
Xeranthemum annuum	T	Xs	Fv	+	.	.

		P	%			P	%			P	%
	T	71	38		Xs	78	52		FB	4	21
Fb	H	100	54	*Ce*	Xa	18	10	*Cc*	B	11	6
	G	14	8		M	13	7		Me	27	15
	Ch	1	0,5		Ha	17	9		Fv	144	77
					He	26	14				
					Mh	31	17				
					Xa-sa	1	0,5				
					Sil	1	0,5				

texture du sol, du chimisme et de la quantité d'eau etc. On a ainsi séparé la végétation qui pousse tout le long du littoral en trois grandes catégories : végétation arénicole, végétation des marécages (palustre, hélophyle) et végétation de steppe.

I. Végétation arénicole. Cette végétation contient : 1. la végétations des sables humides des plages, représentée principalement par des groupes de *Kakile maritima* qui pousse sur les sables imbibés d'eau marine ; 2. la végétation des sables des zones dépressionnaires, temporairement inon-

Institutul Geologic al României

dées par l'eau marine, représentée par les associations : de *Crambe maritima*, d'*Elymus sabulosus*, d'*Agropyron junceum*, d'*Eryngium maritimum*, de *Melilotus albus*, de *Medicago marina* etc. ; 3. La végétation des sables des zones dépressionnaires temporairement inondées par l'eau marine, représentée par les associations d'*Aeluropus littoralis* à *Plantago maritima*, *Statice gmelini*, *Statice caspia*, *Tournefortia arguzia* etc. ; 4. La végétation des sables des falaises rencontrée seulement dans la réserve d'Agigea représentée par les associations : d'*Alyssum borzeanum*, de *Carex arenaria* var. *colchica*, d'*Elymus sabulosus*, de *Convolvulus persicus*, d'*Ephedra distachya*. Cette végétation est très proche de la végétation des sables continentaux. En sont absentes les espèces littorales : *Eryngium maritimum*, *Polygonum maritimum*, *Corispermum nitidum*, *Tournefortia arguzia*, *Medicago marina*, *Agropyron junceum* etc. À Agigea on peut suivre le climax de courte durée de l'espèce *Ephedra distachya* qui dans l'association respective, après quelques dizaines d'années commence à s'éteindre, car les vieux exemplaires sont envahis par des lichènes et de la mousse. Ils commencent à périr en masse, tandis que dans d'autres endroits l'association nouvellement constituée par des exemplaires jeunes et vigureux d'*Ephedra* envahit de plus en plus la terrain tendant à se grouper massivement, en un optimum écologique ; 5. La végétation des sables consolidés, après le recul de l'eau qui avait envahi les marécages situés le long du littoral, est représentée par l'association d'*Apera spica venti* qui y occupe de vastes surfaces. À mesure que le niveau de l'eau baisse cette végétation évolue vers une végétation d'espèces pérennantes représentées surtout par les associations de *Chrysopogon gryllus*.

II. Végétation des marécages littoraux. Ces marécages apparaissent fréquemment entre Năvodari et Mamaia. La végétation des lacs à eau plus ou moins douce est représentée par les différentes associations de *Phragmites communis*, à partir de l'association commune à tous les marécages et à tous les lacs à eau douce jusqu'à l'association qui contient les espèces arénicoles : *Crambe maritima*, *Agropyron repens*, *Carex arenaria* var. *colchica* etc.

Ces marécages, plus salins, contiennent aussi les associations : de *Bolboschoenus maritimum*, de *Pulicaria disenterica*, de *Polypogon monspeliensis* etc. Toutefois l'association la plus caractéristique est celle de *Juncus maritimus* avec ou sans *Juncus acutus*. L'association est massive quand l'eau abonde, pourtant au fur et à mesure que le niveau de l'eau baisse, elle commence à dépérir, étant progressivement remplacée par l'association d'*Apera spica venti*. Une autre association propre à ces stations est

Institutul Geologic al României

celle de *Schoenus nigricans*, qui nous fait penser aux marécages de Hărman (dépression intramontane de Brașov) mais avec une composition floristique différente.

III. Végétation de steppe. Une pareille végétation se rencontre sur l'escarpement de la falaise d'Agigea où l'homme n'y a presque pas intervenu. Les plus importantes associations sont : l'association d'*Agropyron cristatum* sans espèces arénicoles bien que les sables y soient tout près, l'association de *Chrysanthemum millefolium* avec ses espèces de steppe caractéristiques, l'association d'*Agropyron repens* contenant accidentellement des espèces arénicoles, l'association de *Scabiosa ucranica* etc.

Les associations xérophyles, arénicoles ou de steppe qui poussent le long du littoral tendent généralement à former des buissons à caractère sub-méditerranéen à : *Prunus spinosa*, *Crataegus monogyna*, *Paliurus spina christi*. Ces buissons sont enlacés par *Asparagus verticilatus*, une espèces herbacée qui, elle aussi, trahit une influence méditerranéenne.

En examinant la végétation qui pousse le long du littoral on peut établir avec précision les directions d'évolution des differentes groupes. Ainsi les associations de *Kakile maritima* et de *Aeluropus littoralis* évoluent vers des associations de sables secs, de plages et de dunes. La végétation des marécages formés sur des sables évolue vers la végétation des sables secs à la surface. La végétation de toutes les associations de sables, ci-dessus mentionnées, se dirige vers une végétation de steppe, qui s'est conservée seulement sur quelques lambeaux, la plus grande partie du terrain étant cultivé.

En examinant attentivement la capacité de s'associer de chaque espèce (tabl. 13) on a essayé de distinguer les associations où seules les espèces avec une capacité d'association plus ou moins grande se font remarquer. La plupart des espèces composantes ont une capacité d'association réduite, voire même nulle. La capacité d'association élevée veut dire aussi un optimum écologique. Quand on pourra établir, pour les plantes, les aires d'optimum phytocénologique, qui exigent pour les séparer moins d'efforts que les aires géographiques de chaque espèce, on arrivera à des résultats remarquables en ce qui concerne la classification de la végétation terrestre, et on comprendra l'évolution des unités de végétation en fonction de la lattitude et de la longitude.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

Borza Al. (1965) Über die mediterrane Vegetation in Südosten Europas. *Revue Roum. biol., serie bot.*, 10, 1, 2, Bucureşti.

Brândza D. (1884) Vegetaţia Dobrogei. *Anal. Acad. Rom.* II, IV, Secţ. II Bucureşti.

— (1898) Flora Dobrogei. Bucureşti.

Grecescu D. (1898) Conspectul Florei României. Bucureşti.

Jeanrenaud E., Soare E. (1960) Regimul de apă la plantele de litoral din împrejurimile staţiunii Agigea. *Anal. Univ. Al. I. Cuza, Secţ. IIa,* 6, 3, Iaşi.

Morariu I. (1957) Contribuţii la cunoaşterea vegetaţiei litoralului Mării Negre. *Bul. St. Acad. R.P.R. Secţ. Biol. St. Agr.*, IX, Bucureşti.

— (1959) Contribuţii la studiul vegetaţiei litoralului Mării Negre. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. biol., seria biol. veg.*, XI, Bucureşti.

Nyárady E. I. (1926) Alyssum borzeanum Nyár. *Bul. Gr. Bot.*, VI, Cluj.

— (1959) Despre flora şi vegetaţia litoralului dintre Capul Midia şi Costineşti. Omagiu lui Tr. Săvulescu. Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Panţu Z. (1924) Sur Silene pontica Br. *Bul. Secţ. Sc. Acad. Rom.*, IX, Bucureşti.

Pascal P. (1962) Rezervaţia naturală de dune de la Agigea. *Ocrot. Nat. Acad. R.P.R.*, 6, Bucureşti.

Prodan I. (1934—1938) Conspectul Florei Dobrogei. *Bul. Acad. Agric.* Bucureşti.

— (1939) Flora pentru cunoaşterea şi determinarea plantelor ce cresc în România. I, II, Cluj.

Rădulescu Ivan Doina (1965) Contribuţii la caracterizarea ecologică a vegetaţiei nisipurilor de pe litoralul Mării Negre. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. biol. seria bot.*, 17, 2, Bucureşti.

* * * Flora R.S.R. Ed. Acad. 1952—1966, Bucureşti.

VEGETATION OF THE BLACK SEA LITTORAL BETWEEN NĂVODARI AND EFORIE LOCALITIES

(Summary)

In this paper the vegetation of the littoral is presented in association divided into ecological categories as follows : arenaceous vegetation, steppe vegetation and vegetation of littoral marches.

The associations have made the object of the research work on the basis of their predominance. Each association is accompanied by a phytocenological table. For each species there are recorded : the presence with the respective percentage, the biological form, the ecological and consumability categories from which the approximate nutritive value does result.

After brief ecological descriptions and considerations on genesis and evolution, a synthesis showing the presence and the respective percentage has been made.

Institutul Geologic al României

In the final part of the paper a table containing all the cited species is enclosed. The biological form, the ecological category, the consumability category and the power of association are recorded for every species. By the power of association, one means the property of each association to form or not to form a phytocenosis in which it dominates. This power may be : strong (Ma), weak (Sl) or absent (Nu).

VEGETAŢIA LITORALULUI MĂRII NEGRE ÎNTRE NĂVODARI ŞI EFORIE

(Rezumat)

În această lucrare este expusă vegetaţia litoralului pe asociaţii, repartizate pe categorii ecologice precum urmează : vegetaţia arenicolă, vegetaţia de stepă şi vegetaţia mlaştinilor litorale.

Asociaţiile au fost cercetate pe bază de dominanţă. Fiecare asociaţie este întovărăşită de un tabel fitocenologic în care speciile urmează ordinea prezenţei. În dreptul fiecărei specii sînt trecute : prezenţa cu procentul respectiv, forma biologică, categoria ecologică şi categoria de consumabilitate din care reiese valoarea nutritivă aproximativă.

După scurte descrieri ecologice, de geneză şi evoluţie, pentru cele trei categorii de mai sus se fac sinteze cu prezenţa şi procentul respectiv.

La finele lucrării este anexat un tabel cu toate speciile menţionate în lucrare. La fiecare specie este notată forma biologică, categoria ecologică, categoria de consumbilitate şi puterea de asociere. Prin putere de asociere se înţelege calitatea fiecărei specii de a forma sau nu fitocenoze prin dominare. Ea poate fi : mare (Ma), slabă (Sl) sau nulă (Nu).

Institutul Geologic al României

EXCHANGEABLE ALUMINIUM DISTRIBUTION IN ACID SOILS OF ROMANIA

BY

IRINA VINTILĂ [1]

Within acid soils, similar as regards the prevailing pedogenetic processes, the levels of exchangeable aluminium depends upon numerous factors. Among soil-forming factors, the influence of the parent material (Nogina, Rode, 1959; Dobrzánski, 1960) and of drainage conditions (Ragland, Coleman, 1960; Nikodijević, 1965; Juste, 1966) has been emphasized. As regards the proper soil features, evidence was found for the role of pH, and implicitely of base saturation degree, type and amount of clay minerals, organic matter content, etc. (Pratt, 1966). It was concluded that pH is the soil index that best correlates with exchangeable aluminium content (Pionke, Corey, 1967), and that for the same values of pH or base saturation degree exchangeable aluminium values are usually higher in the argillic B horizons than in the upper horizons (Coleman et al., 1959; Florea et al., 1964).

There are relatively few data in literature concerning exchangeable aluminium level in different acid soils and they do not allow a generalization, especially for subsoil horizons. The present paper deals with the distribution of the exchangeable aluminium in the main oligobasic and oligomesobasic (BS $< 55\%$) agricultural soils in Romania, formed on different parent materials and under different climatic conditions, and stresses the characteristics of aluminium profile distribution and of relationships between the latter and different soil properties.

[1] Research Institute for Land Reclamation and Soil Science, Bucharest, Romania.

Institutul Geologic al României

MATERIAL AND METHODS

Soils presented in this paper (104 profiles) constituted the object of complex physical, chemical and mineralogical characterizations in a number of papers having a regional character (C h i r i a c et al., 1965, 1967; V i n t i l ă et al., 1966, 1968; M ă n u c ă et al., 1969).

From a genetic standpoint, the investigated soils belong to Strongly Developed Lessivé, Brun Lessivé and Brun Acide soils. The soils formed on coarse- and medium-textured parent materials are usually weakly or moderately pseudogleyed as compared to those formed on fine-textured parent materials, these being strongly pseudogleyed. Brun Lessivé soils belong to the three bioclimatic facies encountered throughout this country, i.e. Brown, Yellowish-Brown and Grey-Brown. They also include in the south of the country some Planosols. The Brun Acide soils were collected from the Făgăraş, Oaş and Lăpuş Intermountain Depressions.

Within each soil type, the profiles were grouped taking into account the factors that affect exchangeable aluminium level and distribution in the profile, i.e. : parent material, debasification degree of the eluvial horizon and thickness of the debasified stratum. It should be stressed that parent materials occurring in the intermountain depressions are more debasified and weathered than those met in the extra-Carpathian piedomonts. In order to estimate soil debasification indices, the criteria adopted in the Soil Map of the Romanian People's Republic (1964) were used. The regional criterium was introduced with a view to express climatic influences and to supersede the insufficient information about other factors.

Exchangeable aluminium was determined by the Sokolov method, by extraction with 1N KCl and titrimetric measurement. For interpreting the results, other analytical data [2] were used as concerns : pH in water and saline suspension at a soil-to-water ratio of 1 : 2.5; base saturation degree (BS) calculated from the sum of the exchangeable hydrogen, as determined by the sodium acetate procedure, and the exchangeable bases extracted by percolation with ammonium acetate; clay (<0.002 mm), as determined by the pipette method, the Katchinski method for the pretreatment of the samples being used.

The results concerning exchangeable aluminium are presented in graphs and tables; figures in tables represent arithmetic means for each genetic horizon or weighted means for soil layers of different thickness, both being accompanied by standard errors.

[2] Available from published and unpublished reports of Soil Physics and Chemistry Department.

Institutul Geologic al României

RESULTS AND DISCUSSIONS

1. Variation of soil exchangeable aluminium as determined by some soil properties. In the surface horizons of the oligobasic soils (table 1), that are characterized by base saturation degree between 6 and 30%, the values of exchangeable aluminium range from 48 to 7 mg Al per 100 g soil. Outstanding are some soils from the Lăpuş Depression and from the piedmont region of Moldova, used as hayfields or relatively recently released for cropping, that present very high aluminium contents (28—48 mg). The oligomesobasic soils (table 2), whose base saturation degree keeps within the characteristic limits for this debasification stage (30—55%), exhibit values of 14—0.2 mg Al per 100 g soil.

The variation of exchangeable aluminium content versus base saturation degree has a curviliniar character (fig. 1a), already reported in literature (F l o r e a et al., 1964). All the soils, regardless of the genetic type or of management systems have fitted into the same curve, evidently differing from each other according to the range in which they were placed.

A tendency towards higher values in soils with a higher clay content (>25%), particularly in the oligomesobasic, superficially debasified soils from the Someş and Crişuri Piedmonts, was observed.

A similar variation pattern in exchangeable aluminium appears in accordance with soil pH (fig. 1b). In the very strongly acid range (pH $\leqslant$ 5), where aluminium is found as a trivalent cation complex—a form specifically extractable with potassium chloride—the values encountered are high and exhibit a wide variation (4—48 mg). Beginning with pH 5,0, at which point the passage of aluminium in nonexchangeable hydroxy-Al cations and in aluminium hydroxide occurs, the values of exchangeable aluminium are evidently smaller (<11 mg), particularly at pH 5.5 ($\leqslant$2mg). The formerly stated finding that fine-textured soils exhibit a higher aluminium content is also validated.

The relationships between exchangeable aluminium, on the one hand, and the BS and pH values, on the other, appear different in argillic B horizons as compared to the top ones; they reflect the changes in ratio between the two components of the exchange capacity (L e f e b r e-D r o u e t, M é r i a u x, 1963) and the tendency of the subsoils to become more predominantly Al saturated (M c L e a n, 1965). Other base saturation and pH values, significant in what concerns aluminium mobility, are observed (fig. 1c and 1d). Thus the highest values of aluminium appear at pH $\leqslant$ 5.5; at pH 5.5 the aluminium values are also the most varied

Institutul Geologic al României

TABLE 1

Exchangeable aluminium content in Oligobasic Strongly Developed Lessivé and Brun Lessivé soils (mg Al per 100 g soil)

Profile debasification (BS < 55%)	Region	Lăpuș Depression		Oaș, Baia-Mare and Făgăraș Depressions		Someș and Crișuri Piedmonts		Piedmont zone of Moldova and Suceava Tablelands	Getic Piedmont	
	Parent material / Genetic horizons; weighted means[1]	Sandstones; sandstones alternating with clays	Clays	Medium loams	Heavy loams	Medium loams	Heavy loams	Coarse and medium loams	Coarse loams	Heavy loams and clays
Deep (> 75 cm)	Number of profiles	5	2	4	4	3	3	5	2	3
	A1	22.0±2.7	33.0±5.0	12.8±1.1	15.5±4.8	6.7±4.3[1]	8.7±3.3[1]	15.6±4.0	9.9±1.0	11.0±1.0
	A2	21.0±1.5	37.0±1.0	23.5±1.8	22.5±3.7	12.3±5.4	19.3±0.7	20.2±3.2	16.0±2.2	19.3±3.9
	AB or B1	26.0±0.9	48.5±6.5	26.5±0.9	30.5±2.1	19.0±3.6	34.7±6.3	29.4±2.8	35.1±1.7	30.3±0.6
	Bt21	29.8±0.9	69.5±2.6	31.0±1.9	45.3±1.9	28.0±4.6	40.3±2.6	36.2±4.0	35.9±2.7	41.7±1.7
	Bt22	25.0±2.7	76.0±19.0	21.3±3.5	35.0±1.7	7.7±3.4	22.3±1.6	17.8±4.3	25.8±1.9	27.7±5.2
	0–50 cm	22.0±1.3	35.5±0.5	17.7±4.2	23.2±3.9	11.0±4.6	14.3±1.2	19.6±1.7	19.0±1.8	19.6±1.2
	50–75 cm	26.0±2.1	62.0±2.8	27.7±3.1	40.0±4.5	24.0±2.1	37.6±2.9	31.8±2.3	35.0±2.7	40.3±1.4
	75–100 cm	22.5±2.0	74.0±7.0	23.7±3.2	28.0±6.1	23.3±1.8	31.3±4.6	21.4±1.4	32.0±3.2	29.3±4.1
Moderate (50–75 cm)	Number of profiles	—	—	8	3	—	—	2	2	—
	A1			14.3±1.9	16.3±4.2			40.5±7.5	8.2±1.0	
	A2			22.0±0.7	18.0±5.8			38.5±8.5	17.5±1.6	
	AB or B1			27.6±1.4	36.0±2.1			23.5±2.5	19.6±1.9	
	Bt21			20.1±3.4	35.7±2.6			13.0±1.0	16.0±1.3	
	Bt22			7.4±1.0	19.7±2.0			3.0±2.0	7.2±0.9	
	0–50 cm			19.6±0.9	22.0±3.8			34.0±1.0	13.0±1.8	
	50–75 cm			26.8±2.6	34.3±2.4			9.5±2.5	16.8±2.1	
	75–100 cm			11.4±1.6	29.6±1.3			4.0±1.0	5.0±1.0	

[1] Oligomesobasic soils

Institutul Geologic al României

TABLE 2

Exchangeable aluminium content in Oligomesobasic Brun Lessivé soils (Strongly and Moderately Developed) (mg Al per 100 g soil)

Profile debasification (BS < 55%)	Region / Parent material / Genetic horizons; weighted means	Făgăraș Depression		Someș and Crișuri Piedmonts		Succava Tableland		Getic Piedmont	
		Coarse and medium loams	Heavy loams	Medium loams	Heavy loams and clays	Medium loams	Heavy loams	Medium loams	Clays
Moderate (50—75 cm)	Number of profiles	2	2	—	4	4	2	—	—
	A1	7.0±1.0	9.0±4.0		6.3±2.2	11.5±1.8	15.0±1.0		
	A2 or A1A2	8.5±2.6	15.0±1.0		10.0±4.7	17.8±4.1	15.5±0.7		
	AB or B1	11.5±2.6	19.5±1.6		18.3±0.7	16.0±2.1	19.0±1.0		
	Bt21	8.0±2.0	25.0±3.0		34.7±0.9	11.8±2.8	13.5±1.4		
	Bt22	2.0±1.0	8.5±2.0		9.7±0.2	4.0±0.7	2.0±1.0		
	0—50 cm	8.0±2.0	13.5±2.5		13.0±1.0	15.5±1.6	15.5±0.7		
	50—75 cm	5.0±2.0	22.0±5.0		23.0±6.2	11.5±1.9	16.0±3.0		
	75—100 cm	4.5±0.5	8.5±3.5		9.4±4.8	5.2±0.3	2.2±1.1		
Superficial (< 50 cm)	Number of profiles	4	—		6	5	2	2	3
	A1	2.3±0.6		6.0±2.4	11.5±0.8	6.4±1.2	9.0±3.0	5.9±1.6	10.0±3.0
	AB or B1	6.8±1.0		14.3±2.8	22.2±3.3	10.6±1.8	22.0±4.0	11.0±1.1	15.0±2.6
	Bt21	5.2±1.4		11.7±2.0	23.1±1.5	9.0±1.1	15.5±0.7	10.3±0.6	36.3±2.9
	Bt22	2.5±1.2		2.8±1.1	8.3±3.6	2.4±0.9	1.0±0.5	1.2±0.4	29.7±3.0
	0—50 cm	3.7±1.1		10.5±1.9	18.3±1.3	6.2±0.9	20.7±1.9	8.0±1.6	15.3±3.3
	50—75 cm	5.0±1.3		10.1±1.6	15.0±2.9	8.2±0.8	17.8±2.0	12.5±1.9	35.0±2.0
	75—100 cm	2.5±1.2		3.1±0.9	3.1±1.1	2.8±1.0	1.2±0.4	1.6±0.7	15.7±2.3

Institutul Geologic al României

(10—57 mg). Obviously higher values appear in soils with a higher clay content (>40%), as compared to those with a lower content.

With respect to values of 8 mg Al per 100 g soil (Diakova, Bolotina, quoted by Askinazi, 1960) or of 1 me Al per 100 g

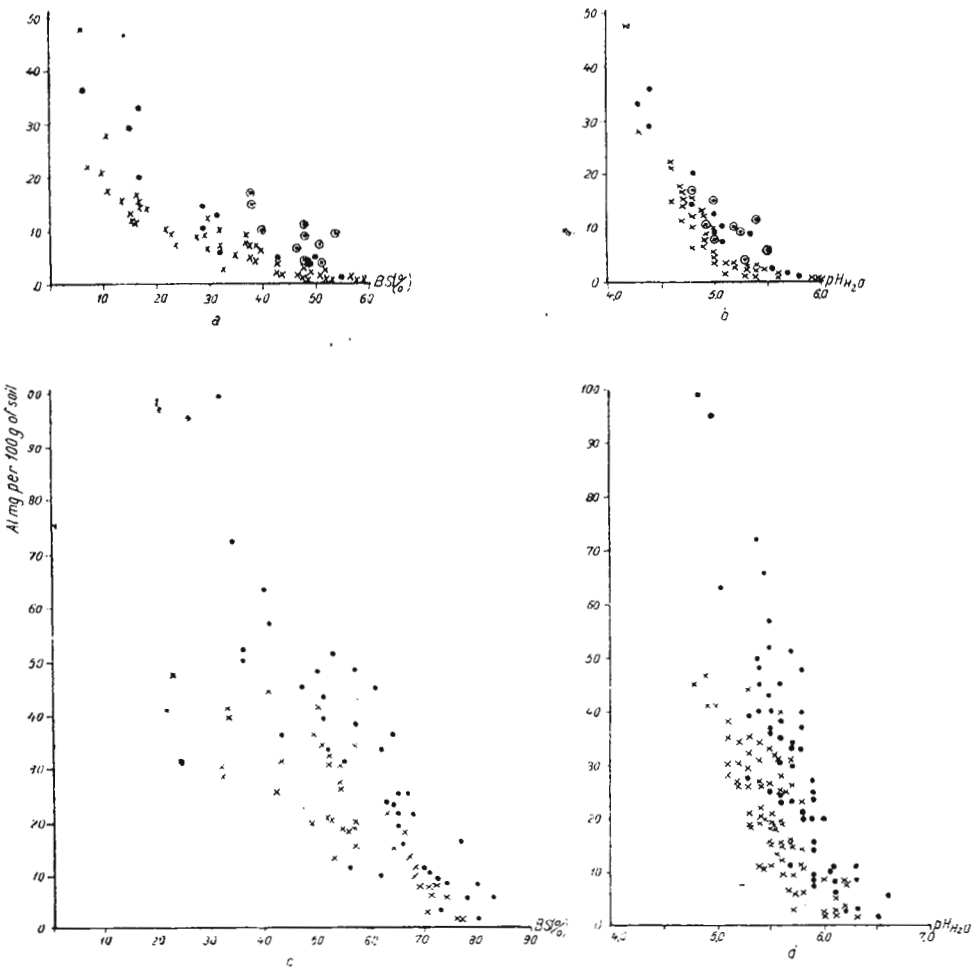


Fig. 1. — Exchangeable aluminium content of acid soils as influenced by base saturation degree (*a*, surface horizons; *c*, argillic B horizons) and pH level (*b*, surface horizons; *d*, argillic B horizons).

a and *b* × Soils with clay content ⩽ 25%
. Soils with clay content > 25%
⊙ Soils with clay content > 25% from the Someș and Crișuri Piedmonts
c and *d* × Soils with clay content ⩽ 40%
. Soils with clay content > 40%

Institutul Geologic al României

soil (P r a t t , 1966), considered as indicatives for the presence of potentially toxic aluminium amounts, it appears that in the surface horizons of oligobasic soils, or in those with a pH $\leqslant$ 5.0, there may occur conditions of phytotoxicity induced by aluminium. Within the oligobasic soils and at pH values of 5,0 to 5.5, values of exchangeable aluminium usually decrease from the above mentioned limits to values $<$ 1 mg. Superficially debasified soils of the Someş and Crişuri Piedmonts constitute an exception since exchangeable aluminium values range around 10 mg even for a base saturation degree of 55%. This characteristic, attributed to a higher clay content, could also be ascribed to a higher buffer capacity of these soils. The value of 1 me Al per 100 g soil at a pH of 5.5 would indicate according to C o l e m a n et al. (1958) restrictive conditions for the development of the root system.

2. **Profile distribution of exchangeable aluminium.** In the profile, exchangeable aluminium exhibits several types of distribution, according to soil type and to the way the different factors that play a part in aluminium mobilization have interferrated. They are included in 3 main distribution types, shown in fig. 2, for soils under natural hayfields and that have not been modified by chemical treatments :

a) *Maxima values of exchangeable aluminium at the surface or within A1 horizon , gradually and continuously decreasing in the profile.* In this type of variation may be included the moderately deep debasified soils (oligobasic and oligomesobasic) with argillic B horizon, formed especially on medium-textured parent materials covering the piedmont region of Moldova, and some similar soils from the Făgăraş Depression. It is moreover characteristic for the oligobasic and oligomesobasic Brun Acide soils, except the strongly weathered ones from the Lăpuş Depression. The soils with argillic B horizon are characterized (fig. 2a) by a rather distinct transition from the eluvial to the argillic horizon, that appears around 50 cm depth and whose maximum content in clay is found in the Bt21 horizon. For this type of distribution the agreement existing between the continuous decrease of aluminium content in the profile, and the increase in the same direction of base saturation degree, should also be emphasized. The pH_{H_2O} values continually increase downwards the profile, reaching values$>$5.5 at depths situated between 50 and 75 cm. The pH_{KCl} values increase slightly or keep constant in the profile.

The weighted means (tables 1 and 2) also show a marked and consistent decrease of exchangeable aluminium in the profile of these soils.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

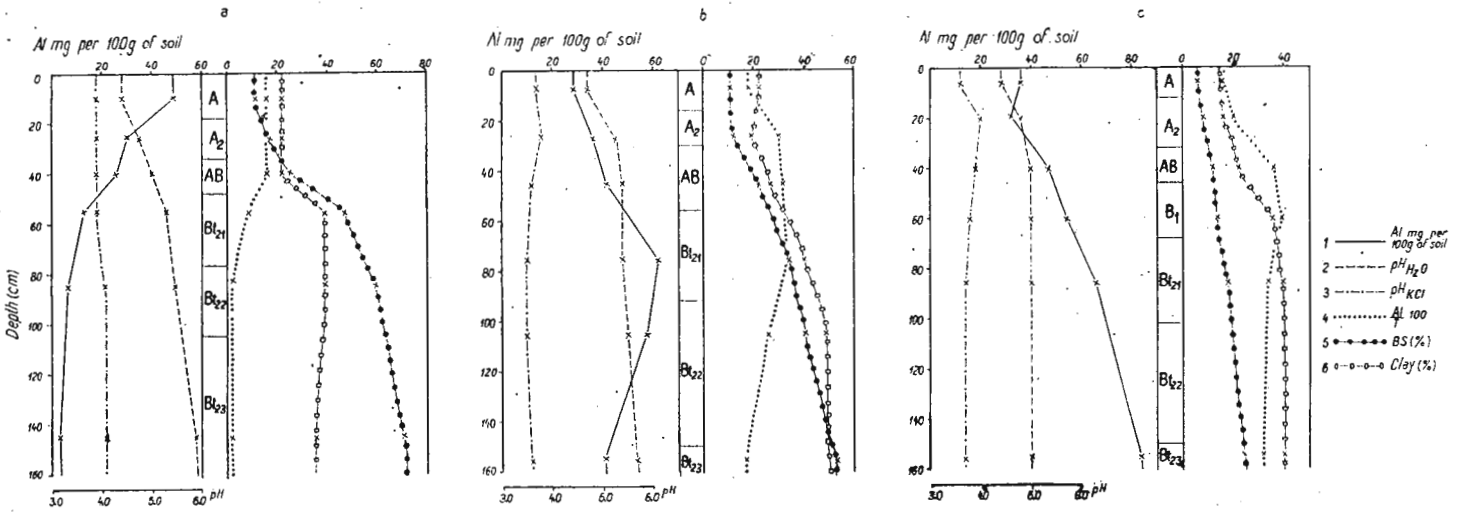


Fig. 2. — Distribution pattern of exchangeable aluminium in the soil profile

a, Maxima values in the A1 horizon: Strongly Developed *Lessivé* soil (oligobasic and moderately deep debasified) from Mălini, Piedmont Region of Moldova; *b*, Maxima values in the argillic B horizon: Strongly Developed *Lessivé* soil (oligobasic and deeply debasified) from Borcuț, Lăpuș Depression; *c*, Maxima values towards the profile basis: Red-Yellow Podzolic soil (oligobasic and very deeply debasified) from Lăpuș, Lăpuș Depression.

b) Maxima values of exchangeable aluminium in the AB, B1, Bt21 or Bt22 horizons. The greatest part of the investigated Strongly Developed Lessivé and Brun Lessivé soils exhibits this type of aluminium distribution in the profile. Some variants appear according to the debasification depth of the soil profile and to its textural characteristics.

In the deeply debasified oligobasic soils, regardless of the nature of parent materials, the highest content in exchangeable aluminium is situated at the level of the Bt21 horizon (table 1). The only exception appears in the soils of the Lăpuş Depression, derived from clay, in which exchangeable aluminium shows highest values in the Bt22 horizon. In all these soils the argillic B horizon occurs at depths ranging between 50 and 75 cm. Clay content presents either high values at the level of Bt21 ot Bt22 horizons. as in the case of soils from the Someş, Crişuri or Getic Piedmonts, or a slow increase towards the deeper B subhorizons, as in most of the other soils. As may be seen in fig 2b, the distribution of exchangeable aluminium in the profile appears independent of the pH level and of base saturation degree up to the horizons below that in which aluminium exhibits the highest values. Thus in a soil profile thickness that can reach 75 cm and where pH values < 5.5 are found, the increase of exchangeable aluminium appears evidently dependent on clay content increase. In contrast to BS and pH_{H_2O} that generally increase in the profile, the pH_{KCl} values register a minimum in the horizons with high aluminium values. Aluminium saturation varies parallely with aluminium amounts.

Within the moderately deep debasified soils — oligobasic (table 1) and oligomesobasic (table 2) — the highest exchangeable aluminium amounts occur usually in the AB or B1 horizons in soils formed on coarse- and medium-textured parent materials and in the Bt21 horizon in soils derived from fine-textured parent materials. Although the highest weighted means appear at 50—75 cm depth, very close values to these means are recorded for 0—50 cm layer in soils formed on coarse- and medium-textured parent materials.

Superficially debasified soils (table 2), particularly widespread in the extra-Carpathian Piedmonts, are characterized by high aluminium contents in the AB horizon, an exception being constituted by some soils formed on clay (Planosols), where highest contents are found in the Bt21 horizon. It is thought that in some superficially debasified soils, the present type of distribution with maxima aluminium values in AB horizon, could originate from the first type of distribution, as a consequence of cultural practice applied. In the superficially debasified soils, the Bt horizon

Institutul Geologic al României

occur from 35 to 50 cm. In general, down to 50 cm, respectively down to the Bt horizon, the soil pH rises to values >5.5 and base saturation degree frequently reaches values of 57—67%. The exceptionally high values of exchangeable aluminium in respect to conditions of reaction and debasification met in soils formed on clay, whose clay content in the Bt horizon varies between 52 and 61%, should be stressed.

c) *High values of exchangeable aluminium at soil surface, that gradually increase towards profile basis.* This type of aluminium distribution was encountered in a soil with thick A and Bt horizons (fig. 2 c) and in some Brun Acide soils from the Lăpuş Depression. Under conditions of advanced debasification (V ⩽ 25%) and high acidity (pH 4.4—5.0) on a considerable depth of the soil profile (>160 cm), exchangeable aluminium continually increases from 36 mg at the surface to 83 mg Al per 100g soil at 150—160 cm depth. The nearly constant value of aluminium saturation within the argillic B horizon should be stressed. A similar type of distribution was presented by Mc Caleb (1959) for some Red-Yellow Podzolic soils (Ultisols) of the USA, a reason that, alongside advanced debasification and other morphochromatic characters, would justify the inclusion of the investigated profile in this taxonomic unit.

CONCLUSIONS

1. Content of exchangeable aluminium in the soil varies according to pH and respectively debasification degree, and to clay content, the importance of this last factor increasing in the argillic B horizon.

2. Profile distribution of exchangeable aluminium presents three main types of variation in the investigated acid soils, namely maxima values in the A1 horizon, in the argillic B horizon or towards the profile basis. They are mainly determined by the depth of soil debasification and by soil textural characteristics.

3. In surface horizons, in all the oligobasic soils and in those with a pH⩽5.0 potentially toxic amounts of aluminium exist (>8 mg Al per 100 g soil), while in the oligomesobasic soils the aluminium values lie around or under these limits.

Institutul Geologic al României

REFERENCES

Askinazi D. L. (1960) Metody opredelenija nuzhdaemosti dernovopodzolistykh i podzolistykh pochiv v izvestkovanii, in Agrokhimicheskie metody issledovanija pochiv. *Izd. Akad. Nauk* SSSR, Moscova.

Chiriac A., Băjescu I., Daniliuc D., Mănucă O., Moţoc E., Vintilă I. (1965) Condiţiile de aciditate şi starea de aprovizionare cu elemente de nutriţie a solurilor acide din depresiunea Făgăraşului. *Anal. Secţ. Pedol.* I.C.C.A., XXXIII, Bucureşti.

— Băjescu I., Daniliuc D., Gâţă Gh., Moţoc E., Vintilă I. (1967) Proprietăţile fizice şi chimice şi alcătuirea mineralogică a unor soluri acide din Depresiunea Lăpuş. *An. ICIFP., Pedol.*, I (XXXV), Bucureşti.

Coleman N. T., Kamprath E. J., Weed S. B. (1958) Liming, in Advances in Agronomy, X, New York.

— Weed S. B., Mc Cracken R. J. (1959) Cation-exchange capacity and exchangeable cations in Piedmont soils of North Carolina. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 23, Madison, Wisconsin, U.S.A.

Dobrzánski B. (1960) Influence of the parent rock and of utilization of the land on the mobile aluminium content in the soil. *Trans. 7th Intern. Cong. Soil. Sci.*, II, Madison, Wisconsin.

Florea N., Stoica E., Manes S. (1964) Corelaţii între saturaţia în cationii de schimb şi gradul de saturaţie în baze la solurile zonale din R. P. Română. *Studii Pedologice*, III, Bucureşti.

Juste C. (1966) Contribution à l'étude de la dynamique de l'aluminium dans les soles acides du Sud-Ouest atlantique : application à leur mise en valeur. *Ann. Agr.*, 17, Paris.

Lefebre-Drouet E., Mériaux S. (1963) Bilan des cations échangeables en sols lessivés. *Ann. Agr.*, 13, Paris.

Mănucă O., Băjescu I., Chiriac A., Daniliuc D., Dumitriu R., Gâţă Gh., Vintilă I., Naggy M. Însuşirile fizice, chimice şi caracteristicele mineralogice ale solurilor acide din Cîmpia piemontană a Crişurilor. *An. ICIFP, Pedol.*, III (XXXVII) (in press), Bucureşti.

Mc Caleb S. B. (1959) The genesis of the Red-Yellow Podzolic soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 23, Madison, Wisconsin, U.S.A.

Mc Lean E. O. (1965) Aluminium, in Methods of Soil Analysis, Part. 2,ASA Inc. Publisher, Madison, Wisconsin.

Nikodijević V. (1965) Sadrzaj i dinamika aluminijuma u parapodzolu (pseudogleyc) zapodne Srbije. *Arhiv za Poljoprivredne Nauke*, 63, Beograd.

Nogina N. A., Rode T. A. (1959) O vlijanii porod na protsessy pochivoobrazovanija. *Pochivovedenie*, 10, Moskva.

Pionke H. B., Corey R. B., (1967) Relations between acidic aluminium and soil pH, clay and organic matter. *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.*, 31, Madison, Wisconsin, U.S.A.

Pratt P. P. (1966) Aluminium, in Diagnostic Criteria for Plants and Soils, University of California, Division of Agricultural Sciences,, Barkeley.

Ragland J. L., Coleman N. T. (1959) The effect of soil solution aluminium and calcium on root growth. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 23, Madison, Wisconsin, U.S.A.

Institutul Geologic al României

Vintilă I., Băjescu I., Chiriac A., Daniliuc D., Gâță Gh., Mănucă O., Moțoc E., Boeriu I. (1966) Proprietățile mineralogice, fizice și chimice ale unor soluri acide din nord-vestul Republicii Socialiste România. *Anal. Secț. Pedol.* I.C.C.A. XXXIV, București.

— Băjescu I., Chiriac A., Daniliuc D., Dumitriu R., Gâță Gh. (1968) Proprietățile fizice, chimice și caracteristicile mineralogice ale solurilor acide din Nord-Vestul Moldovei. *An. ICIFP, Pedol.*, II (XXXVI) București.

* * * (1964) Soil Map of the Romanian Peoples's Republic.

LA RÉPARTITION DE L'ALUMINIUM ÉCHANGEABLE DANS CERTAINS SOLS ACIDES DE ROUMANIE

(Résumé)

On présente des résultats concernant les taux d'aluminium échangeable dans certains principaux types de sols acides à utilisation agricole, oligobasiques (tableau 1) et oligomésobasiques (tableau 2), formés sous différents conditions climatiques et de substratum lithologique.

Dans les horizons de surface, les taux d'aluminium échangeable varient notamment en fonction de pH et respectivement de taux de saturation en bases, tandis que dans les horizons argilo-illuviaux ils dépendent aussi du taux en argile (fig. 1).

On a constaté que la répartition de l'aluminium échangeable le long du profil (fig. 2) présente trois types principaux de variation : valeurs maxima dans l'horizon A1, dans l'horizon argillic ou vers le fond du profil. Ils sont déterminés dans la plus grande mesure par la profondeur de débasification et par la texture du sol.

Dans les horizons de surface des sols oligobasiques ou des sols à pH $\leqslant$ 5,0 il y a des quantités potentiellement toxiques d'aluminium échangeable ; dans les sols oligomésobasiques l'aluminium échangeable présente des valeurs voisines ou inférieures à la limite de 1 me Al per 100 g sol, considerée comme indicatrice pour la manifestation des phenomènes de phytotoxicité.

Institutul Geologic al României

ASPECTE ALE REPARTIȚIEI ALUMINIULUI SCHIMBABIL ÎN UNELE SOLURI ACIDE DIN ROMANIA

(Rezumat)

Se prezintă situația aluminiului schimbabil în principalele soluri acide cu folosință agricolă, oligobazice (tabel 1) și oligomezobazice (tabel 2), formate în diferite condiții climatice și de substrat litologic.

În orizontul de suprafață, conținutul de aluminiu schimbabil a variat îndeosebi în raport cu condițiile de reacție și respectiv gradul de debazificare a solului, în timp ce în orizontul argilo-iluvial a depins și de conținutul de argilă din sol (fig. 1).

S-a constatat că repartiția pe profil a aluminiului schimbabil (fig. 2) se încadrează în trei tipuri principale de variație: valori maxime în orizontul A1, în orizontul argilo-iluvial sau spre baza profilului. Ea este determinată în cea mai mare măsură de profunzimea de debazificare a solului și de caracteristicile sale texturale.

În orizontul de suprafață, la toate solurile oligobazice și la cele cu pH $\leqslant$ 5 există cantități potențial toxice de aluminiu, în timp ce la solurile oligomezobazice valorile aluminiului se situează în jurul acestei limite sau sub aceasta.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ON THE THREE MAIN TYPES OF PARENT ROCKS AND THEIR INFLUENCE UPON THE SOIL-FORMING PROCESS IN VARIOUS BIOCLIMATIC ZONES

BY

V. M. FRIDLAND [1]

Investigations of the relationships between the properties of soils and soil-forming factors occupy a specific place in a number of N. Cernescu's outstanding works on the genesis and geography of soils. The results of these investigations have made it possible for Cernescu to single out a specific soil type — the Pseudorendzinas (Florea et al., 1968), to explicate the formation of the Mountainous Humus-illuvial Podzols in the Carpathians (Cernescu, 1933), to demonstrate the effect of the intrasoil weathering on the composition of exchangeable cations in the soils (Cernescu, 1941) and to solve a number of other important problems. Analysis of the influence of parent materials on the soil-forming processes is considerably dependent on the adopted subdivision which is usually based either on the purely petrographic principle (Cijikov, 1960) or that incorporating to a certain extent the stage of weathering (Polynov, 1933; Volobuev, 1956, 1964).

But there may be another approach. Even at the end of the last century Dockuchaev (1899) wrote... "the zonality phenomena can be observed in the mineral kingdom so to say, by far below soils. Almost all quaternary deposits experience the influence of this zonality" (Dockuchaev, Socinenia, t. VI, p. 426).

Proceeding from the conception on the zonal character of the crusts of weathering confirmed by a tremendous amount of factual material, it can be assumed that the definite products of weathering (acid siallitic for the Podzol soils; saturated siallitic for the forest-steppe zone; calca-

[1] Institute of Geography, Academy of Sciences of the USSR.

Institutul Geologic al României

reous and saline siallitic for the zones of steppe soils and semidesert Brown soils; ferrallitic for the permanently humid tropic forests) are characteristic of each soil zone. Important variations in the character of the soil-forming rocks inside each zone are dependent on the following two factors: (1) composition of the parent rocks and (2) degree of their weathering, i.e. degree of maturity (stage of development) of the crusts of weathering. A phasic approach to the study of the crusts of weathering was especially profoundly developed by P o l y n o v (1934) who has originated a notion of a single row of development of the crusts of weathering that includes the phases of coarse detrital, calcitized, siallitic and allitic crusts of weathering. Nowadays these stages can only be considered as showing a general trend in the development of the crusts of weathering. Under concrete conditions there can be no separate phases or they may acquire some specific features. Hence, various phasic rows of the crusts of weathering are formed which are characteristic of the definite bioclimatic conditions and definite types of weathering rocks. For instance, weathering of acid rocks under humid-tropical conditions is a process of a gradual change of the original minerals and all the stages of this process can only be observed in the multimetre thickness of the crust of weathering composed of: almost fresh rock in the lower part; transitional minerals in the middle and stable products of weathering (minerals of the kaolinite group and minerals — oxides of iron and aluminium) in the upper part. Under the same conditions these stable products are separated in the crust of weathering of parent rocks from the fresh original rock by a layer which is several millimetres thick and any transitional minerals are practically lacking (H a r r i s o n, 1933; F r i d l a n d, 1964).

Without delving deeply into consideration of various rows of weathering we shall only underscore that the soil-forming processes are developing on the crusts of weathering which are at different stages of evolution and that the mineral part of soil can to a various extent be affected by weathering. Importance of this concept was underlined by V i n o g r a d o v (1950) who wrote that "this or that type of soil-forming process from the geochemical point of view can be characterized, first of all, by a depth of destruction of the mineral substance of a soil-forming rock and the final composition of the given type of soils" (p. 248).

The crusts of weathering are formed on both solid and loose rocks representing the upper zone of such rocks and undergoing transformation under the influence of the atmospheric agents, products of life activity of organisms and, not seldom, of the organisms themselves. The degree of distinction of a crust of weathering from the original rock is dependent

Institutul Geologic al României

upon the conditions of weathering and character of the rock undergoing weathering. When weathering affects igneous rocks that are formed under considerably different thermodynamic conditions then those of weathering, the differences between the original rocks and the crusts of weathering are by far greater than those when it affects sedimentary rocks formed under such thermodynamic conditions that do not differ much from the conditions of weathering.

The differences between the original rocks and products of weathering are least distinct when weathering affects sedimentary and especially continental rocks composed of a material which had many times undergone the cycles of weathering in the past. Indeed, granites, undergoing weathering under the same conditions as loesses, turn into the crusts of weathering considerably differing from the original rocks. However, the crusts of weathering are formed in both cases.

The crust of weathering is, at the same time, a soil-forming rock as its upper part involved in an active biological cycle with participation of vegetation and, as a rule, divided into genetically interrelated horizons is a soil. The following two differing in their essence correlations between the soil and the crust of weathering are possible :

(1) The crust of weathering is fully involved in the soil-forming process and the thicknesses of the soil and the crust of weathering fully coincide. The intrasoil weathering in this case is an important constituent of the soil-forming process.

(2) The soil-forming process affects only the upper part of the crust of weathering. In this case the zone of an active transformation of the minerals can be partially located within the soil (then the soil-forming process is essentially interrelated with the intrasoil weathering) or can lie considerably below the soil profile (when the soil-forming process affects the thick ferralitic crusts). In the latter case the intrasoil weathering plays an insignificant role.

Thus, the crusts of weathering are the soil-forming rocks and the soil-forming process can either affect the entire crust of weathering or its upper part.

Proceeding from this viewpoint and basing on the ideas of D o c k u c h a e v about the existence of zonal crusts of weathering and those of P o l y n o v about the phasic character of the weathering processes it is possible to divide all the crusts of weathering, and consequently all the soil-forming rocks in every zone, into the three groups : *immature*, *mature* and *supermature*.

Institutul Geologic al României

TABLE

Zonal Classification of the Soil-forming Rocks

Soil zones	Soil-forming rocks			
	Immature	Mature	Supermature	Special groups
Humid areas				
Tundra and permafrost	Residually-saline, residually calcareous, acid-fersiallitic detrital	Acid detrital siallitic	Loamy and clayey acid	Quartzo-sandy; quartzitic; montmorillonitic-clayey
Podzolic, gray brown podzolic	Residually-saline, residually-calcareous, acid fersiallitic, acid fersiallitic, siallitic detrital	Loamy and clayey acid siallitic	Ferrallitized and ferrallitic	
Red and yellow soils	Residually saline, residually calcareous, fersiallitic and siallitic	Ferrallitized acidic	Ferrallitic, alferritic, allitic	
Red ferrallitic, red-yellow ferralitic	Residually saline, residually calcareous, fersiallitic and siallitic, ferrallitized	Ferrallitic and alferritic	Allitic	
Allitic, humusallitic	Residually saline, residually calcareous, fersiallitic and siallitic, ferrallitized, ferrallitic and alferritic	Allitic	No	
Moderately humid areas				
Arctic and Antarctic	Residually saline, residually calcareous, coarse siallitic detrital	Saturated coarse detrital siallitic	Saturated loamy and clayey, acid coarse detrital and fine-grained	

Institutul Geologic al României

Gray forest soils	Residually saline, residually calcareous, siallitic detrital	Saturated siallitic	Acid siallitic, ferrallitized, ferrallitic, allitic	Quartzo-sandy; Quartzitic; Montmorillonitic-clayey
Red-brown soils of dry savannahs	Residually saline, residually calcareous, siallitic	Ferrallitized weakly acid	Ferrallitic, alferritic, allitic	
Arid areas				
Chernozem, chestnut, brown desertic-steppe, serozem	Residually saline, calcareous rich siallitic detrital	Loamy and clayey calcareous siallitic	Saturated and acid siallitic, fersiallitic ferrallitized, ferrallitic, alferritic, allitic	Quartzo-sandy; Quartzitic Montmorillonitic-clayey
Reddish-brown soils of desertic savannahs, gray-cinnamonic, cinnamonic	Residually saline, calcareous rich siallitic detrital	Loamy and clayey calcareous fersiallitic	Saturated and acid siallitic, ferrallitized, ferrallitic, alferritic, allitic	
Desert soils	No	Saline calcareous siallitic	Loamy and clayey saline, calcareous, saturated and acid; calcareous saturated and acid siallitic, fersiallitic, ferrallitized, ferrallitic, alferritic, allitic	

Institutul Geologic al României

The mature crusts are those crusts of weathering which are with the surrounding medium in the state of a stable equilibrium supported by all the processes characteristic of diverse natural conditions. Such crusts predominate on flatlands and develop alongside with the landscape development as a whole.

The immature crusts are those which have not yet reached the stage of maturity and which, while turning into the mature one, develop not only together with the whole landscape but also within a certain landscape. The weathering processes in these crusts are more speedy and active. The immature crusts of weathering occur, as a rule, on young or constantly rejuvenating surfaces. They are widely distributed in the mountainous and hilly areas.

The supermature crusts are usually the products of a more ancient weathering which had gone under other bioclimatic conditions more favourable for weathering. These crusts predominantly occur on the ancient surfaces and on the younger ones composed of the sediments brought down from the ancient surfaces. The supermature crusts can be formed under modern conditions but in a specific situation (for instance, acid sulphatic weathering in the regions with a wide distribution of the sulphide minerals).

A zonal classification of the soil-forming rocks (table) constructed on the basis of the aforesaid principles does not show their absolute subdivision. Indeed, loamy and clayey acid siallitic rocks in the zone of Podzolic and Podzolic Brown soils are mature rocks. In the zone of tundra and permafrost soils they belong to the supermature and in the zone of Red and Yellow soils to the immature ones. It is possible to supply many examples of this relative subdivision. But it is precisely this relativity that allows to make a profound analysis of many factors.

There is only a slight difference in the development of the soil-forming process on the immature and mature crusts of weathering of the tundra and permafrost zones as the rate of release of the bases and other elements of weathering is considerably lower than that of their removal with the leaching solutions rich in organic substance.

At the same time the soil formation on the supermature crusts of weathering (formed, as a rule, on the initially heavy textured deposits) is distinguished by rather specific features relating to an intensive gleyification. The rate of the base, sesquioxide, and other elements release in the course of weathering is considerably higher in the zones of Podzolic and Podzolic-Brown than that in the zones of tundra and permafrost soils. Therefore, the relation between the release of elements and their

Institutul Geologic al României

removal makes it possible for these elements to exert rather a significant influence on the pedogenesis of soils with a non-differentiated mineral profile, acid or weakly acid reaction and brown colouring. Being distributed on vast territories these soils are related to the types of Brown forest, Brown Taiga and many other groups of soils whose taxonomical significance and correlation are not sufficiently clear. However, soils formed in these zones on the mature soil-forming rocks possess a profile clearly differentiated according to the composition of its mineral part (I v a n o v a, 1947 ; F r i d l a n d, 1955). Such soils are related to Podzolic, Brown-podzolic (Pseudopodzolic) and some other soil types. Soils formed in this zone on the supermature soil-forming rocks do not differ so much from those formed on the mature ones. They are placed in the same soil types and singled out at lower taxonomical level into specific genera. Similar regularities are observed in the humid subtropical and humid tropical zones of Red and Yellow soils, Red-Yellow and Red Ferrallitic and Allitic soils. Soils on the immature soil forming rocks in these zones are singled out as specific soil types known under various names : Sols brunifiés des pays tropicaux (French Class. of Soils, 1967) ; various Inceptisols from the Thermic and Isothermic families (Amer. Soil Class. 1960 ; Suppl. 1964), etc., but according to their properties these soils are close to the Brown Forest soils.

Thus, soils possessing a number of analogous features and united under the name "Brown" are formed on the immature soil-forming rocks of all humid zones characterized by an active process of weathering. These soils, which owe their properties to an active intrasoil weathering whose rates are comparable to those of the substance removal by leaching waters, have not yet been sufficiently investigated and efficiently classified. They can be regarded as soil-eluviums whose soil profile almost fully coincides with that of the crust of weathering making the intrasoil weathering to be the most important component of the soil-forming process.

The Arctic and Antarctic zones are especially distinguished among the zones of the moderately humid areas. The character of the soil-forming rocks here tells but a little on the pedogenesis because of a slow rate of weathering. Therefore, there are no great differences between the soils which are being formed on the immature, mature and supermature rocks. In the zones of Gray Forest soils and Red Brown soils of dry savannahs there is almost no difference between the soils formed on the immature and mature rocks and those formed on the mature and supermature

Institutul Geologic al României

ones. The differences between the first two groups of rocks are due to the influence of the intrasoil weathering on the formation of soils developing on the immature rocks. The differences between the soils in the second pair of rocks are explained by a high degree of weathering, far less saturation and by lack of the illuvial calcareous horizons in the soils formed on the supermature rocks. This regularity observed in the arid zones is contrary to that for the soils in the humid areas. The differences between the soils formed on the immature and mature rocks are relatively not so great. For instance, according to the profile structure, the Chernozems formed on the calcareous rich siallitic detrial rocks differ little from those formed on the loamy and clayey calcareous siallitic ones. In the classifications these soils are treated at a relatively low level, i.e. at a level of genera. The same is true for the other soil types of this group. However, soils of the arid areas formed on the supermature soil-forming rocks have essentially different structure of their profile. They either lack the illuvial-calcareous horizons or have them in a "suspended" form. They are formed due to an aerial accumulation and below them the soil horizons are not calcareous and contain no salts. As a rule, such soils are less saturated. Their reaction is less alkaline and sometimes acid. Up to the present moment classification of these soils has not been sufficiently worked out. Not seldom they are singled out as specific genera. But strictly speaking, they should be classified on a type level. The influence of the two specific groups of soil-forming rocks (quartz sands and montmorillonitic clays) on pedogenesis is of specific interest but it requires special consideration. It should be only mentioned here that the montmorillonitic clays influence the soil formation predominantly as the immature soil-forming rocks and the quartz sands as the supermature ones.

In considering some general regularities relating to the geographical distribution of the three main groups of soil-forming rocks (crusts of weathering) singled out above, it is possible to stress that there are vast areas of prevalence of the mature crusts (the crusts of weathering of various Quaternary deposits in the Russian plain), immature crusts (the crusts of weathering of various solid rocks in the mountainous areas of the Caucasus, the Carpathians, the Central Asia) and supermature crusts (vast areas of the ferrallitized and ferrallitic products of weathering in the Chernozemic, Chestnut and Brown Semidesert soils of the West Kazakhstan). At the same time there are some regions with rather a complex alternation of the mature, immature and supermature crusts of weathering (the Central Kazakhstan hillocky area, the Trans-Ural abraded

Institutul Geologic al României

plateau, etc) or mature and immature ones in the low-mountain or medium-mountain areas of the Southern Siberia, the Urals as well as in the North-Western part of the Russian plain, etc. Complex alternations of the crusts of weathering stipulate development of the complex combinations of soils. For instance, alternation of the immature, rich detrital crusts of weathering and the mature ones in the forests of the moderately oceanic climate brings to life combinations of Brown Forest and Podzolic Brown Forest soils and combinations of various non-podzolised (the so called Slightly Podzolic, Brown forest, Taiga-Permafrost Ferritized, Podburs, etc) and Podzolic soils in the forests of the boreal belt.

Examples of this kind for various soil zones can be supplied in a tremendous amount. However, they will only prove the conclusions. There are considerable differences between the soils developed on the immature, mature and supermature crusts of weathering under both humid and arid conditions. These differences manifest themselves in: the mechanical composition of soils on the immature crusts of weathering; the decreased exchangeable capacity of soils on the supermature crusts of weathering; a decreasing amount of alkali earths and alkalis in the direction from soils on the immature to those on the supermature crusts, and in diminishing (in the same direction) significance of intrasoil weathering for the soil-forming process, etc.

But under the humid and arid conditions these soils differ to various extent. Soils on the immature crusts of weathering are especially distinguished by their properties under the humid climate conditions. The active processes of intrasoil weathering in them are slowing down the main process influencing formation of the upper horizons scanty in clay particles and sesquioxides and their accumulation in the middle and lower parts of the profile. In this connection, it should be said that the soils formed on the immature crusts of weathering are, as a rule, singled out into special soil types or larger soil groups (various Brown Forest, Mountain Meadow, Sod Lithogenic, Podburs, etc). Similarity of these soils allows to single them out into a special class subdivided into a number of types.

Under the arid climatic conditions characterized by the weakened processes of the intrasoil weathering there is a smaller difference between the soils formed on the immature crusts of weathering and those formed on the mature ones. Soils on the supermature crusts of weathering are much more notable for their properties. They are either non-calcareous or slightly calcareous. In the latter case their lower horizons contain no carbonates at all ("suspended calcareous horizons"). They are less saline

Institutul Geologic al României

and their salt horizons are also "suspended". The difference in the exchange capacity of these soils is much more pronounced.

Therefore, the soils formed on the immature and mature crust of weathering under arid conditions are singled out on a lower taxonomical level than the same soils formed under humid conditions, and the soils formed on the supermature crusts should be singled out on a high taxonomical level.

The reason for this distinction is quite evident. Under conditions of the percolative water regime when processes of removal prevail, accumulative processes in the soils on the immature crusts which are constantly enriched in the elements released in the course of weathering actively withstand the processes of their removal. The release of elements in the course of weathering in the mature and supermature crusts is considerably weakened or lacking; the processes withstanding removal of the elements are weaker and the distinctions between the soils formed on those crusts are relatively small. Under conditions of the nonpercolative water regime when considerable amounts of many products of weathering including bases are accumulated in the crust of weathering, the geochemical contrast is created not by the immature but, on the contrary, by the supermature crusts lacking not only the simple salts of the alkali earths and alkalis but also the bases in the silicates. The distinction between the soils on the immature and mature crusts in this case is less considerable.

In the cold areas (irrespective of their degree of humidity) the slow rate of weathering and soil formation diminishes the dependence of the soil forming processes on the degree of weathering of the soil-forming rocks.

The main differences between the soils formed on various soil-forming rocks are determined under these conditions not by the substances released in the course of weathering but by diverse physical properties and, first of all, the mechanical composition of rocks.

Alternations of the soil-forming rocks of the diverse levels of maturity make the character of the soil cover more complex and determine many regularities relating to the geography of soils.

REFERENCES

Cernescu N. (1933) Zone de soluri în Bucegi. *Bul. Soc. Nat. Rom.*, 4.

— (1941) Die Austauschfähigen Kationen in den Profilen der zonalen Bodentypen Rumäniens und ihr Verhalten beim Verwitterungsprozess. *Annal. fac. d'Agron.*, Bucarest.

Institutul Geologic al României

— (1959) Seriile trofice ale tipurilor genetice de sol din zona forestieră. Volum omagial Traian Săvulescu, cu prilejul împlinirii a 70 de ani. Acad. R.P.R., Bucureşti.
Cijikov P. N. (1960) Carta pocivoobrazuiuscih porod SSSR. *Pocivovedenie*, 5.
Dockucheaev V. V. (1899) O zonalinosti v mineralinom ţarstve.
Florea N., Munteanu I., Rapaport Camelia, Chiţu C., Opriş M. (1968) Geografia solurilor României. Ed. ştiinţifică, Bucureşti.
Fridland V. M. (1955) O roli vivetrevaniea v sozdanii pocivennovo profilea i o rezdelenii pocivennoi massi. *Pocivovedenie*, 12.
— (1964) Pocivi i cory vivetrevaniea vlajnih tropikov. *Izd. „Nauka"*, Moskva.
Harrison J. B. (1933) The catomorphism of igneous rocks under humid tropical condition. Harpenden.
Ivanova E. N. (1947) Pocivi Urala. *Pocivovedenie*, 4.
Polinov B. B. (1933) Classificaţia pocivoobrazuiuşcih porod. V cn., „Zadaci i metodi pocivennih issledovanii". Selhozghiz, M—L.
— (1934) Cora vivetravaniea. *Izd. AN SSSR*, L.
Vinogradov A. P. (1950) Gheohimia redchih i rasseeanih elementov v pocive. *Izd. AN SSSR*, Moskva.
Volobuev V. P. (1956) Ob osnovah classificaţii pociv. *Pocivovedenie*, 8.
— (1964) Ob osnovah gheneticeskoi classificaţii pociv. *Pocivovedenie*, 12.
* * * Soil classification. A comprehensive system 7-th Approximation, USDA 1960; and Supplement, 1964.
* * * Classification des sols. Edition 1967. Travaux CPCS 1963—1967.

SUR TROIS TYPES DE ROCHES PARENTALES ET LEUR INFLUENCE DANS LES PROCESSUS DE PÉDOGENÈSE DE DIFFÉRENTES ZONES BIOCLIMATIQUES

(Résumé)

En considérant que les croûtes d'altération sont des matériaux originaux des sols et que le processus de pédogènese peut affecter soit la croûte d'altération toute entière soit uniquement sa partie supérieure, et basé en même temps sur la conception de Dokuceaev concernant l'existence des croûtes d'altération zonales et sur celle de Polynov concernant le caractère phasique du processus d'altération, l'auteur conclut que ces croûtes — et respectivement tous les matériaux originaux des sols — peuvent être divisés en trois groupes : imatures, matures et supermatures.

Une classification en zones des matériaux originaux (tableau) ne peut pas avoir le caractère d'une subdivision absolue, dans certaines conditions climatiques de faibles différences pouvant exister pour ce

Institutul Geologic al României

qui est des processus de pédogenèse ; toutefois des caractères spécifiques à chaque groupe existent aussi.

Quant à la distribution géographique, on constate que sur certaines surfaces vastes dominent les croûtes matures (différents dépôts quaternaires qui couvrent la Plaine russe), sur d'autres celles imatures (régions montanes) et sur d'autres celles supermatures (l'ouest du Kazahstan, où l'on trouve des croûtes d'altération ferralitisées et ferralitiques sur lesquels se sont formés les sols chernozémiques, châtains et bruns sémiarides). Il y a des cas où les croûtes d'altération matures, imatures et supermatures alternent. En pareilles régions la couverture du sol, elle aussi, est complexe.

Des différences considérables existent entre les sols développés sur les croûtes d'altération des différents types dans les conditions de climat humide et aride.

ASUPRA A TREI TIPURI DE ROCI PARENTALE ŞI INFLUENŢA LOR ÎN PROCESUL DE PEDOGENEZĂ ÎN DIFERITE ZONE BIOCLIMATICE

(Rezumat)

Plecînd de la ideea că, crustele de alterare sînt materiale parentale de sol şi că procesul de pedogeneză poate afecta fie întreaga crustă de alterare fie numai partea ei superioară şi bazîndu-se pe concepţia lui D o k u c e a e v asupra existenţei crustelor de alterare zonale şi pe cea a lui P o l î n o v asupra caracterului fazic al procesului de alterare, autorul ajunge la concluzia că aceste cruste — şi respectiv toate materialele parentale ale solurilor — pot fi împărţite în trei grupe : imature, mature şi supermature.

O clasificare zonală a materialelor parentale (tabelul) nu poate avea caracterul unei subdiviziuni absolute, în anumite condiţii climatice putînd exista diferenţe mici în ceea ce priveşte procesul de pedogeneză ; există însă şi caractere specifice fiecărei grupe.

În ceea ce priveşte distribuţia geografică, se constată că pe unele areale mari domină crustele mature (diferitele depozite cuaternare care acoperă cîmpia rusă), pe altele cele imature (regiunile montane), iar pe altele cele supermature (în vestul Kazahstanului, crustele de alterare

Institutul Geologic al României

feralitizate şi feralitice pe care s-au format soluri cernoziomice, castanii şi brune semiaride). În unele cazuri alternează crustele de alterare mature, imature şi supermature. În asemenea regiuni şi învelişul de soluri este complex.

Există diferenţe considerabile între solurile dezvoltate pe cruste de alterare de diferite tipuri în condiţii de climat umed şi arid.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ОБЩНОСТЬ ЧЕРНОЗЁМОВ ПРИДУНАЙСКОГО РЕГИОНА ЕВРОПЫ

И. А. КРУПЕНИКОВ [1]

По современным почвенно-географическим представлениям широтная зона чернозёмных почв Евразии разделяется на четыре меридиональные фации. Юго-западная фация охватывает группу равнинных районов Восточной Европы, относящихся к бассейнам среднего и нижнего течения Дуная и его притоков, а также нижнего Днестра. Сюда же входят чернозёмные районы западной части Северного Кавказа и Закавказья. В целом эту фацию можно назвать Дунайско-Понтийской. Ниже рассматриваются только чернозёмы придунайской области.

Первые мысли о существовании придунайских чернзёмов и их фациальных особенностях восходят к концу прошлого—началу нынешнего века и связаны с именами Докучаева (1883, 1900), Сибирцева (1901), Мургоча (1957) и др. Однако современные идеи по этому вопросу начали кристаллизоваться недавно, когда в придунайских странах были развернуты детальные географические, химико-генетические, физико-гидрогеологические, агрономические и мелиоративные исследования чернозёмов с применением многих современных полевых и лабораторных методов и в обстановке интенсивного обмена информацией. К настоящему времени это выразилось в следующем:

1. Опубликован ряд монографий и статей, достаточно всесторонне освещающих особенности придунайских чернозёмов. Здесь из большого числа публикаций могут быть упомянуты следующие работы: по СССР Ивановой и Розова (1958), Герасимова (1960), Крупеникова (1967), по Румынии Чернеску (1956), Флоря (1960, 1962), по Болгарии Койнова (1964), по Югославии Филиповского и Чирича (1963), по Венгрии Сюча (1963), по Чехословакии Грашко (1964), по Австрии Франца (1955).

2. Составлены новые подробные почвенные карты Румынии (1964), Югославии (1959), Болгарии (1959), Украины и Молдавии (1962, 1964, 1967), Венгрии (1963), Словакии (1964), на которых хорошо показаны

[1] Молдавский научно-исследовательский институт Почвоведения и Агрохимии имени Н. А. Димо, Кишинев, СССР.

Institutul Geologic al României

ареалы распространения придунайских чернозёмов, их географические связи и контакты с другими типами почв. Следует также назвать сводные карты региона Герасимова (1960) и Сюча (1963).

3. Проведено несколько фундаментальных международных почвенных экскурсий по чернозёмным районам СССР (перед VIII международным конгрессом почвоведов), Румынии (во время VIII конгресса), Болгарии, Югославии (во время национальных съездов и симпозиумов), которые способствовали согласованию и корреляции ряда существующих географических, генетических, номенклатурных идей и понятий.

Автор настоящей статьи знаком с перечисленными материалами, в течение 20 лет занимается исследованием придунайских чернозёмов на территории Молдавии и отчасти Украины, во время международных экскурсий имел возможность ознакомиться в природе с чернозёмами некоторых районов Нижне-Дунайской и Паннонской низменностей. В результате у автора сложилось свое представление о генезисе, географическом распространении, вещественном составе, свойствах и плодородии придунайских чернозёмов. Знание многих особенностей чернозёмов юго-западной фации степной зоны Евразии приводит к мысли об их географо-генетическом, а отчасти и агрономическом единстве во всем этом обширном регионе.

По экологической обстановке развития это самые тёплые из чернозёмов Евразии, одновременно они периодически сильно увлажняются, в том числе иногда и в летний период. Это способствует развитию корневых систем травянистых диких и культурных растений, а также почвенной фауны и микроорганизмов, что в итоге способствует глубокому проникновению гумуса в почву и его активному круговороту. Результатом этого является малая гумусность (обычно 3—4 %, редко более в слое 0—20 см) и большая мощность почв (вертикальный градиент гумуса в слое 20—100 см равен 0,026—0,033 % на 1 см). Эти величины почти без изменений прослеживаются во всех Придунайских странах от Днестра до Братиславы. Следует обратить внимание на это замечательное единообразие рассматриваемых почв, тем более, что оно усиливается и другими общими чертами. Говоря о качественном составе гумуса, следует подчеркнуть решительное преобладание в нём гуминовых кислот с высокой оптической плотностью и его насыщенность азотом и фосфором, которая с глубиной возрастает.

Интенсивное разложение органического вещества в тёплый период, когда верхняя часть почвенного профиля (до 50—60 см) прогревается свыше 20°С, приводит к заметному выделению углекислого газа и насыщению им почвенного воздуха (иногда до содержания 1—2 % CO_2). Когда это совпадает во времени с увлажнением почвы, происходит восходящая вертикальная миграция карбонатов и образование их псевдомицелярных форм. Исследование микрошлифов этих почв (увеличение — 60) показало, что карбонаты в верхних горизонтах присутствуют преимущественно в виде мельчайших кристаллов по стенкам пор, что убедительно подтверждает их миграционное происхождение.

Institutul Geologic al României

Наряду с малой гумусностью, псевдомицелярная форма карбонатов считается наиболее отличительной особенностью рассматриваемых чернозёмов. Их в литературе нередко именуют карбонатномицелярными, псевдомицелярными и даже просто мицелярными. Такая терминология принята в СССР, Румынии, Венгрии и в большинстве других Придунайских стран. Этот признак нельзя рассматривать лишь как формально-морфологический: псевдомицелярность карбонатов, как мы видим, довольно тонко отражает существенные черты аэрогидротермического режима почв.

Наряду с пульсацией карбонатов, происходит и их вынос в более глубокие слои почвы, где происходит их перекристаллизация и отложение. При преобладании этого процесса чернозёмы поверхностно-карбонатные эволюционируют в высоко-карбонатные (обыкновенные — в СССР, шоколадные — в Румынии). Такое направление эволюции подтверждается тем, что последние имеют более развитый вертикальный почвенный профиль и сложение (по анализу микрошлифов), в них дальше пошёл переход фосфора из минеральных форм в органические, отношение гуминовых кислот к фульвокислотам становится более широким.

Низкое содержание гумуса, какие-то специфические черты его качественного состава, карбонатность обусловливают отчетливо коричневый оттенок в окраске горизонта А, свойственный всем наиболее типичным придунайским чернозёмам. Это служит внешним выражением их контактной генетической связи с типом коричневых почв сухих лесов и кустарников.

Особенности летнего аэрогидротермического режима обусловливают не только профильную миграцию карбонатов, но и довольно напряжённое внутрипочвенное выветривание, количественная результативность которого выражается в накоплении ила. Для условий Молдавии коэффициент оглинивания почвы (0—60 см) по сравнению с материнской породой (слои глубже 150 см) составляет 1,17—1,23. Обрежану (1963) обработал механические анализы чернозёмов румынской Добруджи и тоже выявил количественную сторону оглинивания: слой 0—50 см содержит в среднем частиц $< 0{,}002$ мм на 4—5 % больше, чем слой 100—150 см. В чернозёмах Воеводины (Югославская часть Паннонской низменности), по данным Филиповского и Чирича (1963) во многих случаях прослеживается картина оглинивания верхней части почвенной толщи, что хорошо видно по уменьшению в нижних горизонтах количества частиц $< 0{,}002$ мм.

Однако, в ряде случаев эта закономерность и нарушается, видимо в связи с изначальной неоднородностью лессовидных наносов. Интересно отметить, что в погребённых почвах, описанных на территории СССР (Украина, Молдавия) и Румынии, также наблюдается отчётливое оглинивание по сравнению с нижележащей лессовой толщей ((Крупеников, 1967; Поповэц et al. 1964). Такое же явление имеет место в почвах, искусственно погребённых две тысячи лет назад под нижним Траяновым валом (Крупеников, 1960). На основании этих фак-

Institutul Geologic al României

тов интенсивное оглинивание почв можно считать процессом, издавна свойственным Придунайскому региону.

Активный биологический круговорот веществ, присущий этим чернозёмам, привёл за длительное время, несмотря на некоторое отчуждение с урожаем, к заметной аккумуляции в верхних горизонтах азота, фосфора, серы, кальция, меди, цинка, никеля, иода, бора и некоторых других микроэлементов. Коэффициент аккумуляции по массовым анализам чернозёмов Молдавии равен для: фосфора — 1,33; меди — 1,21; цинка — 1,54; никеля — 1,35 при значениях коэффициента вариации 30—50 %. Близкие данные получены для чернозёмов Венгрии и Румынии.

Повышенный биологизм служит предпосылкой создания и некоторых особенностей физического строения придунайских чернозёмов: всем им, включая и наиболее слабогумусированные разновидности, присуща высокая заселённость дождевыми червями близких в систематическом отношении видов и глубокая капролитная переработанность горизонтов А и частично В, обилие кротовин до глубны 1,5—2 м. Чернозёмы имеют отчётливо зернистую структуру, хорошо сохранившуюся в подпахотном слое, почти полную микроагрегированность почвенной массы, высокую скважность и аэрируемость.

Почвенный раствор придунайских чернозёмов тоже имеет свою специфику: он опреснён до весьма значительной глубины. Во всех Придунайских странах установлено отсутствие в этих почвах даже на глубинах более 6—8 м магазинов аккумуляции легкорастворимых солей и гипса. Это обстоятельство, наряду с хорошими физическими свойствами почв, имеет немаловажное значение и играет свою положительную роль при орошении крупных массивов чернозёмов. Менее благоприятными показателями характеризуется реакция почвенного раствора. В связи с большим содержанием карбонатов и их подвижностью, реакция почвы имеет щелочные значения, особенно в глубоких горизонтах (pH водный до 8—8,5).

Большинство придунайских чернозёмов характеризуется активной фиксацией атмосферного азота за счёт деятельности азотобактера и высокой нитрификационной способностью. Поэтому в почвах довольно много нитратов и установлен их вынос вплоть до глубин 5—6 м. Обеспеченность подвижным калием также достаточно высокая, но усвояемых соединений фосфора мало. В связи с этим придунайские чернозёмы при их химизации в первую очередь нуждаются в фосфорных удобрениях, затем в азотных и почти не отзываются на внесение калийных удобрений.

Перечисленные особенности рассматриваемых почв определяются фациальной спецификой условий почвообразования и внутрипочвенных режимов, более или менее единых для всего региона. Из числа этих особенностей и режимов в первую очередь следует назвать такие:

1. формирование почв на рыхлых хорошо агрегированных породах, богатых известью и минералами из группы монтмориллонита и гидрослюд;

Institutul Geologic al României

2. высокая теплообеспеченность почв, отсутствие промерзания, динамичность и неустойчивость водного режима при существовании в экстремные годы глубокого промачивания;

3. большая активность корневых систем растений (диких и культурных), почвенных животных, микроорганизмов;

4. длительная история использования почв в сельском хозяйстве.

Можно говорить в целом об известном физико-географическом единстве Придунайского региона. Средняя годовая температура порядка 10°С (9—11) с замечательным постоянством выдерживается во всей полосе от Белгорода Днестровского до Братиславы; вариация в количестве осадков тоже сравнительно узкая. Для всех районов подчёркивается большая роль атмосферных и почвенных засух. Интересно, что часть Паннонской низменности в пределах Австрии (а это самый крайний северо-западный форпост черноземной зоны), где встречаются мицелярные черноземы, вскипающие с поверхности, австрийские исследователи называют ,,Trockengebiet'' (сухая область).

Единство придунайских черноземов обнаруживается и в геологическом отношении. Почти все они приурочены к террасовым отложениям или лессовым плащам, обычно не старше верхнего плейстоцена. Это хорошо, например, видно при сопоставлении одномасштабных карт Румынии — почвенной и четвертичных отложений. Такие же связи между почвами и поверхностными отложениями наблюдаются и в других Придунайских странах вплоть до Австрии и Чехословакии.

Придунайские равнины почти везде примыкают к горным и предгорным сооружениям. Поэтому для региона характерны ,,генетические контакты'' черноземов с бурыми и серыми лесными почвами. В связи с этим образуются промежуточные подтипы черноземов — выщелоченные и оподзоленные, а распространение всех почв чётко подчиняется закону высотной дифференциации ландшафтов.

Чернеску (1964) в своей очень интересной схеме географо-генетического разделения главнейших типов почв Румынии показывает связи серых и серо-бурых лесных почв и красновато-бурых лесных почв, с одной стороны, и придунайских черноземов, с другой. Промежуточным звеном в обоих случаях служат выщелоченные черноземы.

По описаниям почвоведов Югославии, Венгрии, Чехословакии в этих странах наблюдаются генетические контакты бурых почв с черноземами. Такая композиция почвенного покрова (буроземы-переходные почвы-черноземы) достаточно характерна для западной — наиболее субокеанической части региона, но утрачивается в его восточных относительно континентальных районах, т.е. в Молдавской ССР, ряде районов Румынии и Болгарии. Здесь непосредственные пространственные и генетические контакты буроземов и черноземов разрываются ареалами серых лесных почв. Судя по румынским картографическим материалам, границей этих двух композиций почвенного покрова служит, примерно, долина р. Сирет (Harta solurilor 1 :1.000.000). В Болгарии эта граница имеет более сложный характер (Почвы Болгарии 1959). Это должно

Institutul Geologic al României

учитываться при более дробном почвенно-географическом районировании юго-западной фации.

Тенденции генетических связей придунайских черноземов с коричневыми лесными почвами наиболее рельефно проявляются в существовании и свойствах особого подтипа ксерофитно-лесных черноземов, открытых нами в лесах из пушистого дуба на юге Молдавской ССР. Эти почвы, эволюционировавшие из степных черноземов, высоко структурны, содержат до 10% гумуса, но сохранили мицелярную форму карбонатов при высоком их залегании (Крупеников, 1967). Аналогичные почвы открыты в Добрудже (Флоря, Коня, 1962), в сухих лесах Кавказа и Закавказья.

Придунайские черноземы образуют два компактных ареала, из которых первый в основном связан с Нижне-Дунайской низменностью (юго-запад СССР, Румыния, Болгария), а второй с Паннонской низменностью (Югославия, Венгрия). В остальных Придунайских странах этих почв уже меньше, и здесь их можно, вероятно, рассматривать как элемент почвенно-географических инвазий.

Придунайские черноземы, вследствие присущего им активного круговорота веществ и энергии, характеризуются высоким потенциальным и эффективным плодородием; они являются ценным объектом для химизации, ирригации и дифференциированного использования под высоко интенсивные сельскохозяйственные культуры — озимую пшеницу, кукурузу, подсолнечник, сахарную свеклу, табак, виноградники, эфиромасличные растения.

ЛИТЕРАТУРА

Герасимов И. П. (1960) Почвы центральной Европы и связанные с ними вопросы физической географии. *Изд. АН СССР*, Москва.

Докучаев В. В. (1883) Русский чернозём. Отчёт Вольному экономическому обществу. СПб.

— (1900) К вопросу о почвах Бессарабии. *Почвоведение*, I.

Иванова Е. Н., Розов Н. Н. (1958) Опыт систематики почв степной зоны СССР (сообщение I). *Почвоведение*, 12.

Койнов В. (1964) Особенности главных типов почв Болгарии и их основные почвенно-генетические процессы. Почвы юго-восточной Европы, София.

Крупеников И. А. (1960) Погребённые почвы нижнего Траянова вала и некоторые вопросы палеопочвоведения. Охрана природы Молдавии, I, Кишинев.

— (1967) Черноземы Молдавии. Кишинев.

Сибирцев Н. М. (1901) *Почвоведение*, III. СПб.

Cernescu N. (1956) Les sols de la region située entre le Danube, les Carpathes et la Mer Noire. *Rapports (Commission V). VI-e Congrès International de la science du sol*, Paris.

Institutul Geologic al României

— (1964) Geographisch-genetische Gliederung der zonalen Waldodentypen Rumäniens. Soils of South Southeastern Europe, Sofia.
Filipovski G., Ćirić M. (1963) Zemljista Jugoslavije. *Posebne publ. Jugosl. drustva prouc. zeme*, 9.
Florea N. (1960) Indici de clasificare a cernoziomurilor danubiene pentru hărţi la scară mijlocie. *Cerc. pedol.*, Bucureşti.
— (1962) Asupra criteriilor de clasificare a cernoziomurilor din România, cu privire specială asupra celor din Cîmpia Română. *D. S. Com. Geol.*, 43, Bucureşti.
— Conea Ana (1962) Solul castaniu (maroniu) de păduri xeroterme şi şibleacuri, un nou sol pentru R.P.R. *D. S. Com. Geol.*, 43, Bucureşti.
Franz H. (1955) Zur Kenntnis der „Steppenboden" im pannonischen Klimagebiet Österreichs. *Die Bodenkujtur*, 8, 2.
Hraško J. (1964) Mycelárne karbonátovc cernozeme Podunajskej niziny, *Geograficky casopis*, 16, I.
Murgoci G. M. (1957) Zonele naturale de soluri din România. Opere alese, Bucureşti.
Obrejanu Gr., Chiriac Aurelia, Thaler Rozalia, Băjescu Irina, Canarache A., Moţoc Eugenia, Teodoru O., Trandafirescu T., Vintilă Irina (1963) Caracterizarea agropedologică a solurilor din Dobrogea. *Anal. sect. pedol.*, XXXI, I.C.C.A., Ed. Agrosilvică, Bucureşti.
Popovăţ M., Conea Ana, Munteanu I., Vasilescu P. (1964) Loessuri şi soluri fosile în podişul Dobrogei sudice. *St. pedol.*, III, Bucureşti.
Szücs L. (1963) Entstehung und Verbreitung der Tschernosemböden von Mittel — und Südosteuropa. Acta agronomica Acad. scientiarum hungaricae, 12, 1—2, Budapesta.
* * * Почвы Болгарии (1959) *Изд. АН СССР*, Москва.
* * * Harta solurilor sc. 1 : 1 000 000. Republica Populară Română. Com. Geol., Bucureşti, 1964.

PARTICULARITÉS GÉNÉTIQUES ET CARACTÈRES COMMUNS DES CHERNOZEMS DANUBIENS

(Résumé)

Par leur traits particuliers les chernozems danubiens constituent le faciès danubien-pontique de ces sols.

À cause des conditions bioclimatiques durant lesquelles se sont développés ces chernozems, leur teneur en humus est relativement réduite (environ 3—4%, rarement plus, dans la couche de 0—20 cm), et l'épaisseur des profils est remarquable (le gradient en sens vertical de l'humus de 20 à 100 cm est de 0,026—0,033%/1 cm). Dans la composition de l'humus prédominent les acides humiques qui ont une capacité optique élevée; le contenu en azote et phosphore est également assez

Institutul Geologic al României

À cause d'un régime hydro-thermique propre pour les régions où l'on recontre ces chernozems, les carbonates du profil de sol sont accumulés sous forme de pseudomiceliums (sols calcaires-micellaires, pseudomicellaires ou micellaires). Il arrive, simultanément, une recristallisation et une accumulation des carbonates en profondeur. Les profils sont développés sur de grandes épaisseurs, la transformation du phosphore des formes organiques est plus avancée, les acides humiques par rapport aux acides fulviques l'emportent.

Un autre trait spécifique de ces chernozems est l'accumulation de l'argile ; ainsi en Moldavie le coefficient d'argilisation des sols (de 0 à 60 cm) par rapport à leur substratum lithologique (en dessous de 150 cm) est de 1,17 à 1,23. L'examen des sols enfouis relève que l'argilisation des sols a représenté aussi naguère un processus spécifique des sols des régions danubiennes. Un circuit biologique actif des substances propres à ces chernozems a conduit à l'accumulation, dans la couche supérieure, des éléments nutritifs tels : azote, phosphore, soufre, calcium ainsi que iode, bhore et autre microéléments.

Ce sont des sols dont l'horizon A et partiellement B sont intensément remués par les vers de terre et présentent de nombreuses crotovines (jusqu'à 1,5—2 m de profondeur). En dessous de la couche labourée, la structure granulaire est bien développée et conservée fait qui assure une perméabilité et une aération élevées.

La solution du sol est adoucie jusqu'à une profondeur assez importante. Jusqu'à 6—8 m on ne constate point d'accumulation en sels rapidement solubles et en gypse. À cause de la teneur élevée et de la mobilité des carbonates la réaction du sol est alcaline (pH en H_2O de 8—8,5).

La plupart des chernozems danubiens se caractérisent par la fixation active de l'azote atmosphérique due à l'activité de l'azotobacter et à la capacité de nitrification. Le sol contient beaucoup de nitrates qui sont lessivés jusqu'à 5—6 m de profondeur. La réserve en potassium mobile est assez grande toutefois la teneur en phosphore assimilable est réduite (l'application des engrais phosphatiques et azotés est nécessaire et utile).

Les caractères ci-dessus mentionnés des chernozems sont dus à des conditions de milieu plus ou moins similaires dans toute la région danubienne-pontique, notamment : matériaux originels meubles et calcaires avec des minéraux du groupe de la montmorillonite et des hydromicas, régime thermique qui ne permet pas le gel du sol, la dynamique et l'instabilité du régime hydrique, une intense activité des animaux et

Institutul Geologic al României

des microorganismes du sol, ainsi que l'utilisation de longue durée en agriculture.

Les caractères les plus connus des régions danubiennes sont la température moyenne annuelle de 9 à 11°C et les dépôts de terrasse ou les dépôts loessiques de couverture, en général, pas plus anciens que le Pléistocène supérieur.

On a constaté qu'à proximité des régions collinaires ou montanes, les chernozems passent à des sols bruns ou gris de forêt ; leur transition a lieu par l'intermédiaire des chernozems lévigués.

Les chernozems danubiens caractérisés par un circuit actif des éléments et de l'énergie, disposent d'une fertilité potentielle et effective élevées. On peut leur donner une utilisation agricole différenciée et intensive.

PARTICULARITĂȚILE GENETICE ȘI CARACTERELE COMUNE ALE CERNOZIOMURILOR DANUBIENE

(Rezumat)

Prin caracterele lor deosebite cernoziomurile danubiene formează faciesul danubiano-pontic al acestor soluri.

Datorită condițiilor bioclimatice în care s-a format, conținutul de humus al acestor cernoziomuri este relativ scăzut (în jur de 3 — 4%, rareori mai mult, în stratul de la 0—20 cm), iar grosimea profilelor este mare (gradientul pe verticală al humusului de la 20 la 100 cm este de 0,026—0,033% pe 1 cm). În compoziția calitativă a humusului predomină acizii huminici cu o capacitate optică ridicată ; conținutul în azot și fosfor este de asemenea relativ ridicat.

Datorită unui regim hidro-termic specific regiunilor în care se întîlnesc aceste cernoziomuri, carbonații din profilul de sol prezintă pseudomicelii (soluri carbonatic-micelare, pseudomicelare sau micelare). Concomitent, există o recristalizare și acumulare a carbonaților în adîncime. Profilele sînt dezvoltate pe grosime mare, transformarea fosforului din forme organice este mai înaintată, iar raportul acizilor huminici față de acizii fulvici apare mai mare.

Un alt caracter specific acestor cernoziomuri este acumularea argilei ; astfel în Moldova coeficientul de argilizare a solurilor (de la 0—60 cm),

Institutul Geologic al României

față de substratul lor litologic (sub 150 cm) este de 1,17—1,23. Din studierea solurilor îngropate se constată că argilizarea solurilor a reprezentat și în trecut un proces specific solurilor regiunilor danubiene.

Un circuit biologic activ al substanțelor, propriu acestor cernoziomuri, a dus la acumularea în stratul superior a elementelor nutritive ca azot, fosfor, sulf, calciu, precum și de iod, bor și a altor microelemente.

Sînt soluri al căror orizont A și parțial B sînt intens prelucrate de rime și prezintă numeroase crotovine (pînă la 1,5—2 m). Sub stratul arat, structura grăunțoasă este bine dezvoltată și păstrată ceea ce asigură o permeabilitate și aerare ridicate.

Soluția solului este îndulcită pînă la o adîncime destul de mare. Pînă la adîncimea de 6—8 m nu se constată acumulări de săruri ușor solubile și de gips. Datorită conținutului ridicat și mobilității carbonaților reacția solului este alcalină (pH în suspensie apoasă de 8—8,5).

Majoritatea cernoziomurilor danubiene se caracterizează printr-o fixare activă a azotului din atmosferă datorită activității azotobacterului și a capabilității de nitrificare. În soluri sînt destul de mulți nitrați și este stabilită eluvierea lor pînă la adîncimi de 5—6 m. Rezerva de potasiu mobil este de asemenea destul de mare, dar conținutul în fosfor asimilabil este mic (fiind necesară încorporarea de îngrășăminte fosfatice și apoi a celor de azot).

Caracterele enumerate pentru aceste cernoziomuri sînt datorate condițiilor de solificare mai mult sau mai puțin apropiate pentru întreaga regiune danubiano-pontică. Se menționează în special: rocile afînate bogate în carbonați, cu minerale din grupa montmorillonitului și hidromicelor, regimul lor termic (fără îngheț), dinamica și nestabilitatea regimului hidric, o activitate deosebită a animalelor și microorganismelor din sol, precum și folosința lor îndelungată în agricultură.

Caracterele fizico-geografice unitare pentru regiunile danubiene sînt mai ales temperatura medie anuală de 9—11°C și depozitele de terasă sau cele loessoide de cuvertură, în general nu mai vechi de Pleistocenul superior.

Se constată de asemenea că în apropierea dealurilor sau regiunilor montane, cernoziomurile danubiene vin în contact cu solurile de pădure brune sau cenușii; tranziția lor spre aceste soluri o fac adeseori cernoziomurile levigate.

Cernoziomurile danubiene cu un circuit activ al elementelor și al energiei cu o fertilitate potențială și efectivă ridicată, ele se pretează unei folosințe agricole diferențiate și intensive.

Institutul Geologic al României

ЭТАПЫ И ЗАДАЧИ ДЕТАЛЬНОГО ПОЧВЕННОГО РАЙОНИРОВАНИЯ В МОЛДАВСКОЙ ССР

А. Ф. УРСУ [1]

Разнообразие природы Молдавии — её пересеченный рельеф, различия в климатических условиях, неоднородность естественных растительных ассоциаций и почвенного покрова, заставляло многих натуралистов-исследователей этой территории подчеркивать её контрастность, отмечать особенности отдельных регионов.

Начиная с самых ранних публикаций возвышенные Кодры с многочисленными садами и виноградниками, противопоставляются степным черноземным равнинам — Бельцкой и Буджакской.

В связи с этим можно отметить работы Кантемира, 1789 г., Мейера, 1794 г., Куницкого, 1913 г., Свиньина, 1816 г., Сабурова, 1830 г., Арсеньева, 1848 г., Скальковского, 1850 г. и других.

Другой этап, уже по существу почвенного районирования Молдавии связан с именем Гроссул-Толстого, который в 1856 году опубликовал работу „Обозрение рек, почв и местоположений Новороссийского края и Бессарабии в сельскохозяйственном отношении". На приложенной к этой работе карте „распределения почв от Прута до Ингула" показаны четыре почти широтные полосы. С севера на юг сменяются: 1. „настоящая черноземная полоса", 2.„ супесчано-черноземная полоса", 3. „суглинистая полоса с более значительной примесью чернозема" и 4. „глинисто-известковая полоса с незначительной примесью чернозема".

Для всех этих зон или „полос" в работе приводятся довольно подробные, для того времени, характеристики рельефа, климата, закономерностей залегания и распространения почв, естественных ландшафтов, дается перечень сельскохозяйственных культур с определенной оценкой условий их возделывания.

Работа Гроссул-Толстого представляет собой первую попытку почвенного районирования, рассматриваемой территории, хотя значение этого труда далеко этим не исчерпывается. Работа привлекла

[1] Молдавский научно-исследовательский институт почвоведения и агрохимии им. Н. А. Димо, Кишинев, СССР.

Institutul Geologic al României

внимание современников автора и широко использовалась в трудах географов, агрономов и лесоводов.

Ряд публикаций, последовавших после работы Гроссул-Толстого существенно расширили сведения о природе Бессарабии, об особенностях различных ее частей. К этому периоду относятся работы Защука 1960 г., Сороки 1878 г. и другие.

Новый энергичный импульс в изучении природы Бессарабии сообщил Докучаев, который в 1898 году провел довольно подробное исследование почв этой территории и в 1900 году опубликовал работу „К вопросу о почвах Бессарабии".

„Едва ли можно указать в Европейской России местность более интересную в почвенном (и естественно-историческом вообще) отношении, чем Бессарабская губерния" — писал Докучаев. Подчеркивая разнообразие и контрастность природы Молдавии дальше он отмечает: „Здесь рядом, бок о бок, живут, с одной стороны типичнейшие представители западно-европейского, умеренно-влажного и умеренно-теплого климата (с весьма значительным вегетационным периодом), — каковы — дикая черешня, грецкий орех и, особенно, бук, а с другой, — ковыль, степная вишня, терн и другие представители чисто континентального сухого климата. Здесь тучные черноземы, ... можно сказать, непосредственно соседят с характерным южным попелом, — родным братом северного таежного подзола..." (Докучаев, 1900).

Докучаев побывал во всех природных районах Молдавии, заложил и описал большое количество почвенных разрезов и, в итоге, пришел к выводу, что здесь „мы имеем представителей всех горизонтальных почвенных зон Европейской России, за исключением тундры".

Результаты исследований 1898 года позволили Докучаеву установить основные географические закономерности пространственного распределения и особенности почв Молдавии, что послужило основой современных воззрений на эти вопросы.

Идеи Докучаева были широко использованы другими исследователями при общегеографической характеристике (Могилянский, 1910 г., Поручик, 1916 г. и др.), в геоботанических исследованиях (Окиншевич, 1908 г., Пачоский, 1914 г. и др.) и особенно при дальнейшем изучении почвенного покрова Бессарабии (Набоких, 1910—1912 г., Панков[2], 1915 г., М. Карчевский, 1918 г. и др.).

За этот период (1900—1918 г.) был накоплен довольно большой материал по разносторонней характеристике природных условий различных регионов Молдавии, делались попытки разделения территории на физико-географические области (Поручик, 1916), однако работ по почвенному районированию, насколько нам известно, не проводилось.

На первом Международном конгрессе почвоведов (Вашингтон, 1927 г.) румынские ученые представили почвенную карту Румынии, на кото-

[2] В 1914 году А. М. Панковым были организованы и начаты почвенно-картографические обследования Бессарабии, прерванные, к сожалению, первой мировой войной. Им же была составлена схематическая почвенная карта Бессарабии, оставшаяся в рукописи.

Institutul Geologic al României

рой показана и вся территория Бессарабии (З а й д е л, 1928 г. а также две почвенные карты южной Бессарабии (Е н к у л е с к у, 1928 г. и Ф л о р о в [3], 1928 г.)

В том же 1927 году в геологическом атласе была опубликована почвенная карта Румынии масштаба 1: 1.500.000, составленная на основании исследований, проведенных Е н к у л е с к у, П р о т о п о п е с к у-П а к е и З а й д е л.

Эти и другие накопленные материалы позволили известному румынскому почвоведу Ч е р н е с к у, памяти которого посвящен настоящий сборник, подготовить и в 1934 году опубликовать работу „Климатические факторы и зоны почв в Румынии". На карте приложенной к этой работе, в пределах Бессарабии показаны шесть почвенных зон: 1. зона вторично-подзолистых почв (бурые лесные деградированные и серые лесные), занимающая наиболее возвышенную часть Центральных Кодр; 2. зона красновато-бурых лесных почв — окаймляет предыдущую зону в пределах Кодр, занимает значительную территорию на крайнем северо-востоке, и небольшие площади на Приднестровской, Припрутской и Тигечской возвышенностях; 3. зона деградированных черноземов охватывает преобладающие части Северного Молдавского плато, Приднестровской и Тигечской возвышенностей, а также периферии Кодр; 4. зона черноземов (каштановых, шоколадных и обыкновенных) занимает Бельцкую увалистую равнину и южнобессарабскую равнину; 5. зона светло-бурых почв сухой степи выделяется на крайнем юго-западе Молдавии; 6. наконец аллювиальные образования вместе с затопляемыми территориями показаны двумя продолговатыми фрагментами в пойме Прута, а также вдоль Дуная и в низовьях Днестра.

Надо отметить, что схема Ч е р н е с к у довольно правильно отображает конфигурацию, размещение и особенности основных почвенных районов рассматриваемой территории, за исключением некоторых деталей и номенклатурных неточностей (с точки зрения современных классификаций).

Новый этап в изучении почвенного покрова территории Молдавской ССР начался после окончания второй мировой войны. В связи с коллективизацией сельского хозяйства, широким развитием работ по внутрихозяйственному землеустройству вновь организованных колхозов и совхозов возник целый ряд практических вопросов (связанных с рациональным размещением угодий, введением севооборотов, подбором культур, пород и сортов) для решения которых необходимы были самые подробные сведения о почвах, об их пространственном размещении и основных свойствах.

В этом аспекте, по инициативе и под общим руководством академика Д и м о (1948) начались работы по картографированию почв (землепользований колхозов и совхозов) республики. Основные итоги этих работ были доложены на VIII Международном конгрессе почвоведов.

[3] Н. Ф л о р о в долгое время работал на территории Бессарабии, опубликовал многочисленные работы по почвам и четвертичной геологии, составил ряд довольно детальных почвенных карт.

Institutul Geologic al României

Одновременно с картографированием почв проводились работы по почвенному районированию.

Первая работа послевоенного периода, связанная с выделением почвенно-географических районов на территории Молдавии, принадлежит Гладкому (1947). Впоследствие появляется целый ряд работ посвященных общегеографическому районированию (Одуд, 1955 г. и др.), геоморфологическому (Сухов, 1950 г., Взнуздаев, 1960 г.), геоботаническому (Андреев, 1957 г., Гейдеман, 1959 г.) и особенно почвенному, как общему (Канивец и Никитюк, 1955 г.), так и для специальных целей (Иванов, 1954 г. и др.).

Поскольку перечисленные работы по районированию, особенно почвенному, как правило, не базировались на детальных почвенно-картографических материалах, они не были лишены некоторого субъективизма при определении количества и таксономических рангов территориальных выделов, а последние обычно не сопровождались подробными количественными параметрами, характеризующими особенности их природных условий.

Завершение определенного этапа почвенно-картографических исследований и накопленный научный задел с одной стороны, и, все возраставшие требования практики интенсивно развивающегося сельского хозяйства республики, с другой стороны, выдвинули необходимость разработки современного, всесторонне обоснованного почвенного районирования.

Дальнейший подъем сельскохозяйственного производства, увеличение его производительности и улучшение качества продукции, предполагает последовательную углубленную специализацию районов, хозяйств и даже отдельных бригад. При специализации отраслей земледелия особенно важно, чтобы с самого начала направления специализации, подбор и размещение культур, были наиболее тесно увязаны с природными особенностями той или иной территории — с местным климатом, рельефом, почвенным покровом.

В Молдавии, с ее сложным рельефом и почвенным покровом, немыслим однозначный подход к специализации отраслей земледелия в разных частях республики, а нередко даже в отдельных хозяйствах.

Для обоснованного решения всех этих вопросов, на основании анализа предыдущих работ по районированию и имеющихся почвенно-картографических материалов было разработано новое почвенное районирование Молдавии.

Первоначально территория республики была разделена на четыре почвенные провинции (Могилянский, 1910) , которые различаются друг от друга по:

а) климатическим условиям; *б*) особенностям рельефа; *в*) характеру высотной дифференциации почв; *г*) структуре почвенного покрова и соотношению его компонентов; *д*) генетическим, физико-химическим, геохимическим, биологическим и агропроизводственным особенностям почв; *е*) направлению специализации сельского хозяйства и потенциальными возможностями развития отдельных его отраслей.

Institutul Geologic al României

Для более конкретного решения народнохозяйственных вопросов, выделенные провинции были разделены на более мелкие пространственные единицы—агропочвенные районы.

Учитывая сложность почвенного покрова Молдавии, мы приняли определение Горшенина, который под агропочвенным районом подразумевает „такую природно-хозяйственную территорию, которая на фоне общегеографических условий характеризуется определенным сочетанием или комплексом почв и соответственной, связанной с ними совокупностью мероприятий по рациональному использованию территории и по развитию плодородия ее почв".

Вся территория республики разделена на 14 агропочвенных районов; в пределах Северомолдавской лесостепной провинции — 6, в Центральномолдавской лесной—4, в Придунайской степной—3 и в Украинской степной — 1. Всем им даны однотипные наименования, включающие: названия преобладающих почв, определяющие специфику района, его ландшафтную принадлежность и географическую привязку.

Для характеристики природных условий и производственных возможностей районов была разработана система количественных показателей.

В свободных таблицах приведены (в разрезе районов) данные по: *а*) характеристике климата, рельефа и почвообразующих пород; *б*) соотношению площадей основных почв; *в*) использованию земельного фонда и *г*) рациональному использованию и улучшению почв.

Из климатических показателей приводятся: среднегодовая температура воздуха, сумма активных температур, продолжительность безморозного периода, годовая сумма осадков и их количество за теплый период, гидротермический коэффициент.

Рельеф характеризуется величинами абсолютных отметок (максимальных и преобладающих), средней протяженности склонов и процентным соотношением площадей по уклонам: 0—2°; 2—6°; 6—10° и больше 10°.

Распространение почвообразующих пород различного механического состава (пять градаций) дается в % от площади каждого района.

Соотношение площадей основных почв приводится в основном по подтипам или по агропроизводственным группам (в га и %), причем особо выделяются почвы, требующие капитальных мелиораций, окультуривания и т.д.

Использование земельного фонда включает существующее в настоящее время и рекомендуемое соотношение угодий: 1. пашни (отдельно орошаемой), 2. виноградников, 3. садов, 4. выгонов, пастбищ и сенокосов (вместе), 4. лесов, 5. неудобий, 6. прочих угодий (ягодники, тутовники, лесополосы) и 7. площади под постройками, дорогами, водоемами.

В основу рекомендуемых соотношений угодий положены результаты детальных комплексных работ по отводу площадей под многолетние насаждения на перспективу.

Рекомендации по использованию и улучшению почв даны по угодьям и основным группам культур с конкретным указанием почв, на которых они размещаются.

Institutul Geologic al României

В результате проведенного районирования удалось установить перспективный уровень развития садоводства, виноградарства и полеводства. При этом оказалось, что по удельному весу этих угодий будет значительное межрайонное различие: площадь садов будет колебаться от 2 до 15% от территории района, виноградников от 3 до 20% и пашни от 15 до 75%.

Логическим продолжением работ по почвенному районированию должно быть проведение агропочвенного межрайонирования. Необходимость в этом обусловлена тем, что в результате проявления определенных закономерностей географического распространения почв — особенно их высотной дифференциации и эффекта почвенно-ландшафтных инвазий почвенный покров и другие природные условия районов все же неоднородны.

В лесостепных возвышенных районах на самых высоких геоморфологических уровнях наблюдается концентрация лесных почв (при преобладании на средних уровнях типичных и выщелоченных черноземов), а на террасах рек и пониженных водоразделах распространены мицелярно-карбонатные черноземы.

В Кодрах, где преобладают лесные почвы, вдоль речных долин "проникают" черноземы различных подтипов: с севера выщелоченные и типичные, с юга-мицелярно-карбонатные.

Территории, занятые такими почвами и, определяющими их ландшафтами существенно контрастируют с окружающей природной обстановкой и обособляются как своеобразные микрорайоны.

Специфические черты природных условий, особенно почвенного покрова, каждого микрорайона, в значительной степени определяют направления специализации отраслей земледелия на его территории.

Такие территории, выделенные на основании особенностей их почвенного покрова и с учетом возможности специализированного сельскохозяйственного использования, мы называем агропочвенными микрорайонами.

Под агропочвенным микрорайоном мы подразумеваем сравнительно небольшую часть почвенного района, почвы и другие природные условия которой, существенно отличаются от окружающего основного фона, что определяет особую специализацию сельского хозяйства на его территории. Так, микрорайоны концентрации лесных почв по всем показателям наиболее пригоды для семечковых плодовых садов, табака и неполивного картофеля; микрорайоны мицелярно-карбонатных черноземов на террасах — для орошаемого земледелия; микрорайоны эродированных почв, расположенные в бассейнах малых речек — под виноградарство и лесопосадки и т.д.

По своим природно-генетическим особенностям микрорайоны подразделяются на: инвазийные (истинные и ложные), литоморфные, эрозионно-оползневые и аллювиальные.

Наименования агропочвенных микрорайонов составляются по определенному принципу и включают: *а*) географическую привязку; *б*) основные направления специализации и *в*) перечисление преобладающих почв.

Institutul Geologic al României

Для характеристики микрорайонов, помимо текстового описания, приводятся количественные показатели: 1. климатических условий; 2. рельефа (площади склонов различной крутизны, средняя приподнятость территории и др.); 3. соотношение почв; 4. количество и среднеисчисленные размеры элементарных почвенных ареалов; 5. существующее и рекомендуемое соотношение угодий; 6. средние баллы бонитетов почв, рассчитанные отдельно для полевых культур, садов и виноградников.

Аналогичные микрорайоны, условия которых позволяют рекомендовать их для определенного направления сельскохозяйственной специализации, характеризуются совместно. В качестве обоснования того или иного направления специализации приводятся данные (урожайность, показатели качества сельскохозяйственной продукции), характеризующие эффективность рекомендуемой отрасли земледелия в конкретных условиях микрорайонов.

Проведение агропочвенного микрорайонирования, разработка комплексной характеристики микрорайонов и обоснование направлений специализации отраслей земледелия на их территориях позволит наиболее эффективно проводить концентрацию и углубленную специализацию сельского хозяйства, полнее использовать природные условия, с учетом их особенностей в каждом конкретном случае.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев В. Н. (1957) Деревья и кустарники Молдавии. Москва.

Арсеньев К. (1848) Статистические очерки России, СПб.

Взнуздаев С. Т. (1960) Геоморфологическое районирование среднего и нижнего Днестровско-Прутского междуречья. *Изв. Молд. филиала АН СССР*, 5/71.

Гейдеман Т. С. (1959) Растительный покров Молдавской ССР. *Труды объедин. науч. сессии Молд. фил. АН СССР*, I.

Гладкий А. С. (1947) Почвенно-географическое районирование Молдавской ССР и Измаильской обл. УССР. *Зап. Харьковс. сельскохозяйств. инст.* V1/43.

Горшенин К. П (1956) Основные принципы агропочвенного районирования. *Почвоведение*, 2.

Гроссул-Толстой А. И. (1868) Обозрение рек, почв и местоположений Новороссийского края и Бессарабии в сельскохозяйственном отношении. Сборник статей о сельском хозяйстве юга России. Одесса.

Димо Н. А. (1948) Почвоведение в Молдавии и его основные задачи. *Науч. зап. Молд. научно-исслед. базы АН СССР*, I, I.

Докучаев В. В. (1900) К вопросу о почвах Бессарабии. *Почвоведение*, I.

Защук А. (1860) Физические свойства поверхности Бессарабской губернии. *Бессараб. областн. ведомости*, 21—23. Кишинев.

Иванов П. В. (1954) Основание специализации виноградства Молдавской ССР. *Изд. Молд. филиала АН СССР*, 3/17.

Institutul Geologic al României

Каминец И. И., Никитюк М. И. (1955) Почвенные районы Молдавской ССР и их сельскохозяйственные особенности. Кишинев.

Кантемир Д. (1789) Историческое, географическое и политическое описание Молдавии с жизнью сочинителя. Москва.

Карчевский М. В. (1918) Материалы по изучению естественно-исторических условий Бессарабского виноградства, I, Кишинев.

Крупеников И. А. (1962) Почвы Молдавии, их географическое распространение, плодородие и использование в народном хозяйстве. *Первая научная сессия АН МССР*, Кишинев.

— Урсу А. Ф., Балтянский Д. М., Родина А. К. (1955) Агропочвенное районирование Молдавской ССР. Кишинев.

— (1967) Черноземы Молдавии. *Изд. Картя Молдовеняскэ*, Кишинев.

Купицкий П. (1813) Краткое статистическое описание заднестровской области, присоединенной к России по мирному трактату, заключенному с Портою Оттоманскою в Бухаресте 1812 года. СПб.

Мейер А. (1794) Повествовательное, землемерное и естественное описание Очаковской земли. СПб.

Могилянский Н. К. (1910) Географический очерк Бессарабии. Кишинев.

Набоких А. И. (1910, 1912) К вопросу об исследовании почв и грунтов Юго-западного края, Новороссии и Бессарабии. Бессарабское сельское хозяйство 11, 12, 13, 23, 24 и 17, 18.

Одуд А. Л. (1955) Молдавская ССР. М.

Окиншевич Н. Д. (1908) Леса Бессарабии и их отношение к рельефу местности и почвам. *Записки Новорос. об-ва естествоиспыт.* 32. Одесса.

Панков А. М. (1915) Краткий предварительный отчет заведывающего почвенными исследованиями в Бессарабской губернии А. М. Панкова о произведенных в 1914 г. работах. Кишинев.

Пачокский И. (1914) Очерк растительности Бессарабии. Кишинев.

Поручик Ф. С. (1916) Заметки по вопросу об орографии Бессарабии и подразделении последней на физико-географические области. *Труды Бессараб. об-ва естество-испыт. и любит. естествознания*, VI.

Сабуров Я. (1830) Земледелие, промышленность и торговля Бессарабии в 1826 году. Москва.

Свиньин П. П. (1816) О естественном состоянии Бессарабской области. *Труды Вольн. эконом. об-ва*, 68, СПб.

Скальковский А. (1850) Опыт статистического описания Новороссийского края, I, II, Одесса.

Сорока П. (1878) География Бессарабской губернии. Кишинев.

Сухов И. М. (1950) Опыт геоморфологического деления Бессарабии. *Докл. АН СССР*, 73, 3. М—Л.

Cernescu N. (1934) Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie. *Inst. Geol. Rom., St. tehn. econ., seria C.*, 2, Bucureşti.

Enculescu P. (1928) Die Bodenkarte der Steppe von Süd-Bassarabien (Budgeac). *Proced. and Papers of the First Intern. Congress of Soil Science*, Commis. I—IV, Washington.

Florov N. (1928) Humus- und Bodenkarte der südlichen Hälfte Bessarabiens. *Proced. and Papers of First Intern. Congress of Soil Science*, IV, Washington.

Institutul Geologic al României

Kroupenikov I. A., Ourosu A. F., Filkov V. A., Baltianski D. M., Oplov F. F. (1964) Rèsultats des recherches pèdocartographiques dans la Republique Soviètique Socialiste de Moldavie et leur utilisation dans l'economie nationale. *VIII-e Congrès International de la science du sol. Transactions comptes-rendus berichte*, V, Bucarest — Romania.

Saidel T. (1928) Die Bodenkarte von Rumänien 1 : 1.500.000. *Proced. and Papers of the First Intern. Congres of Soil Science*, Commis. I—IV, Washington.

* * * Harta solurilor României (1927) sc. 1 : 1 500 000. Atlas geologic F. Nr. 2. Întocmită, de secţiunea agrogeologică a Inst. Geol. pe baza ridicărilor făcute de P. Enculescu, Em. Protopopescu-Pake şi T. Saidel. Ed. I.

ÉTAPES ET PROBLÈMES SOULEVÉS PAR UNE RÉGIONALISATION DE DÉTAIL EN RSS DE MOLDAVIE

(Résumé)

L'étude des sciences naturelles commencée par Cantemir (1789), la première régionalisation pédogéographique de Grosul-Tolstoi (1856) et les travaux ou les cartes rédigés par Dokuceaev, Enculescu, Protopopescu-Pache, Florov, Saidel et Cernescu (1900—1934) représentent la première étape dans le développement des recherches pédogéographiques concernant le territoire de la RSS de Moldavie.

Après la seconde guerre mondiale, sous la direction de l'académicien Dimo l'étude des sols connaît un véritable essor. Le premier ouvrage sur la régionalisation pédogéologique qui nous vient de Gladchi (1947) est suivi de toute une série de travaux de régionalisation géographique à caractère général.

Le développement de l'économie agricole a réclamé l'examen de tout le matériel cartographique; on a effectué une nouvelle régionalisation de la Moldavie qui a tenu compte aussi des opinions de Gorşenin (1956) concernant la notion de „district agropédologique". Le territoire de la république a été divisé en 14 districts agropédologiques dont: 6 dans l'anté-steppe moldave septentrionale, 4 dans la zone forestière de la Moldavie centrale, 3 dans la zone steppique danubienne, 1 dans la zone de steppe ukraïnienne.

Afin de caractériser les conditions naturelles et les possibilités de production des régions on a rédigé un système d'indices quantitatifs.

Sur les surfaces occupées par les sols principaux on a effectué des subdivisions au niveau des sous-types ou des groupes agroproductifs

Institutul Geologic al României

(en ha et %), tout en séparant les sols qui réclament des travaux d'amélioration particuliers. L'utilisation du fond foncier inclut les domaines existants et ceux recommandables (prairies, vergers, zones intra-muros etc.).

La régionalisation achevée ,on a établi les perspectives du développement de l'arboriculture, de la viticulture et de l'agriculture. Les nouveaux travaux de régionalisation pédologique devront prévoir une microrégionalisation agropédologique.

Les microdistricts se divisent en : microdistricts d'inversion (réels et faux), limitrophes, d'érosion-glissement et alluviaux.

La dénomination du microdistrict agropédologique suit un certain principe et inclut : *a*) le facteur géographique ; *b*) les principales directions de spécialisation et *c*) l'énumération des sols prédominants.

Afin de caractériser les microdistricts, outre le mémoire proprement dit, on a besoin d'une série d'indices qui refléteraient : 1 les conditions climatiques ; 2 le relief ; 3 les associations de sols ; 4 la quantité et les dimensions moyennes des surfaces élémentaires de sol ; 5 l'utilisation actuelle et celles recommandables ; 6 la classification d'après la fertilité moyenne des sols, appréciée de façon différenciée pour la culture des champs, des vergers, des vignobles.

Les microdistricts avec des caractères similaires, dont les conditions permettent de les recommander pour une certaine culture agricole spécialisée, sont caractérisés ensemble. Pour le développement différencié des diverses branches de la production agricole, le matériel documentaire est formé par des données qui caractérisent l'efficacité de la branche recommandée dans les conditions concrètes de la microrégionalisation respective.

La microrégionalisation pédologique permettra d'effectuer une concentration et une spécialisation de l'agriculture et une utilisation complète des conditions naturelles, sans négliger les caractères particuliers de chaque unité délimitée sur la carte.

ETAPELE ŞI PROBLEMELE UNEI RAIONĂRI DE DETALIU ÎN R. S. S. MOLDOVENEASCĂ

(Rezumat)

Studiile naturalistice începute de C a n t e m i r (1789), prima raionare pedogeografică a lui G r o s u l-T o l s t o i (1856) şi lucrările sau

Institutul Geologic al României

hărţile întocmite de Dokuceaev, Enculescu, Florov, Protopopescu-Pache, Florov, Saidel şi Cernescu (1900—1934) reprezintă prima etapă de dezvoltare a cercetărilor pedogeografice privind teritoriul R. S. S. Moldovenească.

După cel de-al doilea război mondial, sub conducerea lui Dimo, studiul solurilor ia un avînt deosebit. Prima lucrare privind raionarea pedogeografică care aparţine lui Gladchi (1947) a fost urmată de o serie de lucrări de raionare geografică cu caracter general.

Dezvoltarea economiei agricole a necesitat prelucrarea întregului material cartografic; s-a ajuns la o nouă raionare a Moldovei care a luat în considerare şi ideile lui Gorşenin (1956) privitoare la conceptul de „raion agropedologic".

Teritoriul republicii a fost împărţit în 14 raioane agropedologice: — 6 în antestepa Moldovei nordice, — 4 în zona forestieră a Moldovei centrale, — 3 în cea stepică danubiană, — 1 în zona stepică ucraineană.

Pentru caracterizarea condiţiilor naturale şi a posibilităţilor de producţie a raioanelor a fost întocmit un sistem de indici cantitativi.

În arealul principalelor soluri, s-au făcut subdiviziuni la nivel de subtipuri sau pe grupe agroproductive (în ha şi %), separîndu-se totodată solurile care necesită măsuri de ameliorare deosebite.

Folosirea fondului funciar include domeniile existente şi recomandabile (pajişte, livezi, terenuri intravilane, etc.).

În urma raionării efectuate s-a ajuns la stabilirea perspectivelor de dezvoltare a pomiculturii, viticulturii şi agriculturii. Continuarea lucrărilor de raionare pedologică va trebui să prevadă o microraionare agropedologică.

În funcţie de caracterele naturalistico-genetice microraioanele se împart în: de invaziune (reale şi false), limitrofe, de eroziune-alunecare şi aluviale.

Denumirea microraioanelor agropedologice urmează un anumit principiu şi include: *a*) factorul geografic; *b*) principalele direcţii de specializare şi *c*) enumerarea solurilor predominante.

Pentru caracterizarea microraioanelor, în afara memoriului propriu-zis, sînt necesari o serie de indici care să reflecte: 1) condiţiile climatice; 2) relieful; 3) asociaţiile de soluri; 4) cantitatea şi dimensiunile medii ale arealelor elementare de sol; 5) folosinţele actuale şi cele recomandabile; 6) gradele medii de bonitare ale solurilor calculate în mod diferenţiat pentru culturile de cîmp, livezi şi vii.

Institutul Geologic al României

Microraioanele cu caractere analoage ale căror condiţii permit recomandarea lor pentru o anumită specializare agricolă sînt caracterizate concomitent. Pentru dezvoltarea diferenţiată a diferitelor ramuri ale producţiei agricole sînt aduse ca material documentar date, care caracterizează eficacitatea ramurii recomandate în condiţiile concrete ale microraioanelor respective.

Microraionarea pedologică va permite efectuarea concentrării şi adîncirii specializării agriculturii şi o folosire mai completă a condiţiilor naturale cu luarea în considerare a particularităţilor lor pentru fiecare caz concret în parte.

Institutul Geologic al României

О ПРОЦЕССАХ ПОДЗОЛО И ПСЕВДОПОДЗОЛООБРАЗОВАНИЯ И ПРОЯВЛЕНИЯ ПОСЛЕДНЕГО В ПОЧВАХ СССР

С. В. ЗОНН [1]

Вопросы буроземообразования и псевдоподзолообразования в СССР привлекают все большее внимание почвоведов по следующим причинам:

во первых потому что проведенное, в последние годы крупномасштабное картирование почв подзолистой зоны, выявили в различных ее частях, почвы, по признакам и свойствам не согласующиеся с проявлением в них подзолистого процесса;

во вторых, новые методы, примененные к изучению: химических и физикохимических свойств, микроморфологического строения и минералогического состава подтвердили существенное отличие их от подзолистых и дерново-подзолистых почв;

в третих, установление новых элементарных процессов таких, как лессивирование и псевдооглеение в западных странах позволило выделять в подзолистой зоне бурые не лессивированные и лессивированные, а также псевдоглеевые почвы.

Все это настоятельно требует уточнения представлений о подзолообразовании в целях нахождения путей для сближения взглядов на генезис почв лесной зоны с почвоведами западноевропейских стран. Особенно важно такое сближение взглядов с почвоведами пограничных с нами стран. Ведь не секрет, что граница между Белоруссией и Украиной с одной стороны и Польшей, Чехословакией, Венгрией и Румынией с другой, превратилась не только в границу политическую, но и естественно — историческую. Она стала восточной границей распространения, на равнинах, бурых и псевдоподзолистых или псевдоглеевых почв.

Такое искусственное представление о распределении почв противоречит природным законам, которые, как известно, не согласуются с границами политическими. И, если по ним все-же проводят естественные границы распространения почв, то это указывает лишь на то, что между почвоведами различных национальных школ нет единства в понимании генезиса и географии одних и тех же или близких природных почвенных образований.

В связи со сказанным весьма целесообразно остановиться на актуальных вопросах современного понимания процессов, формирующих упомя-

[1] Институт лесоводства АН СССР, Москва.

Institutul Geologic al României

нутые выше почвы, и попытаться установить критерии для их диагностики. Но прежде чем перейти к их рассмотрению, рассмотрим некоторые исторические предпосылки, определившие необходимость пересмотра вышеуказанных представлений.

О развитии в лесной зоне почв, не имеющих признаков подзолистости или внешне сходных, а внутренне существенно отличающихся от подзолистых или дерново-подзолистых почв, известно давно. Еще в 1899 г. Сибирцев описал, в пределах б. Петербургской губ., почвы с поверхностным переувлажнением. Он отделил их от подзолистых и назвал ,,иловками''. Однако, в дальнейшем предложенное Сибирцевым разделение было забыто и о нем напомнил только в 1957 г. Мюккенгаузен, в связи с обоснованием выделения им нового типа почв — ,,псевдоглея''.

Вслед за Сибирцевым, в 1902 г. Глинка, а затем Полынов (1956) описали почвы названные им ,,поддубицы'' (развитые под дубовыми лесами в Псковской обл.), которые в дальнейшем, Якушевская аналогировала с бурыми лесными почвами.

Близкие к ним, но формирующихся большей частью на двучленных наносах или имеющих резко дифференцированный, по механическому составу, профиль почвы, описаны в Белоруссии в 1925 г. Касаткиным, а в 1926 г. Афанасьевым. Последний выделил такие почвы в особый тип (близкий к буроземам) — палево-подзолистых почв. Позже Чернеску (1937), изучая процесс подзолообразования в почвах Румынии, отмечал, что в её влажной зоне развиваются два различных генетических процесса. Первый он назвал ферри-гумусо-иллювиальным или первичным подзолообразованием. При этом процессе происходит выветривание пород и почвообразование под воздействием гумусовых кислот, препятствующих образованию глины.

Второй процесс, наоборот, связан с образованиями глины и её передвижением по профилю. Его, Чернеску назвал — вторичным глинисто-иллювиальным оподзоливанием. Этот процесс соответствует современным представлениям о лессиваже, псевдооглеении и псевдооподзоливании, как отдельных элементарных процессах, проявляющихся в почвах различных типов.

Позже Обером и Дюшофуром было развито представление о процессе лессивирования и образований особого типа почв ,,соль лессиве''. Позднее Ногина (1952) подтвердила отличия палево-подзолистых почв от дерново-подзолистых, обусловленных влиянием двучленности почвообразующей толщи.

Одновременно Кучинский (1950) указывал на наличие в Смоленской области почв, близких по строению и свойствам к бурым, лесным. Позднее нахождение подобных почв в этой области было подтверждено Евдокимовой и Чижиковой (1964).

В Беловежской пуще (Белоруссия) бурые лесные почвы выделил в 1961 г. Розанов, а затем Утенкова (1968). В 1963 г. Шершнева выделила бурые подзолистые почвы в Псковской области. Мы указали на наличие бурых лесных почв в Литве (1964), а в 1965 г. Шлейнис дал обстоятельную генетическую характеристику этих почв, раз-

Institutul Geologic al României

витых под дубовыми и дубово-еловыми лесами. Еще ранее, там же, В а й ч и с указывал на наличие бурых лесных почв под лиственничными насаждениями. В дальнейшем нами (1966) была дана глубокая, с применением современных методов изучения, характеристика бурых лесных и бурых псевдоподзолистых почв СССР.

Кроме того указанные почвы введены нами в качестве закономерных компонентов ландшафтов Средней полосы европейской части СССР (1967). В этом районе буроземообразование рассматривается, как проявление особого и в то же время закономерно дифференцированного влияния биоклиматических факторов, в зависимости от литологического и механического состава почвообразующих пород.

При этом было показано, что наложение на автоморфное почвообразование грунтового или поверхностного увлажнения приводит к принципиально различному проявлению гидроморфизма.

При грунтовом увлажнении, в зависимости, от степени его выраженности формируются подзолисто-глеевые и буро-глеевые почвы, а при поверхностном (сезоном) переувлажнении буро-псевдоподзолистые или их крайнее выраженные псевдоподзолы. Несмотря на то, что на протяжении 70 лет, многие почвоведы описывали почвы, не отвечающие диагностическим показателям установленным для подзолистых или дерново-подзолистых почв, всеже такие почвы упорно относятся к ним. Происходит это несомненно вследствие укоренившейся традиции, основанной на том, что каждой почвенно-климатической зоне должен соответствовать один зональный тип почв — в данном случае — подзолистый. Эта традиция, так долго сохранящаяся в нашей науке, тормозит развитие учения о генетическом разнообразии почв и основанном на нем дифференцированном к сельскохозяйственному и лессоводственному освоению почв.

О ДИАГНОСТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЯХ ПРОЦЕССОВ ПОДЗОЛООБРАЗОВАНИЯ БУРОЗЕМООБРАЗОВАНИЯ И ПСЕВДОПОДЗОЛИЗАЦИИ

Перейдем теперь к рассмотрению диагностических отличий подзолообразования, буроземообразования и псевдоподзолизации.

Подзолообразование

До сих пор многие почвоведы рассматривают подзолообразование как широкий процесс, проявляющийся в самых разнообразных биоклиматических условиях: от лесотундровых и до влажных субтропических. При такой амплитуде развития подзолообразования, биологические факторы теряют свое ведущее значение, поскольку этот процесс устанавливается и под северными хвойными и под южными широколиственными лесами (включая и субтропические). Не принимается во внимание и различие климатических режимов. При годовом увлажнении 500—600 мм и 1500—2500 мм, при равномерном и сгруженном в один или два сезона в году выпадении осадков, а также при длительном промерзании и при отсутствии его, выделяются подзолистые почвы, различающиеся лишь по степени подзолистости, дерновости или глеевости.

Institutul Geologic al României

При этом, основным критерием, по которому почвы относятся к подзолистым, принимается любое осветление верхнего подпостилочного или подгумусового горизонтов, сменяемых более темным и плотным горизонтом.

Во всех таких почвах осветленный горизонт относится к элювиальному, а нижележащий к иллювиальному. В преобладающем большинстве случаев к иллювиальным относятся и слои, имеющие геологическое или почвенно-геологическое оглинение (двучленность почвообразующих наносов).

В качестве диагностических признаков подзолообразования принимаются:

а) появление т.н. кремнеземистой присыпки, в почвах различных типов почвообразования (черноземы, бурые лесные и др.). Почвы с таким признаком относятся к оподзоленным;

б) четко выраженное обеднение верхнего подпостилочного или подгумусового горизонтов илом, сопровождающееся осветлением его по сравнению с нижележащим горизонтом (В). В первом случае почвы относятся к поверхностно-подзолистым или подзолам, а во втором к в разной степени подзолистым и дерново-подзолистым почвам;

в) любое осветление подгумусового горизонта, при отсутствии полегчения механического состава, по сравнению с горизонтами А и В, также служит критерием для признания подзолистого процесса в почвах;

г) при отсутствии осветленного (подзолистого) горизонта и слабом оглинении горизонта В (квалифицируются, как скрытоподзолистые).

Такой широкий диапазон проявления подзолообразования, как отмечалось выше, основан на формальном признаке — наличии осветленного горизонта. Однако очень часто осветление не согласуется с другими показателями подзолообразования. Больше того, имеющиеся химико-аналитические данные, не подтверждающие подзолообразования, рассматриваются формально, а не в целях выяснения природы почв. В связи со сказанным, следует прежде всего уточнить представления о подзолистом процессе и о признаках и свойствах, подтверждающих его типичное выражение.

Подзолистый процесс — это процесс разрушения составляющих минеральную часть почвы первичных и вторичных глинистых минералов в кислой среде. Он охватывает различную по мощности верхнюю толщу почв. Разрушение понимается как распад минералов на составляющие их окислы. Переходя в растворы или находясь в коллоидном состоянии, эти окислы перемещаются по профилю и подвергаются осаждению на стыке смен кислой на нейтральную или слабо-щелочную реакцию.

Подобное осаждение окислов, а в некоторых условиях и органических веществ, происходит на различных глубинах, определяемых интенсивностью сезонного промачивания почвенной толщи.

В результате подзолистого процесса происходит:

а) относительное накопление в верхней толще почв — SiO_2 — кварца и кремнезема (возможно вторичного) и обеднение всеми остальными окислами, входившими в состав первичных и глинистых минералов а также и гумусовыми веществами. Обедняющаяся таким путем почвен-

Institutul Geologic al României

ная толща приобретает типичные признаки и свойства элювиальной и характеризуется осветлением, вследствие относительного увеличения SiO_2, и облегчения механического состава, за счет разрушения ила и выноса составляющих его окислов;

б) ниже элювиальной толщи формируется оглиненная, в результате вторичного осаждения свободных окислов, органических веществ и синтеза глинистых минералов, иллювиальная толща.

При подзолистом процессе происходит интенсивное подкисление элювиальной толщи воднорастворимыми органическими и фульвокислотами, продуцируемыми лесным опадом-подстилкой. Они определяют преобладание в поглощающем комплексе ионов H, на фоне низкой емкости поглощения связанной с разрушением илистой части и выносом органических коллоидов.

Изменяется и состав остающегося в этой толще ила — в нем повышается содержание SiO_2.

Иллювиальная толща выделяется более высокой емкостью поглощения, повышенным содержанием обменных Ca и Mg и меньшим H и Al. В составе ила преобладают Al и Fe.

Микроморфология подтверждает отсутствие или слабую выраженность передвижения ила по профилю. При исходной бедности почвообразующих пород (кварцевые пески) и наличии свежего органического вещества (источника ионов H), подзолизация начинается неподсредственно под лесной подстилкой. Чем богаче почвообразующие породы, тем длительнее в почвах сохраняется стадия почвообразования без признаков и свойств подзолообразования. При развитии в областях ледниковых отложений влияние оказывает и возраст последних. Чем моложе они, тем подзолообразование выражено слабее или вообще не проявляется [2].

Подзолообразование может происходит не только при промывном, но и при таких водных режимах, которыми обеспечивается элювиация продуктов разрушения на некоторую глубину от поверхности.

Наконец, подзолистому процессу могут сопутствовать и другие процессы, например, глеевый, лессиваж и др., но с выраженностью не изменяющей динамики подзолообразования.

Буроземообразование

Для буроземообразования характерно лишь слабое, частичное разрушение глинистых минералов, вследствие чего для профиля бурых лесных почв не типична элювиальная дифференциация механического и химического состава.

При буроземообразовании илистая часть почв продолжает сохранять постоянство своего химического состава. В почвах происходит лишь передвижение ила по профилью, под воздействием лессиважа. Ил течет по порам, граням структурных элементов, ходам корней и др. пустотам и

[2] К сожалению возрастные стадии подзолообразования в СССР почти не изучаются.

Institutul Geologic al României

трещинам, образуя по ним натечные или коломорфные формы, отчетливо прослеживаемые при микроморфологическом изучении таких почв.

Таким образом ил в почвах буроземного типа, не разрушаясь, перераспределяется по профилю. Такое перераспределение, вызывает текстурную, а не элювиальную дифференциацию механического состава по профилю. При этом присходят лишь некоторые количественные сдвиги в химическом составе минеральной части почвы и ее ила.

Текстурная дифференциация профиля по механическому составу может определяться и т.н. внутрипочвенным (*in situ*) преобразованием первичных минералов в глинистые. Однако выраженность подобного процесса в почвах лесной зоны остается не изученной и не ясной. Следовательно, формирующийся при буроземном процессе горизонт В, имеет иную генетическую природу — текстурную и поэтому эго следует обозначать, индексам Bt. Для бурых лесных почв характерно постепенное увеличение с глубиной полуторных и других окислов, а также биологическое накопление их в поверхносном горизонте. Емкость поглощения и состав поглощенных катионов находятся в соответствии с распределением ила и гумуса.

Количество последнего, а также реакция среды (pH) сопряжены с минералогическим составом почвообразующих наносов. Почвы могут быть кислыми (ненасыщенными) и кисло — или нейтрально — щелочными, например, при развитии на породах содержащих карбонаты Ca и Mg.

Проявление буроземообразования в лесной зоне приурочено к богатым суглинистым или карбонатным почвообразующим породам. Этому способствует и произрастание на таких породах широколиственных древесных пород (дуба, граба, бука и др.), что в совокупности и определяет возможность развития бурых лесных почв. Они представляют собой биолитологическую стадию почвообразования, сменяемую стадией подзолообразования, но чаще эволюционирующих в буро-псевдоподзолистые почвы. Такая эволюция происходит на стадии наиболее ярко выраженной текстурной дифференциации почвенного профиля, контролируемой степенью оглиненности горизонта В. При этом происходит изменение водного режима в сторону сезонного переувлажнения почвенной толщи над горизонтом В. Такое изменение водного режима обуславливается не только текстурной, но и почвенно-геологической и геологической дифференциацией почвенной толщи. В последних случаях, часто наблюдаются два осветвленных горизонта — верхний и нижний приуроченный к контакту с более глинистой толщей. При этом сезонное поверхностное переувлажнение усиливает мобилизацию железа и его перераспределение по профилью. Этим явлением и определяется осветление горизонтов, принимаемое за подзолизацию. Подобный процесс Герасимовым (1959) и нами (1959) назван псевдоподзолизацией (псевдооподзоливанием).

Псевдоподзолизация

Процесс псевдоподзолизации определяет строение почвенного профиля подобного подзолистому. Однако это подобие вызывается только

Institutul Geologic al României

обеднением осветленных горизонтов железом. Все остальные окислы подвержены лишь слабому перемещению. Поэтому в таких почвах их валовой состав ила не отражает типичной черты подзолистых почв — обеднение элювиальной толщи всеми окислами кроме SiO_2.

При псевдоподзолизации, хотя и происходит небольшое относительное увеличение в верхних горизонтах SiO_2, но оно коррелирует только со снижением содержания Fe и Mn. Таким образом псевдоподзолизация обусловлена преимущественным перераспределением Fe_2O_3, вследствие сезонного перевода его в более подвижные закисные формы с чем связано частичное вымывание, а в большей степени сегрегирование на месте в микро и макроконкреции при высыхании этих горизонтов. Псевдоподзолизация часто налагается на бурые лесные почвы при достаточно ясно выраженной текстурной дифференциации почвенного профиля.

Крайнее проявление псевдооподзоливания приводит к формированию псевдоподзолов. При псевдоподзолизации в верхней толще относительно накапливаются каолиновые продукты, чем определяется снижение емкости поглощения и увлажнение в ее составе обменного Al.

Итак, в составе почв хвойно-широколиственной зоны наряду с почвами подзолистого типа развиты бурые лесные (биолитогенные) большей частью относимые к скрытоподзолистым, буро-псевдоподзолистые или палево-псевдоподзолистые и псевдоподзолы.

Что касается оподзоленности, устанавливаемой по наличию т.н. кремнеземистой присыпки, то нам представляется недоразумением пользоваться этим термином. Применение его предусматривает образование вторичного (выпадение из водной среды) кремнезема. Однако доказательств этому нет. Механизм образования т.н. присыпки связан с освобождением зерен первичного кварца от коллоидных пленок, при подкислении и лессивировании их вещественного состава. Поэтому вряд ли правомерно по этому признаку относить почвы к оподзоленным. Таковы основания и предпосылки для дифференциации почвенных процессов, под воздействием которых формируются почвы в подзоне хвойношироколиственных и широколиственных лесов.

Все они генетически взаимосвязаны, образуя несколько самостоятельных эволюционных рядов с различиями, обусловленными: составом почвообразующих пород, типом дифференциации почвенного профиля по механическому составу и воздействием различных типов лесной растительности.

О РЕГИОНАХ С НАИБОЛЕЕ ШИРОКИМ РАЗВИТИЕМ ПСЕВДООПОДЗОЛИВАНИЯ ПОЧВ В СССР

На территории СССР довольно четко выделяется два полярных региона, в которых почвообразование в значительной мере отражает: с одной стороны влияние летне-осеннего повышенного увлажнения и с другой, воздействия широколиственных древесных пород, входящих в состав хвойных лесов.

Institutul Geologic al României

Такими регионами являются: на западе Прибалтийские республики, Белоруссия и западные области Украины, а на востоке равнины и низкогорья Приморья Дальнего Востока.

Летне-осений максимум осадков обусловлен: на западе вторжением влажных воздушных масс с Атлантики, а на востоке тихоокеанских муссонов. Различия заключаются лишь в том, что на западе указанное увлажнение накладывается на не промерзающие или слабо промерзающие, а на востоке на длительно промерзающие почвы. Участие в почвообразовании широколиственных пород, в обоих регионах, интенсифицирует круговорот органического вещества и зольных элементов с вовлечением в него значительных количеств Ca, Mg и др. нейтральных и щелочных катионов. Разложение годичного опада происходит в течение 1—1,5 лет, поэтому накопления подстилки на поверхности почв почти не наблюдается. Такие показатели характерны для буроземообразования, а не для подзолообразования. Буроземообразование в этих районах, особенно в западном приурочено только к богатым силикатным или в той или иной степени карбонатным породам.

Очень часто, как например в Литве, карбонатные породы, залегающие на некоторой глубине с поверхности перекрыты покровными бескарбонатными суглинками. В таких случаях они, как и карбонатные морены, являются причиной развития буроземообразования. Однако, такие почвы часто относятся к дерново-карбонатным — остаточным, что вряд ли отражает их генезис.

Как описывалось нами ранее (1966), в отмеченных регионах буроземообразование сопровождается интенсивным лессивированием, приводящим к текстурной дифференциации почв и изменению их водного режима. Уже на стадии лессивирования в дождливые сезоны, влага задерживается в верхней толще над горизонтом Bt, и при значительном ее прогревании, а также достаточно кислой реакции создаются условия для интенсивного сезонного перевода Fe_2O_3 в FeO. При последующем высыхании закисные формы железа переходят в окисные, агрегируются в конкреции различного размера и остаются в пределах той--же толщи, особенно на границе горизонтов A_2b — Bt.

Так появляется осветление, обусловленное отбеливанием от Fe_2O_3. Почвы с таким горизонтом на Дальнем Востоке относились сперва к дерново-подзолистым, затем буро-подзолистым.

В западном районе к дерново-подзолистым, подзолисто-глеевым, палево-подзолистым, бурым подзолистым и даже дерново-карбонатным-остаточным.

Отличия почв восточного и западного регионов сводятся к тому, что в первом более резко выражен отбеленный горизонт и горизонт Bt, а во втором они более растянуты и висячее поверхностное оглеение охватывает более мощную (до 1 — 1,5 м) толщу. Поверхностное оглеение в западном регионе усиливается при движении с С на Ю и достигает максимума в почвах Закарпатья.

На исходной , однородной по механическому составу, почвообразующей толще развитие почв идет в следующем направлении: бурая лесная

Institutul Geologic al României

⇒ бурая лессивированная ⇒ бурая-псевдооподзоленная ⇒ буропсевдоподзолистая ⇒ псевдоподзол.

Гораздо сложнее эволюция почв происходит на двучленных почвообразующих породах. Двучленность может быть двоякого происхождения:

а) почвенно-геологической, т.е. обусловленной прошлыми процессами переноса и кальмотирования верхней толщи, в результате чего она потеряла часть илистого материала.

В таких условиях почвообразование начинается с поверхностного сезонного переувлажнения, приводящего к лессивированию, а на контакте с более глинистой толщей и псевдооподзоливанию. Типичным примером такого развития псевдооподзоливания могут служить т.н. палево-подзолистые почвы, а по нашей номенклатуре буро или палево-псевдоподзолистые. В них буроватость верхней более легкой толщи поддерживается современным интенсивным биологическим круговоротом железа и его сегрегацией только на контакте маркирующих толщ.

Таким образом, эволюция почв в этом ряду представляется следующей: бурые или палево-лессивированно-псевдооподзоленные ⇒ буро-псевдопозолистые. Дальнейшая эволюция, возможно, пойдет по пути усиления поверхностно-глеевых процессов[3].

б) геологический, когда легкие породы подстилаются тяжелыми. При таком строении почвообразующей толщи на первых же этапах происходит поверхностное переувлажнение верхней толщи и образование в контактной зоне ясного глубинного (второго) псевдооподзоленного горизонта. Лессиваж сопутствует и дает слабую дифференциацию верхней толщи: сперва образуются буро-псевдоподзолистые, а затем буропсевдоподзолисто-поверхностно-глеевые. Аналогичная эволюция идет и при карбонатности более тяжелого слоя. В этом случае она начинается с бурых остаточно-карбонатных, переходящих в буро-псевдоподзолистые и затем в буро-поверхностно-глеевые. И, наконец, следует отметить еще один эволюционный ряд почв, развивающихся на плотных карбонатных породах. Он начинается с перегнойно-карбонатных, переходящих в лессивированные бурые лесные (остаточно-карбонатные), а последние могут при удовлетворительном дренаже переходить в дерновоподзолистые, а при затрудненном в буро-псевдоподзолистые.

При изучении всех стадий развития почв в намеченных рядах, особое внимание следует обращать на химические и физико-химические показатели почв, получаемые в результате анализа их. Анализы почв должны рассматриваться как главнейшие диагностические показатели. Свойства, обусловленные составом и другими показателями, должны иметь первенствующее значение в диагностике и номенклатуре. Нам представляется, что дальнейшее изучение подобных почв и пересмотр уже накопленных данных облегчит согласование генетических и картографических материалов в пограничных областях и будет способствовать дальнейшей диф-

[3] Существует и другая трактовка буроватости или палевости (Эвальд и др.) как связанной с прошлым (валдайским) почвообразованием, протекавшим по тундровому типу и напоминавшему современное аляксинское буро-арктическое почвообразование (Тедров и др.).

Institutul Geologic al României

ференциации почвенного покрова по таким объективным показателям, как состав и свойства почв.

Вместе с тем вычленение из дерново-подзолистых и подзолистых почв — бурых лесных и буро-псевдоподзолистых сближает и взгляды на генезис подобных почв с почвоведами Польши, ГДР, Чехословакии, Румынии, Болгарии и Югославии.

Обосновываемые буро-псевдоподзолистые почвы, соответствуют Fahlerde выделяемым Эвальдом в ГДР, lessivé tipique Обером и Дюшафуром во Франции, псевдоглей Мюккенгаузеном, вторичные подзолистые почвы Чернескув Румынии и др.

Следующим этапом должно быть номенклатурное согласование этих почв, что, вероятно, станет возможным после дополнительного накопления необходимых аналитических и др. данных.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Я. Н. (1926) Очерки почв Белоруссии. Горки, БССР.

Герасимов И. У. (1959) Глеевые псевдоподзолы Центральной Европы и образование двучленных покровных наносов. *Изв. АН СССР, серия географическая* 3.

Глинка К. Д. (1902) Послетретичные образования и почвы Псковской, Новгородской и Смоленской губернии. *Ежегодник по геологии и минералогии России*, 4—5, СПб.

Евдокимова Т. И., Чижикова Н. П. (1964) О бурых лесных почвах юга Смоленской области. *Науч. докл. высшей школы, серия биолог. наук*, 4.

Зонн С. В. (1959) О почвах восточной части Тибета и закономерностях их распределения. *Почвоведение*, 6.

— (1964) О некоторых вопросах изучения генезиса и плодородия лесных почв Литовской ССР. В кн. Исследование и картирование лесных почв, Каунас.

— (1966) О бурых лесных и бурых псевдоподзолистых почвах Советского Союза. В кн. генезис и география почв. К 60 летию академика Иннокентия Петровича Герасимова. Изд. ,,Наука'', Москва.

— (1967) Глава ,,Почвы'' в кн. Средняя полоса европейской части СССР. Изд. ,,Наука'', Москва.

Касаткин В. Г. (1928) Почвы Жорновского участка лесной опытной станции. *Записки Белорусского ин-та сельск. и лесного хоз-ва*, 6, Минск.

Кучинский П. А. (1950) Почвы Смоленской области и способы повышения их плодородия. Смоленск.

Ногина Н. А. (1952) О палево-подзолистых почвах Белоруссии. *Почвоведение*, 2.

Полынов Б. Б. (1956) Избранные труды, Москва.

Розанов Б. Г. (1961) Бурые лесные почвы Западной Белоруссии — *Вестник МГУ, серия 6 (биология, почвоведение)*, 2.

Сибирцев Н. М. (1899) Почвоведение. Лекции, читанные студентам И-та сельского хозяйства и лесоводства в Ново-Александрии, 1—3, Варшава.

Утенкова А. И. (1968) Производительность почв и взаимосвязь почвенных условий с геоботанической структурой лесных фитоценозов Беловежской пущи. *Сб. Ботаника*, X, Минск.

Шершнева А. Н.' (1963) О дерново-буро-подзолистых почвах как стадии развития почвенного покрова Западной провинции смешанных лесов СССР. *Учен. записки Ленинградского пед. ин-та им. А. И. Герцена*, 244, Л.

Шленис Р. Н. (1965) О различии почвообразования под еловыми и дубовыми лесами в северо-западной части СССР, *Почвоведение*, 3.

Якушевская И. В. (1965) Новгородские ,,поддубицы'', *Почвоведение*, 8.

Institutul Geologic al României

Cernescu N. (1937) Die Bodenzonen der Region des humiden , Klimas Rumänien Bericht über die Tagung der V Komm., Wien.
Mückenhausen E. (1963) Le pseudogley. *Science du sol*, 1.

SUR LE PROCESSUS DE PODZOLISATION ET DE PSEUDO-PODZOLISATION ET SUR LA MANIFESTATION DE CE DERNIER DANS LES SOLS DE L'URSS

(Résumé)

L'auteur tenant compte de la conception actuelle concernant le processus de podzolisation et de développement des sols bruns et des sols pseudopodzoliques tente de préciser les traits à partir desquels on peut en faire des différenciations.

Processus de podzolisation. Il se caractérise par la destruction, en milieu acide, des minéraux argileux primaires et secondaires au cours du lessivage des oxydes générés, quelquefois, en même temps que la destruction de certaines substances organiques, et par la précipitation de ceux-ci au niveau d'un changement de l'acidité du sol. De ce processus s'ensuit un enrichissement de l'horizon supérieur en SiO_2 (quartz, silice colloïdale) et un appauvrissement en oxydes ; se développe un horizon éluvial de couleur plus claire et de composition mécanique plus grossière. En même temps se développe un horizon illuvial d'argilisation, résulté de l'accumulation secondaire des oxydes libres, de la matière organique et de la synthèse des minéraux argileux.

La podzolisation peut être accompagnée de processus de : gleyification, lessivage et autres sans que ceux-ci affectent la dynamique générale de ce processus.

La formation des sols bruns se distingue par le processus de différenciation texturale faisant suite à la rédistribution, le long du profil, de l'argile (sans changements dans sa composition chimique) et de la transformation (en moindre mesure étudiée) *in situ* des minéraux primaires dans des niveaux argileux. Les sols présentent un horizon B argilo-illuvial, une croissance le long du profil de la teneur en sesquioxydes et une accumulation de matière organique dans l'horizon supérieur. La capacité d'échange et la teneur en cations du complexe

Institutul Geologic al României

adsorbtif est en fonction de la rédistribution de l'argile et de l'humus. Développés sur des matériaux originels limoneux souvent fortement calcaires, ces sols évoluent vers des sols bruns pseudopodzoliques surtout au cours des stades de différenciation texturale avancée.

Le processus de pseudopodzolisation. Ce processus conduit à la formation de certains profils de sols de type podzolique. La composition globale du sol et de l'argile ne reflète pas un appauvrissement en sesquioxydes. Dans l'horizon supérieur il n'arrive qu'une croissance en SiO_2 à cause de la migration et de la rédistribution le long du profil des oxydes de fer et de manganèse, qui constituent souvent des concrétions. La pseudopodzolisation intervient au cas des sols bruns avec différenciation texturale ; si le processus s'intensifie il conduit à la formation des pseudopodzols. Dans la partie supérieure des profils, dans les conditions de pseudogleyification, il arrive une accumulation relative des produits kaolinitiques avec une baisse de la capacité d'adsorbtion et une croissance de la teneur en Al mobile.

Les sols pseudopodzoliques constituent dans la partie orientale et occidentale de l'URSS deux régions distinctes. Dans la région orientale du pays, l'évolution des sols a lieu dans un climat à humidité plus élevée durant le printemps et à gel prolongé durant l'automne, et sous une végétation formée de forêts mixtes de feuillus et de conifères. Du côté occidental, l'horizon blanchâtre et l'horizon B sont mieux développés ; du côté oriental, ces horizons sont plus profonds et gleyifiés sur de grandes épaisseurs (1—1,5 m). Les sols développés sur du matériau originel à composition mécanique homogène forment la séquence suivante : sol brun — sol brun lessivé — sol brun pseudopodzolisé — sol brun pseudopodzolique — pseudopodzol. L'évolution des sols bistratifiés est plus complexe. Chez des sols formés sur des sédiments avec une stratification pédogéologique et à lessivage des horizons supérieurs a lieu aussi le processus de pseudopodzolisation, manifesté surtout au contact des horizons A et B ; l'évolution est la suivante : sols bruns lessivés — ou pale-pseudopodzolisés — sols bruns pseudopodzoliques. Sur des sédiments à stratification géologique, la pseudopodzolisation se manifeste dès le début de l'évolution du sol, la séquence étant la suivante : sols bruns pseudopodzolisés — sols bruns pseudopodzoliques à pseudogley ; sur des dépôts stratifiés plus argileux et calcaires se développent : sols brun calcaires — intergrades vers des sols bruns pseudopodzolisés — sols brun à pseudogley.

Institutul Geologic al României

La séparation des sols bruns de forêt et des sols bruns pseudopodzoliques (Fahlerde, lessivé typiques, podzols secondaires) du groupe des sols derno-podzoliques et podzoliques nous rapproche de la conception sur la genèse de certains sols similaires des pays de l'Europe orientale.

ASUPRA PROCESELOR DE PODZOLIRE ŞI PSEUDOPODZOLIRE ŞI MANIFESTAREA ACESTUIA DIN URMĂ ÎN SOLURILE DIN URSS

(Rezumat)

Autorul, luînd în considerare concepţia actuală privitoare la procesul de podzolire, de formare a solurilor brune şi a solurilor pseudopodzolice încearcă să precizeze criteriile care stau la baza diferenţierii lor.

Procesul de podzolire. Acest proces se caracterizează prin destrucţia, în mediu acid, a mineralelor argiloase primare şi secundare o dată cu eluvierea oxizilor rezultaţi, uneori împreună cu aceea a anumitor substanţe organice şi precipitarea la nivelul unei schimbări a acidităţii solului. Ca urmare a acestui proces rezultă o îmbogăţire a orizontului superior în SiO_2 (cuarţ, silice coloidală) şi sărăcirea în oxizi; se formează un orizont eluvial mai deschis la culoare şi cu o alcătuire granulometrică mai grosieră. Totodată se formează un orizont iluvial de argilizare ca rezultat al acumulării secundare a oxizilor liberi, a substanţelor organice şi a sintezei mineralelor argiloase.

Podzolirea poate fi însoţită de procese de gleizare, lesivaj, ş.a. fără ca acestea să afecteze dinamica generală a acestui proces.

Formarea solurilor brune se caracterizează prin procesul de diferenţiere texturală în urma redistribuirii pe profil a argilei (cu o alcătuire chimică neschimbată) care migrează şi a transformării (mai puţin studiate) *in situ* a mineralelor primare în cele argiloase. Solurile prezintă un orizont B argilo-iluvial (Bt), o creştere pe profil a conţinutului în sescvioxizi şi o acumulare a substanţei organice în orizontul de suprafaţă. Capacitatea de adsorbţie şi conţinutul de cationi ale complexului adsorbtiv se corelează cu redistribuirea argilei şi humusului. Formate pe depozite de solificare lutoase, adeseori bogate în carbonaţi, aceste soluri

Institutul Geologic al României

evoluează spre solurile brune pseudopodzolice, mai ales în stadiile cu diferențiere texturală mai înaintată.

Procesul de pseudopodzolire. Acest proces determină formarea unor profile de sol de tip podzolic. Compoziția globală a solului și argilei nu reflectă însă o sărăcire în sesc vioxizi. Are loc doar o creștere a SiO_2 în orizontul superior datorită migrării și redistribuirii pe profil a oxizilor de Fe și Mn, care adeseori formează concrețiuni. Pseudopodzolirea intervine în cazul solurilor brune cu diferențiere texturală, iar în condițiile unei intensificări a acestui proces duce la formarea pseudopodzolurilor. În condițiile pseudogleizării în partea superioară a profilelor are loc o acumulare relativă a produselor caolinitice cu o scădere a capacității de adsorbție și o creștere a conținutului în Al mobil.

Solurile pseudopodzolice formează în partea estică și vestică a URSS două regiuni deosebite. Evoluția solurilor decurge în condițiile unei umidități mai ridicate în perioada de primăvară și toamnă cu îngheț prelungit în regiunea estică a țării și sub păduri mixte de foioase și conifere. În partea vestică, orizontul albicios și orizontul B sînt mai clar exprimate; în partea estică aceste orizonturi sînt mai profunde și gleizate pe grosime mare (1—1,5 m). Solurile formate pe materiale parentale cu alcătuire granulometrică omogenă formează următoarea succesiune genetică: sol brun — sol brun lesivat — sol brun pseudopodzolit — sol brun pseudopodzolic — pseudopodzol. Mai complexă apare evoluția solurilor bistratificate. Pe sedimente cu o stratificare pedogeologică și o lesivare a orizonturilor superioare are loc și procesul de pseudopodzolire, manifestat mai ales la contactul dintre orizontul A și B. Evoluția este următoarea: soluri brune lesivate — sau pale-pseudopodzolite — soluri brune pseudopodzolice. Pe sedimente cu stratificare geologică, pseudopodzolirea are loc din primele momente, iar evoluția este: soluri brune podzolite — soluri brune pseudopodzolice cu gleizare de suprafață; pe depozite stratificate mai argiloase și cu carbonați se dezvoltă: soluri brune rezidual carbonatice — tranziții la soluri brune pseudopodzolite — soluri brune cu gleizare de suprafață. Separarea solurilor brune de pădure și a solurilor brune pseudopodzolice (Fahlerde, lessivé tipique, podzoluri secundare) de grupa solurilor derno-podzolice și podzolice ne apropie de concepția privitoare la geneza unor soluri asemănătoare din țările Europei răsăritene.

Institutul Geologic al României

MORPHOLOGY AND DEVELOPMENT OF CALCAREOUS SOILS UNDER SEMI-ARID MEDITERRANEAN CLIMATICAL CONDITIONS

BY

ANTONIO GUERRA [1]

Mediterranean regions with a semi-arid climate are characterized by the existence of long and dry Summer periods of ninety days and more, with average maximum temperatures of 25°C alternating with rain periods of irregular rainfalls oscillating between 250 and 450 mm. About 65% of the surface of Spain has a semi-arid mediterranean climate so that the conditions of soil formation are particularly interesting. In this paper we shall limit ourselves to consider the soils formed on calcareous materials normally composed of limestones of variable hardness, calcareous sandstones or more or less clayey marls.

In these semi-arid regions the influence of man had been decisive when destroying the original wood he also interrupted the balance existing between the soil and the environments so that erosive processes appeared with great intensity it therefore being difficult to find natural profiles, a fact which in turn greatly difficults the work and interpretation of the edaphic processes responsible for the forming of soils.

In a semi-arid climate, with a long and dry summer season, the soil can only support a very particular tree vegetation based on *Quercus ilex*, *Tetraclinis articulata* is the most xerophytic species. All scrubs pertaining to the *Thymus vulgaris* and other salinity resisting species; all other plants, as a rule, being seasonally ones.

Under these conditions the development of soils is rather scarce all superior horizons being poor in organic matter although under natural conditions, they may reach up to 3—5%, however they disappear

[1] Soil Departament, Instituto de Edafologia y Biologia Vegetal, Madrid, Spain.

Institutul Geologic al României

through mineralization as soon as they lose the protective vegetal covering. Therefore soils nearly almost show ochric epipedon whose humus contents based on calcic mull, as a rule is rather reduced; it being about 1% in cultivated soils.

During the long summer season, the soil remains dry even at great depths; there is no biological activity except at soils which owing to their textural and topographical features, have a certain grade of humidity. During wet winter periods the seasonal vegetation is abundant, however, the soil never succeeds in getting decarbonated, thus giving a positive reaction to acids even at upper horizons. Therefore, the B horizon is of the structural or cambic type; if the original material contains alterable minerals these subsist at that horizon, the pH is always 7 or higher and the chemical desintegration is very reduced. Therefore argilluvic or Alfisols with argillic horizon, frequently Alfisols, Xeralf or Ustalf soils, are observed, but as a matter of fact it is the question of paleosols formed under wetter than normal conditions.

According to the degree of development we find AC or A (B) C soils with accumulated calcium carbonate horizons in form of calcareous nodules of crusts. AC soils pertain to the group of Rendzina in its xerophylic variety, that is to say, the Xerorendzina. A (B) C soils are Brown and Reddish-Brown Calcareous Mediterranean soils which according to the classification made by the FAO pertain to Calcic Cambisols and to Calcic Xerosols.

RENDZINA LIKE SOILS

Geomorphology and original material. They are formed on marls of highly varied consistency, gypsum marls, limestones, marly limestones and calcareous sandstones. They can also be formed on initially siliceous primary materials, in their Pararendzina variety, owing to the formation of secondary calcium carbonate because of the chemical disintegration of calcium felspar existing in the original material. The topography of these soils depends on the kind of material, if it is the question of hard limestone, it is abrupt; if it is the question of marls, the typical relief is slightly undulated showing a landscape of little hills at which owing to the action of the erosion, a catena of Lithosols, Xerorendzinas and Vertisols is created, with Saline soils in depressions. The Xerorendzina formed on hard limestones are always associated to Calcareous Brown or Reddish-Brown soils, sometimes with Terra Rossa.

Institutul Geologic al României

Profile and general properties. These soils constitute climax on calcareous materials with strong erosion in mediterranean regions, from light-grey to dark-grey colored and when being very much eroded, even whitish. Their depth is not very great, on an average about thirty centimeters, the whole soil being rather calcareous, loose and rich in cavities and permeable. Soils suffering from strong droughts, heats and paralyzation of biological activities during the summer months; those formed on hard rocks with a rather reduced water retaining capacity whilst at those formed on marls, the marl permits to store the humidity, this increasing fertility. Owing to climatological and topographical conditions washing and chemical disintegration processes are almost inhibited and part of the A horizon lime is recrystallized lime proceeding from underlying horizons or carried by the wind.

Granulation can be rather variable as it depends on the shape and conditions of the original material; although the sandy-silt texture is predominant, the crumby or thick-grained structure is rather developed and the consistence is medium or strong according to texture.

Chemical and mineralogical features. The contents in organic material oscillates between 3 and 5% in natural soils, this percentage being much lower in cultivated soils; the pH is always higher than 7, but it can never become excessively alcaline owing to the absence of soluble salts. Only those formed on gypsum marls can reach a pH of 8 and even higher. It is always the question of very saturated soils with au exchangeable capacity lower than 20 m.e.cent. The kind of clay existing is kaolinite although in some occasions there is some illite and even montmorillonite, this being due to the fact that these minerals are formed in the original material. For the same reason, minerals in the heavier portion of the sand are very much rounded, only the most resisting ones being present.

GYPSUM XERORENDZINA

A variety of Xerorendzina with the same morphological features, especially when formed on gypsum marls. If the parent rock is pure crystallized gypsum it is always associated to Lithosols. As a rule, the original material consists of gypsum alternating with gypsum marls, sometimes there appear some thin limestone strata.

The character of this soil implicates a landscape of great aridity at which vegetation is rather scarce and exclusively represented by

Institutul Geologic al României

the gypsofiliae species. Erosion is intensive, the soil being accumulated at lower and endorrheic zones so that, mainly as a consequence of poor drainage, soils of high salinity are associated. The typical profile consists in an (A) horizon poor in organic matter, thin sandy-silty, showing a colour proper of the presence of gypsum. Reaction is alcaline and the calcium carbonate which is always present oscillates between 12 and 20%.

PARARENDZINA

It is also a variety of the Xerorendzina so that it should be rather called Paraxerorendzina since this soil cannot be present nor be found in the wet zone. It is formed on basic siliceous rocks, mainly granodiorites which through alteration produce a great quantity of calcium carbonate which by filling diaclases and hollows gives the original material a calcareous character. The profile is of the A/Ca/C type, with an A horizon showing the same features as its equivalent of the Xerorendzina, from which on the other hand, it differs through its higher contents in large quartz grains and a lighter texture. The calcareous character is visible in the whole profile but with greater intensity in the contact zone with the rock where a calcium carbonate enriched horizon is noticed.

Only small areas of this soil are known as on account of its condition of formation, it can be found neither in humid zones where the washing of lime is perfect affecting even in the rock, nor in the very arid regions where on account of the scarcity of humidity, the chemical disintegration of the rock is practically inhibited.

Utility of Rendzina soils. From an agricultural point of view only the Xerorendzina on marls and marly limestones are profitable owing to the fact that, on the one hand, the topography is much gentle, thus even allowing for mechanization, and on the other hand the rock is able of storing sufficient humidity, its physical nature permitting to substitute the soil losses caused by the action of the erosion. Sometimes agricultural works are made on the very marl; in Andalusia there are extensive olive-groves on these soils at an intensive erosive stage. Cereals, leguminous, vineyards and olive-groves are the most important cultures, with yield varying mainly according to the kind and state of erosion of the soil.

In Andalusia, they constitute excellent and rich cultivating soils in which, on marly horizon, corn and beets are grown in dry farming.

Institutul Geologic al României

In the provinces of Seville and Cadiz, owing to their privileged climatology, good yields are obtained, the famous Jerez vineyards pertaining to that type of soil.

Xerorendzina on gypsum are generally found in Lithosols zones, their agricultural utility is to be considered as null; they constitute tracts of very poor uncultivated and untilled land at which forestal repopulation would be a recourse of a certainly difficult and scarce yield.

BROWN AND REDDISH-BROWN SOILS

All soils of the A (B) C profile, with calcium carbonate in all their horizons, developed on calcareous materials, poor in humus and under a semi-arid mediterranean climate, belong to this type of soils. As a rule, they appear associated to AC soils and Lithosols. In other numerous occasions they are associated to relict soils of Terra Rossa and Terra Fusca. They constitute the mediterranean climax soil, rich in carbonates, the formation of clay being inhibited by the high pH of the medium.

Geomorphology and original material. The calcareous character of the original material being the only lithological condition of these soils, it can easily be understood that the constitution and geomorphology can oscillate between wide ranges. Thus, they can be revealed in landscapes with predominant plains, but also in mountainous and abrupt regions. They are to be found both in the wide tertiary and quaternary valleys and in the highlands and lower mountain zones on a very varied lithology, as a rule constituted by limestones, molasses, marls, gypsum marls, calcareous sandstones, calcareous conglomerates and marls alternating with sandstones, marls and gypsum of different origin and physical and mineralogical constitution.

Furthermore, all such soils as are formed on initially siliceous materials which, however, deeply alterated because of the rich mineralogical composition rich in calcium and magnesium feldpsars, cause a great deal of secondary calcium carbonate on which material Brown Calcareous soil is developed, belong to that type of soils; these soils can be frequently found on shale and even on granites or granodiorites on which these rocks act as real D horizon, the C horizon of the profile being the product of their physical and chemical alterations.

The formation of Mediterranean Brown and Reddish-Brown soils corresponds to a mechanical disintegration and chemical dissolution pro-

Institutul Geologic al României

cess of the rocks, the latter being a very slow process under present climatical conditions. Therefore, Brown calcareous soils can hardly ever be found on pure limestone, and when they exist this is due to "earthiness" and secondary calcification processes as well as to the fact that the old red soils formerly existing have become brown.

For a better exposition of these soils we shall divide them into three main sub-types, according to the nature of the geological material on which they are formed: on consolidated materials, on marls and on gypsum marls and gypsum.

BROWN CALCAREOUS SOILS ON CONSOLIDATED MATERIAL

Geomorphology and original material. All soils with free calcium carbonate in their profile, and developed on calcareous sediments, as a rule tertiary sediments, constituted by soft textured rocks, of a rather variable mineralogical and chemical composition and consistency, form part of that category. Frequently, some other hard materials, sandstones, limes or conglomerates which although owing to their relative hardness in relation to marls cannot be considered as original soil materials, nevertheless do have a great influence on the relation to the relief, can be found alternating with these soft materials. Therefore, the relief of these Brown Calcareous soils only formed on marls, is slightly undulated and sometimes even plain, as a rule predominating the hills of gentle forms at which, on account of the erosion, the marl appears on their top, the deepest and frequently hydromorphic soils to be found between the hills and at the water-ways.

If there appear some other materials alternating with marls, the morphology of the ground is becoming the more abrupt and scraggy the greater is the importance and constitution of these other materials and the more intensive are the foldings suffered. If the stratigraphical series is tabular, landscapes with hills and wide valleys are typical at which the hill tops are plain and constituted by a hard material stratum alternating with the marl which on account of its greater resistance to erosion, protects the underyling softer materials. However, those formed on very fine alternations of marls and limestones, on flysch facies, at which this limestone has a considerable influence on the soil morphology are not included in these soils.

Profile and general properties. Soils exclusively formed on marls belong to the A (B) C profile although, as a consequence of the erosion

Institutul Geologic al României

they are associated to the Rendzina like AC soils and even to marly Lithosols. This topography is always accompanied by a catena of soils stretching from the Lithosol stage on the hill tops down to the hydromorphic stage of valleys. The humus horizon is constituted by a xerophytic calcic brown or dark borwn, mull, of a very developed granular structure and a medium consistency. The (B) horizon has some properties which depend upon the nature and constitution of the original marl. Thus, all kind of textures can be found there from the sandy-silty to the silty ones, the structure is subpolyedric and rather developed and frequent calcium carbonate accumulations can be found in the shape of nodules or pseudomycelia between structural peds.

Those formed on marls alternating with other materials, have a very complex morphology since these materials when getting fragmented sometimes even substantially modify the texture and structure of soils, making them more permeable, more difficult to be worked on them, occasionally even stony and always with a great local variability in the morphology of the proile. The colour of the (B) horizon depends on that of the original marl, and in the soil mass there appear fragments of sandstones or limestone of various sizes which are the consequence of the washing-out of hill-sides. The morphological variability is great and depends, within each lithological facies, on the topography and the extent of soil erosion. At the zones at which the soil has been accumulated by erosion some spots of Saline soils, principally Solonchak of Pseudogley can be found at which a typical salt-proof vegetation is proliferant composed of *Salicornia* and rushes.

Chemical and mineralogical characteristics. Soils always containing free calcium carbonate in the whole profile. This circumstance as well as climatical conditions under which they are developed originate a very scarce and hardly inexistent chemical disintegration; since marls, as a rule, are little consistent, relatively deep soils may be found. The pH varies between 7 and 8, the basis exchangeable capacity is from low to medium, calcium being the most abundant element within the exchange complex which is always very saturated. The clay is mainly composed of illite and kaolinite, the former being predominant, but also goethite is present in variable quantities.

In the light fraction of the sand, quartz oscillates between 80 and 85%, and in the heavy fraction the tourmaline and the zircon are predominant, followed by the garnet and rutile. The same happens with the mineralogical analysis of the original material so that the associations

Institutul Geologic al României

of heavy materials found there do not indicate the grade of chemical disintegration in the soil.

Utility. The use of these soils mainly depends upon the topography and nature of the geological material, both factors, in turn, being interdepend. In rather scraggy zones, the soils formed on marl alternating with sandstones, limes or conglomerates are predominant which are used mainly for forestal purposes as the rather inclined and stony soil is not suitable for any other kind of culture. In the zones with a softer topography, on marls alternating with sandstones, such as the Ebro valley, there are areas in which cereals, frequently on artificial terraces, are being cultivated and where we also find vineyards, olive-groves, almond-trees etc. When the original material is only marl the topography becomes plain or gentle undulated, the soils then becoming suitable for cereals and easy to be mechanized. In irrigated lands good yield can also be obtained although in this case, with the time passing, there frequently appear some salinization zones, principally at those sites at which the marls are little permeable and difficult to be drained.

BROWN GYPSUM SOILS

These soils offer the same characteristics as the previous ones, the only difference being that they are formed on marls containing variable gypsum quantities. The texture of these marls varies from sandy to silty marls. The existence of gypsum somewhat modifies the physical properties of the (B) horizon making it looser, more permeable and more crumby. In gypsum marls, there frequently appear gypsum crystals insertions in the shape of veins produced by secondary crystallizations, the gypsum sometimes even appearing in marls, alternating with sandstones and limestones. Both, the morphology of the profile and its mineralogical features are identical to the Brown Calcareous soils on marls and on marls alternating with sandstones and limestones. Their agricultural value is much lower and they appear associated to rendzina and skeleted gypsum soils.

CONCLUSION

In semi-arid mediterranean regions and on geological materials rich in calcium carbonate, the edaphic processus responsible

Institutul Geologic al României

for the forming of soils can only become apparent during the rainy winter period this being due to the long and dry summer season. On account of the quick mineralization of the organic matter, the contribution of vegetal rests does not make up for its destruction, so that the higher horizon relatively richer in humus does not play an important role in the development of the soil, the humus being of the calcic mull type with a high grade of humification whilst the humic horizon are so thin or so poor in C that they rarely show mollic epipedon, almost always being of an ochric nature.

Mineral horizons are always of a calcareous nature, there is no washing of carbonates, it always being the question of structural or cambic horizons, with the presence of alterable minerals and a reduced freeing of iron oxida so that light colours are predominant. On the other hand, a slight redistribution of carbonates and sometimes the presence of calcic horizons, as well as cementation zones with the formation of petrocalcic horizons, can be noticed. The presence of Alfisols can only be imputed to very old surfaces which have suffered much wetter climatical conditions than the present ones. As to evolution, the soils of these regions pertain to the evolutive kind of Lithosol, Rendzina and Brown Calcareous soil, Xerosol and Cambisol. As paleosols there appear soils with argillic B, Terra Rossa, and as intrazonal ones, Vertisols and Saline soils.

MORPHOLOGIE ET DÉVELOPPEMENT DES SOLS CALCAIRES DANS LES CONDITIONS CLIMATIQUES SÉMIARIDES MÉDITERRANÉENNES

(Résumé)

Dans les régions à climat méditerranéen sémiaride, sur des matériaux riches en carbonates de chaux, les processus édaphiques responsables du processus de pédogenèse ne peuvent être saisis que durant la période d'hiver pluvieuse, l'été étant aride et prolongée. Comme une conséquence de la minéralisation rapide de la matière organique, l'apport emprunté aux restes végétaux n'arrive pas à compenser la destruction, de sorte que l'horizon supérieur, relativement riche en humus, ne joue pas un rôle important pour le développement du sol. L'humus est de type

Institutul Geologic al României

mull calcique manifestant une humification intense, mais l'horizon humifère est si mince et si pauvre en carbone que rarement l'épipédon présente un caractère mollique. Presque toujours les sols présentent un épipédon ochrique.

Les horizons minéraux sont constamment de nature calcaire. Le lessivage des carbonates n'a pas lieu. Les sols présentent souvent des horizons B structuraux ou cambiques, renfermant des minéraux altérables et se caractérisant par une faible libération des oxydes de fer, de sorte que ce sont les couleurs claires qui prédominent. On remarque une faible rédistribution des carbonates et parfois la présence des horizons calciques, ainsi que de certaines zones cimentées, donc l'apparition d'horizons pétrocalciques. Les Alfisols n'apparaissent que sur des surfaces très anciennes, qui ont enregistré jadis des conditions climatiques de beaucoup plus humides que celles actuelles. On y rencontre des lithsols, des rendzines et des sols bruns calcaires, Xérosols et Cambisols. Comme paléosols apparaissent les sols à horizon B argilique, terra rossa, et comme sols intrazonaux les Vertisols et les sols salins.

MORFOLOGIA ŞI DEZVOLTAREA SOLURILOR CARBONATICE ÎN CONDIŢIILE CLIMATICE SEMIARIDE MEDITERANEENE

(Rezumat)

În regiunile cu climat mediteranean semiarid, pe materiale bogate în carbonat de calciu, procesele edafice responsabile pentru procesul de pedogeneză pot fi sesizate numai în perioada de iarnă, ploioasă; vara este lungă şi uscată. Ca urmare a mineralizării rapide a substanţei organice, aportul din resturile vegetale nu compensează destrucţia, astfel că orizontul superior, relativ bogat în humus, nu joacă un rol important în dezvoltarea solului. Humusul este de tip mull calcic şi manifestă un înalt grad de humificare, dar orizontul humifer este atît de subţire şi atît de sărac în carbon, încît rareori epipedonul are caracter mollic. Aproape totdeauna solurile au un epipedon ocric.

Orizonturile minerale sînt totdeauna carbonatice. Nu are loc o spălare a carbonaţilor. Solurile au orizonturi B structurale sau cambice, conţin minerale alterabile şi se caracterizează printr-o slabă liberare a oxizilor de fier, astfel că domină culorile deschise. Se remarcă slaba redistribuire

Institutul Geologic al României

a carbonaţilor şi cîteodată prezenţa orizonturilor calcice, ca şi a unor zone cimentate, deci formare de orizonturi petrocalcice. Alfisolurile apar numai pe suprafeţe foarte vechi, care au înregistrat, în trecutul lor, condiţii climatice mult mai umede ca cele actuale. Se întîlnesc litosoluri, rendzine şi soluri brune, xerosoluri şi cambisoluri. Ca paleosoluri apar solurii cu orizont B argilic terra rossa, iar ca soluri intrazonale Vertisoluri şi soluri saline.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

THE EFFECT OF SOIL STRUCTURE ON SOIL FERTILITY

BY

E. W. RUSSEL [1]

In every country of the world there is an increasing desire to increase crop yields, and a very large proportion of all research in the field of crop husbandry is devoted to this end. We now know that yield depends on many factors, and really high yields are only possible if they are all favourable. The most important of these factors include the breeding of crop varieties that can an respond to really high levels of fertiliser; the control of weeds, pests and diseases in the crop; an adequate supply of all the necessary plant foods; an adequate supply of water, particularly at certainl periods in the crop's development; and a soil having a good strcuture, because only if the soil has a good structure can the crop have a large vigorous root system. And here I come to a factor that I will be continually emphasising in this lecture. The whole growth of a crop is entirely dependent on ist root system; so that one of the fundamental aspects of soil science should be the study of the soil as the home of plant roots, and this must include a study of the various factors that encourage and discourage the growth of roots. I believe that in the future there must be much more collaboration between the plant breeders and physiologists on the one hand and soil scientists on the other if the agricultural scientist is to do his job properly of helping the farmers of the world get really large increases in yield that are theoretically possible.

The aspect of crop improvement that I am going to talk about today is that concerned with soil structure; and in my country this problem of the maintenance or improvement of structure is becoming of increasing importance. In many countries of the world there is a gro-

[1] University Reading, United Kingdom.

Institutul Geologic al României

wing need to increase the productivity per man engaged on the farm, and this is involving not only a greater crop productivity per hectare, but also each man employed on the farm must look after a greater number of hectares. He can only do this by the use of mechanical power, and increasingly throughout the world soil cultivations are carried out using tractors. There is also a tendency for tractors to become more powerful and the cultivation implements larger, so that one man can cultivate more hectares per day, but this has the disadvantage that the tractors and machines are becoming heavier and more costly, and they are being used on the land a larger number of days per year; that is they are being used on the land when the land is rather too wet to carry them properly. This has the consequence that this traffic harms the soil structure under the wheels of the tractors and implements often quite severely.

The effect of growing crops on fields in which there are large local variations in the soil structure is to give an uneven crop, that is crops having a great variability of yield on each square metre of land. This is not very serious when the levels of yields are low, but becomes very much more serious economically when the yields are high. Thus patchy structure can easily reduce the yield of cereal crops by 20 per cent compared with the yield on a field where the crop is even. If the grain yield is only $1\frac{1}{2}$ tons per hectare, which used to be a fairly common yield, this would only give a loss of 300 kg/ha, but with a yield of 4 tons per hectare, which is becoming possible in more and more regions, this would give a loss of 800 kg/ha, which may represent an important fraction of the profit. Further poor structure limits the response the crop can give to fertilisers, usually because of the poorly developed root system of the crop, so that the profitability of using fertiliser is also decreased.

WHAT IS SOIL STRUCTURE

We usually consider a soil is without structure when all the particles are in close packing, as happens if the soil is kneaded when wet; and that, correspondingly, a soil has structure when there are spaces between soil particles larger than this. A well-structured soil has a large proportion of its pore space in pores larger than those which correspond to close packing, and these larger pores must ramify as uniformily as possible through the bulk of the soil. Since these structural pores are larger than those which correspond to close packing, they can be destroyed by

Institutul Geologic al României

bad soil management, as for example by traffic on the field or by slaking in water. Let me emphasise here that I am purposely defining structure as inhomogeneity in the soil's pore space because this is the aspect of structure that affects root growth and functioning. Let me also add that I believe every agricultural soil must have some structure if it is to support plant growth. It is possible in the laboratory or glasshouse to grow plants in a pure coarse sand, which will have no structure, but this is not agriculture ; and most sandy soils can be extremely difficult to manage if they are devoid of structure.

I now come to the question of why structure is important in soils, and I am going to suggest that there are four major reasons, whose relative importance varies from soil to soil. They are to allow rain or irrigation water to get into the soil and surplus water to drain out of the soil, to allow roots to grow into the soil, to allow air to permeate through the soil, and to allow roots to extract water and nutrients out of the soil. As we will see, the first three of these requirements are all controlled by the same structural property.

Water can only move through a soil at a measurable rate if it can move in coarse pores. This is because water is a viscous liquid, and the thinner the space through which it is moving the more important the viscous drag on movement becomes. It is found experimentally that water will only move through soils at a reasonable rate under gravity if it is in pores larger than about 60 μ, that is pores which can be emptied by suctions of about 50 cm water. There is naturally no sharp cut-off in pore size, for water will move through pores down to about 10 μ under gravity if the soil is warm, for this reduces the viscosity of the water, and if there are a large number of inter-connected pores of about this size. But for very many soils the world over, it is the pores larger than 60 μ in equivalent diameter that control the rate of water movement through the soil. These pores may be old root channels or channels made by the larger members of the soil fauna, particularly the earthworms, or they may be cracks between soil crumbs or clods, which can be quite widely separated one from the other for the purpose of getting water into the soil.

Young rootlets of seedlings can usually only grow into a soil if there are pores close by that are large enough for the rootlet to enter. Not a great deal is known about the minimum size of pore that rootlets of different plants can enter, but most can enter a pore of about 0.1 mm in size (100 μ equivalent diameter) and some can certainly enter pores somewhat smaller than this. Once the plant is established the young

Institutul Geologic al României

roots have a certain ability to force their way into a soil mass having no pores as large as this, but the force that can be exerted is fairly small, of the order of 2 kg/sq cm, so the soil must be fairly easily compressible if the root is to enter, which in turn usually means that there must be an appreciable proportion of structural pores in the soil to allow this to occur. Thus in general if a soil has a well distributed system of pores larger than 60 μ, plants are likely to root freely in it, and rain and irrigation water drain through it easily.

Roots must have access to a supply of oxygen if they are to perform their function of taking up nutrients and probably also water from the soil. It is a surprising fact that we still know very little about the minimum oxygen requirements of roots if they are to function efficiently or how this requirement can be met. Root functioning does not necessarily require on oxygen supply external to the root, for rice and marsh plants will grow in water-logged soils devoid of free oxygen. The roots of these plants get their oxygen by oxygen from the air above the soil entering the leaves through the stomata and diffusing through interconnected air channels extending from the leaves through the stems into the roots; and the presence of these channels is not confined to plants adapted to marsh conditions, but occurs in all plants to a varying extent.

Oxygen is however needed by the population of organisms which live in the soil and get their energy by oxidising some of the organic matter in the soil. If the oxygen supply becomes limiting, some of the organisms begin to excrete into the soil products of reduction such as hydrogen sulphide, ferrous and manganous ions, and organic substances such as proprionic and butyric acids and probably ethylene as well. Many of these substances are very toxic to the unprotected root surfaces which are most active in absorbing nutrients and water, and it is very probable that the harmful effect of poor soil aeration on plant growth is due more to the harmful effect of these toxins rather than an actual lack of oxygen.

The means by which oxygen enters the soil is by diffusion down the pore spaces which contain air, so that the greater the number of air pores in the soil, the better the soil is aerated, provided all these pores reach to the surface. Oxygen however diffuses through water much slower than it diffuses through air, by about a factor of ten thousand. Further the water films contain most of the soil micro-organisms, which are all using oxygen if it is available. This limits the thickness

Institutul Geologic al României

of a water film that oxygen can diffuse through, which for many agricultural soils is about 1—2 mm. This means that if the soil contains crumbs or clods all of whose pores are smaller than about 60 μ, so they hold their water against drainage, then oxygen will only diffuse into the first 1—2 mm of the crumb. Thus if a clod is about 1 cm. in size, the inner 6—8 mm of the clod will be anaerobic even though the outside of the clod is freely exposed to oxygenated air; whilst if the crumbs are only about 2—4 mm in size, the whole of the crumb is accessible to oxygen. Further it appears that most of the products of anaerobic respiration are produced when the oxygen tension is very low, so it is nearly true that microbial respiration is either aerobic or else anaerobic.

We can specify the conditions for a soil to be well aerated; it must contain a well distributed system of pores or cracks which can be emptied of water by drainage and no soil particle should be more than about 2 mm from such a pore. This is equivalent to saying that a well-drained soil having a well developed crumb structure, where all the crumbs are about 2— 4 mm in size, has as near perfect an aeration status as a soil can have.

Many soils do in fact contain crumbs or clods larger than this but which also have no pores as large as 60 μ; so that when soil is wet but well drained, these clods contain no air. If the clod contains decomposable organic matter and an active microbial population, products of anaerobic respiration will be produced inside the clods, and these may diffuse from inside the clod to the outside where the absorbing plant roots are situated. It is interesting to note that nobody, for as far as I know, has looked to see under what field conditions the root system of a crop can suffer appreciable damage due to the diffusion of these substances from inside to outside the clod; though I am quite certain such conditions must arise from time to time. The experimental difficulties in making such experiments in the past were formidable, but the introduction of gas liquid and thin film chromatography has now made them possible.

The fourth major reason why soil structure is of importance for plant growth is that it can control the rate that water can move under a suction gradient in a moist soil, and the rate at which some nutrient ions, such as potassium, magnesium and sulphate can diffuse through the water films in the soil to the absorbing surface of the roots. The unsaturated conductivity of a soil, that is the rate at which water can move through a drying soil under a given suction gradient, drops very ra-

Institutul Geologic al României

pidly as the water films get thinner, or as the suction of the water rises. In some soils it decreases a thousand fold as the suction rises from 100 cm to 1 atm. and another thousand fold as it rises from 1 to 10 atm.

Thus as the soil dries , so water moves more slowly to the absorbing plant roots. But the larger the proportion of pores that hold water between 50 cm and 1 atm suction, the larger the volume of water the root system can remove relatively easily from the soil; but the greater the proportion of pores that need suction of more than about 5 atm to empty, the more slowly will water move to the roots. Now in loam and clay soils most of the pores which are emptied by suctions between 50 cm to 5 atm are structural pores. These are the pores that are present in mellow friable crumbly crumbs; and such crumbs are characteristic of soils having a high biological activity, due either to large additions of organic manure or to the type of root residues present in old pastures.

Recently we have realised there is another reason why these rather coarse pores are of great importance for crop growth. Roots take up their nutrients from the soil solution bathing their surface, and if they take up a particular nutrient faster than corresponds to the rate of water uptake, the concentration of that nutrient at the root surface will fall. This causes a concentration gradient to be set up from the root surface into the body of the soil, and the nutrient in question will diffuse down this gradient. The rate of uptake will therefore be controlled by the rate of diffusion. Potassium ions behave in this way, and typically they may move distances of up to 1 cm from the soil surfaces to the root when the root is taking up potasium actively. But as the soil becomes drier, the water films become thinner and correspondingly more tortuous, so that the diffusion coefficient drops, and correspondingly the rate at which potassium can move to the root. Though this effect can be demonstrated in the laboratory quite easily, it has not been looked for in the field, and we do not know under what conditions it is of practical importance.

WHAT IS THE INSIDE OF A CRUMB LIKE

The size of the pores within a crumb are usually definitely smaller than those between crumbs; for usually only a small proportion of the pore space in well structured soils falls in the size range of 60—20 μ. This is the condition required for a soil to have a fairly definite field capacity, which again is a characteristic of a well structured soil. The crumbs must contain either on their external surface or on their internal

Institutul Geologic al României

surfaces the micro-organisms which inhabit the soil. Most of the soil bacteria are either cocci between 0.5 — 1.0 μ in diameter or rods with about the same range of diameters but about 2—5 μ in length; and the diameter of soil actinomycete filaments are of the order of 1 μ and of fungal filaments about 5 μ. Thus the soil organisms can only move or grow in pores larger than about 1 μ, which are pores emptied of water by suctions less than 3 atm. The crumbs of loam or clay soils will have an appreciable proportion of their pore space in pores smaller than this, so that there will usually be pockets of soil, or volumes of soil, in a crumb that cannot contain any micro-organisms.

Micro-organisms can only be active if they have a source of food readily accessible, and the major source of food is dead plant tissue, and in particular dead roots. Now the minimum diameter of roots is about 0.05 to 0.1 mm, so these must be confined to the larger pores, and in so far as they are decomposed by the soil micro-organisms, as distinct from the larger soil animals, any products of decomposition which may be produced will accumulate either in the channels made by or occupied by the roots, or on the soil surfaces bounding these channels, or in pores very close to them with a diameter exceeding about 1 μ, except in so far as any soluble products are formed which can diffuse into the finer pores. The colloidal substances known as humus are probably confined to these larger pores, for there is no evidence that they are normally produced in soils as discrete, dispersed, small colloidal particles. Humus appears to require a dispersing agent for it to breakdown into its constituent colloids. If this argument is correct, it means that in undisturbed soils the humic matter in a soil crumb is very unevenly distributed, most of it being concentrated in or near pores larger than about 50 μ, and little being in pores less than 1 μ.

Under natural conditions there are larger organisms living in the soil which will subject soil particles to mechanical forces, so altering the size distribution of pores in that volume of soil. Earthworms, for example, ingest soil particles and subject them to a mixing and moulding action in their intestines, excreting them as a wormcast often with a quite different pore space distribution from that which they originally had. Again when a fine root swells, or a fairly thick root grows into a soil, they will compress the soil in their neighbourhood, reducing the number of coarse pores by making them narrower. This may easily result in pores that were larger than 1 μ becoming smaller than this, so

Institutul Geologic al României

that humic material which had been formed in a wide pore may now find itself in a pore too fine to contain any micro-organisms.

The picture of a soil crumb I want to leave with you is that because it contains pores of very different sizes, it contains volumes of very varying biological activity; and this activity is confined to the larger pores. Pores larger than about 50 μ can contain soil animals, such as nematodes or larger animals; pores between 5—50 μ will only contain micro-organisms including protozoa; pores between 0.5—5 μ can only contain bacterial and actinomycetes; and finer pores will be devoid of living organisms. Since humus is a by-product of the biological decomposition of plant or microbial residues in the soil, it is also likely to be very unevenly distributed within the crumb unless there is some active process for mixing the humus with the soil particles, such as occurs within an earthworm.

The pores with diametre between 50—1 μ are of great importance for plant growth for a second reason, for these are the pores that can hold water against drainage, but which hold the water sufficiently loosely for plant roots to be able to take it up. Not only can roots empty these pores of water, but as they empty them water can flow through pores of this size under the suction gradients roots can set up at a speed sufficient to satisfy the water needs of a crop if it has a well-developed root system or the rate of transpiration is not too high. This pore space is therefore of very great importance for the water economy of the crop during dry weather.

THE STABILITY OF THE SOIL STRUCTURE

Since a soil only possesses a structure if it contains pores that are larger than those present when the particles are in close packing, and since the water films between soil particles tend to pull them together into close packing, there must be some mechanisms in structured soils holding soil particles apart. The better developed these mechanisms, the better, in general, the structure a soil will have. There are at least two groups of such mechanisms present in a soil, which are dependent on the presence of clay particles and of humus, or at least of some components of the humus.

Clays whose exchangeable ions are predominantly calcium or aluminium usually can be made to form crumbs that are stable to wetting and drying. Thus if such a clay is puddled when wet to destroy all structure, and is then frozen and thawed, it will usually be found to

Institutul Geologic al României

have acquired a structure, due to water moving out from between the clay particles to wider pores where it will freeze to ice and so expand. These crumbs are typically stable to wetting and drying because the force of attraction of the individual clay particles to their neighbours is sufficiently strong to resist the forces of disruption by water when they are wetted. But typically the pore space within these crumbs is very fine if the soil is a clay, and it is usual for most of the pores to be considerably finer than 0.5 μ.

A clay soil crumb can only have an appreciable proportion of its pore space larger than 0.5 μ if there is some mechanism for separating clay particles one from another, so that larger pores are formed; and then some mechanism for holding these particles apart as the crumb swells and shrinks during wetting and drying. We know that the clay particles are not usually evenly dispersed throughout the crumb, but tend to be present in small pockets, or domains, where a domain consists of a group of plate-shaped clay particles, all the plates having the same orientation, and probably stacked both one above the other and one beside another. We suspect that in all well structured clay soils the orientation of the plates in neighbouring domains is random, with respect to one another, and that they are held apart, with spaces between them, by some fraction of the soil humus. This fraction is usually thought of as that part of the humus which consists of linear polymers, probably composed of poly-uronides. It is not clear how these polymers are brought into contact with the clay domains under natural conditions, but again the gut of an earthworm is probably the most important site of this interaction in undisturbed soils where they are common. It is not yet clear what role, if any, is played by the organic components which go to make up the humus. Certainly many of these components are absorbed on the clay particles, probably through polyvalent cations such as calcium or aluminium on their surface, and also on the films of iron and aluminium hydrated oxides and hydroxides which occur in the clay fraction probably also on the surface of the clay particles. These organic matter films when dry, wet more slowly than a clean clay surface and this slow wetting reduces the tendency of the crumbs to slake, for they swell much more slowly and the air adsorbed on the clay surfaces is displaced more slowly, and both these effects reduce the disruption caused by wetting the crumbs.

The regular addition of decomposable organic matter to a soil increases the size of all the pores in the crumbs of clay soil, and this is

Institutul Geologic al României

shown up very clearly on Broadbalk Field at Rothamsted. This field has been in wheat since 1843, and one plot has received about 35 tons per hectare annually of farmyard manure and the neighbouring plot has received no manure. The farmyard manure has increased the organic matter content of the soil as well as the moisture held at 50 cm and 15,000 cm suction, that is it has increased both the volume of pores that are smaller than 60 μ and than 0.2 μ. The mechanism by which this has occurred is not known, but it could be due to the large numbers of earthworms which occur in this plot.

Soil structure can be destroyed by several processes in the field. There are four major mechanisms causing loss of structure:

1. When rain falls on a dry soil and the water percolates downwards through structural cracks and channels. There is always a tendency for soil particles to flake off the walls of the channel, falling into the channel and blocking it.

2. If the soil is initially loose and dry, wetting it will allow the water films to pull the soil particles or crumbs into closer packing. This can cause serious agricultural problems if seed is sown in a loose dry seedbed and heavy rain occurs before the seedlings are well established, for the whole surface soil may slump down into a solid structureless mass, resulting in uneven germination and very slow subsequent growth.

3. If heavy rain falls when the surface soil is bare. Once the surface crumbs are wet the cohesion between the soil particles become very much smaller, so that when a fast falling raindrop hits the wet crumb, it splashes and the splash droplets carry up with them individual soil particles. As the droplets fall back on the ground the water starts to percolate through the pores but the fine soil particles that the droplets picked up will block these pores after a short time. It is in fact extremely difficult to develop in a soil a structure sufficiently stable to take the impact of fast falling raindrops without collapsing, so it is essential to protect the soil surface against this impact either by the leaves of living plants or by plant residues on the surface.

4. Traffic on soil, particularly when it is wet, will compress or puddle the surface soil, causing the collapse of the coarser pores. This is usually due to the trampling by the feet of grazing animals, or by the wheels of tractors or other implements moving over the land. This is getting an increasingly important cause of loss of structure because of the tendency for tractors and implements to become larger and therefore heavier.

Institutul Geologic al României

Soil structure can be built up by a number of processes, the most important being :

1. Drying and wetting a soil. As a soil dries, it will shrink, unless the clay content is low, but it never shrinks uniformly. Shrinkage always involves the production of cracks, so the soil always shrinks round certain centres. These become crumbs and clods. When the soil is wetted, it takes a long time for the crumbs to swell to their original volume, because it takes a long time for the suction of the water in the centre of the crumb to equilibrate with that of the water outside the crumb. The cracks produced during drying thus take a long time to seal up, and in normal practice the crumb will usually have started to dry out again before this happens.

2. As long as plants are growing on the soil, roots are growing in the soil. These roots die and decompose. It is probable that the most important process of decomposition from the point of view of soil structure is the decomposition that is brought about by soil mites which enter the dead root and eat out its whole centre, leaving the centre filled with their loose faecal pellets. These are then further decomposed by the soil micro-organisms, and during this process the dead root becomes an increasingly important channel down which water can percolate. Initially the old outer cortex of the root persists so protecting the walls of the channel.

3. Many soils contain animals sufficiently large to make their own passages through the soil. Earthworms are an obvious example of a soil-inhabiting animal that makes its own channels through the soil, but ants, millipedes and other animals are also quite capable of making channels for themselves in soils in which they can flourish.

4. The micro-organisms living on the surface of crumbs often produce organic substances which coat the crumbs and reduce their rate of wetting. I have already commented on this process earlier on in this talk. Further the hyphae of fungi sometimes appear able to hold soil particles apart during a wetting and drying cycle, presumably because the hypha itself does not expand or contract very much as the soil wets and dries.

THE ART OF SOIL CULTIVATION

In the past it has always been considered necessary to cultivate arable soils in order to produce the kind of structure necessary for the

Institutul Geologic al României

growth of the young seedling, but also sometimes for the growing crop. But cultivations also used to be necessary for killing weeds, and freedom from weeds is an essential condition for high yields. Until twenty years ago these two functions of cultivation — the control of soil structure and the control of weeds, — were completely mixed up and it was never really possible to separate them in practice. But the position has been completely changed with the introduction of herbicides, for their use will allow the control of weeds without cultivation.

We are getting very interested in Great Britain in the problem of fitting herbicides into our systems of farming, so they can make their maximum contribution to reducing the costs of crop production. One of the first problems we have been looking at is that of omitting all possible cultivation operations and using only herbicides; and this practice is now becoming increasingly common with perennial fruit crops such as currants, raspberries and strawberries amongst the soft fruit, and apples and plums. I think to the surprise of all us soil physicists, this replacement of the hoe and cultivator, which both killed weeds and loosened the surface soil, by a herbicide, which has no effect on the surface soil, has led to no loss of crop and has eased the problems of management, for the uncultivated soil surface is much better able to carry traffic than the loose cultivated soil. I think none of us are quite certain why the surface crust appears to do so little harm to the plants, but I believe the principal reasons concern the effect of cultivation on roots and earthworms. Where no cultivation is carried out, and where all the dead leaves and prunings are left on the ground, the feeding roots of the crop come right up to the soil surface, particularly where there is any quantity of dead leaf litter, and the earthworm population builds up to a much higher level. Both the roots and the earthworms are continually creating new pores and channels, and allowing new centres for humus formation to take place. If one looks at the surface of these soils, they appear to have a fairly solid cap or pan, but quite obviously there must be sufficient cracks and holes in it to allow water to enter fairly readily during the rains and for air to enter soon after the rain has stopped. However, there is a tendency for more run-off to occur from these uncultivated plots but this has bot given any problems in soil erosion because of the compactness of the soil surface; and there is no reason to believe that these uncultivated soils would ever be more sensitive to soil erosion than the corresponding bare cultivated soil. One point that has come out of this work is that a heavier

Institutul Geologic al României

dressing of nitrogen fertiliser is usually required on the uncultivated than the cultivated plots.

There has been a good deal of experimental work carried out in Great Britain on the growing of cereal crops on land receiving no cultivation treatments but where the weeds are controlled by herbicides. The major practical problem in this work is the development of a drill that will drill cereal seed in solid uncultivated ground, and although we have a few prototype models available, none is yet really satisfactory on the heavier textured soils. This work has however given some extremely interesting and surprising results.

In the first place we have had a number of experiments where a cereal crop has been grown for several years without any cultivations, and where the yields have been as good as or almost as good as these on land that has been ploughed and cultivated in the traditional way. Again however, it has been necessary to use about 40—50 kg/ha extra nitrogen than on the cultivated land, to get the same yield. If this extra nitrogen is used, it looks as if there is no need to plough or cultivate land that is to be kept in continuous cereal crops, provided the soil is naturally fairly friable and is lighter than a loam. On the heavier soils, that is on silty or clay loams or on clays, results have been much more erratic, due in part to the great difficulty of getting the seed properly covered after it has been drilled; and at the present time we would never suggest to farmers on these soils that they should use these minimum tillage methods. I also want to add two words of warning. In the first place if the surface of the field is very uneven, due for example to the combine harvester being used when the soil was wet, the field must be levelled off, usually by ploughing, before seed can be drilled at sufficiently uniform a depth to give a sufficiently even plant after germination for a high yield. In fact even on the lighter soils, the crop stand is usually more gappy on the uncultivated land, but there is a sufficient plant for a high yield. The second point concerns the profitability of this method of minimum tillage. My own impression is that in general it is probably somewhat more expensive than the traditional tillage methods, but it is very much more rapid, so if speed of work is important, it is likely to be considered profitable to use. Once again the field evidence, such as it is, suggests that the permeability of the soil is maintained very well because the root and worm channels are not broken and sealed over by the plough or other cultivation implement.

Institutul Geologic al României

I will finish this talk by commenting in more detail on a problem that I have already told you is worrying many of us at the present time. We are suspecting that now our cereal yields are of the order of 4.5 to 5.5 tons per hectare, and our other yields are comparable magnitude, the factor that is preventing us getting still higher yields is the unevenness in the structure of our soils. This is due in part to pockets of compacted soil produced by tractors and machinery running over the land when it was not really fit to carry them. During periods of wet weather particularly if they are prolonged, any cultivation is liable to destroy the soil structure for all cultivation implements cause compression or compaction of pockets of soil. This is of little importance, or even beneficial if the soil is dry, for the compressional forces will shear the clods, breaking them up into smaller fragments, but this does not happen if the soil is wet. Since the moisture content of the soil in a field is usually very variable in wet weather, this variability of soil condition will often be reflected in a variable collapse of structure giving variations in crop performance.

We are having discussion at the present time about just what structural damage is occurring in our soils and the best ways of undoing the damage. We are once again looking at subsoiling, which is a practice which should break up any pans left by a tractor wheel running on the bottom of the furrow when it is ploughing a field. But it is a practice that has given extremely erratic results in the past and we still have no methods available for predicting if a subsoiling treatment will benefit the crop or not. We are fairly certain that part of the cause of the erratic results is that the farmer has usually ignored the moisture content of the subsoil when doing the treatment; for it is possible that it will only benefit the land if the subsoil is dry when it is carried out.

Another factor we are starting to look at is the effect of different shapes of the shoe on the subsoiler tine on the shattering of the soil laterally. For as far as I know, very little critical work has been done on this, though it is not a subject I have had the opportunity of studying myself; but we believe that considerable improvements in the action of the subsoiler may be possible in damp soils, or even in dry soils, if this problem is studied systematically.

Another factor that gives a very erratic breakdown of structure, and in consequence a very uneven crop, is prolonged rain after the land has been cultivated. The structure below the surface and above the depths of ploughing in many soils is liable to collapse during periods of prolonged

Institutul Geologic al României

rain if the soil crumbs are at all liable to slake, and this is usually more serious in any minor depressions in the field where water is likely to collect.

Let me finish this lecture with an observation I suspect most of you will agree with, but which you may not have fully thought about. I am going to suggest that the effect of growing a really good even crop can be seen for a long time afterwards, if one manages the land properly. A good even crop has a strong root system which will leave many channels throughout the soil, as well as leaving a large amount of organic matter well distributed throughout the soil. The well distributed root system will tend to dry the soil evenly, resulting in a very well distributed system of small cracks, rather than a few large ones, if the soil shrinks appreciably on drying. The leaves of the crop will cover the soil surface and protect it efficiently against effects of heavy rain; thus helping the soil to maintain an open structure right up to the surface, and allowing rain water to percolate easily into the soil. Further, at least a proportion of the leaves are likely to fall on to the soil surface and become incorporated into it. Finally the better and the more even the crop; the fewer weeds will be able to grow in it, so the cleaner the land and the less the need for herbicides. There is in fact no better way the farmer has of ensuring a really good well structured soil than by ensuring he is growing an even vigorous crop; and although adequate fertilisers and the correct corp varieties are essential for this, the soil must start off having an even and suitable structure for the crop and the local climate.

INFLUENCE DE LA STRUCTURE DU SOL SUR LA FERTILITÉ DU SOL

(Résumé)

La croissance des plantes dépend totalement de leur système radiculaire, et pour cause les facteurs qui favorisent ou empêchent la croissance des racines doivent constituer l'objet d'études fondamentales pour la science du sol. Un de ces facteurs est la structure du sol.

Qu'est-ce la structure du sol? Un sol a une structure quand entre les particules du sol il y a des espaces plus grands que celle-ci. Un sol

Institutul Geologic al României

bien structuré présente une grande partie de ces espaces sous forme de pores plus gros que ceux qui correspondent à un assemblage serré, ramifiés autant que possible d'une façon uniforme dans le sol entier. Tout sol agricol doit avoir une certaine structure pour supporter la croissance des plantes.

La structure du sol est importante pour la croissance des plantes étant donné que : (1) elle permet à l'eau des pluies et d'irrigation de pénétrer dans le sol et au surplus d'eau de se drainer ; (2) elle permet la croissance des racines dans le sol ; (3) elle permet l'aération du sol ; (4) elle permet aux racines d'extraire l'eau et les substances nutritives du sol.

Qu'est ce qu'il y a à l'intérieur d'un agrégat? Les agrégats doivent contenir soit sur leurs surfaces externes soit sur celles internes les microorganismes qui vivent dans le sol. Ceux-ci ne peuvent se déplacer et croître que dans les pores plus gros que 1 μ environ, d'où l'eau a été éloignée par succion à moins de 3 atm. Chez les sols limoneux et argileux une partie appréciable de l'espace poreux est sous forme de pores moins gros que 1 μ, si bien qu'il y a des parties de sol ou d'agrégats sans microorganismes.

Fonction de la grandeur des pores, dans le sol a lieu une activité biologique variée. Dans les pores dépassant 50 μ peuvent vivre des animaux (némathodes etc.) ; dans ceux à ∅ de 5 à 50 μ, des microorganismes, y compris protozoaires ; ceux de 0,5à 5 μ peuvent abriter seulement des bactéries et des actynomicètes ; dans ceux plus petits les organismes peuvent faire défaut. La répartition de l'humus dans un agrégat est également variée.

Les pores à ∅ de 50 à 1 μ sont importants aussi du fait qu'ils peuvent retenir l'eau que les plantes vont consumer au cours des périodes arides.

Stabilité de la structure des sols. Cette stabilité dépend de la présence des particules d'argile et d'humus ou bien au moins d'une partie des composants de l'humus. Les argiles dont les ions d'échange sont principalement ceux de calcium et d'aluminium peuvent former des agrégats stables à humectation et séchage successifs. On suppose que chez les sols argileux bien structurés l'orientation des particules d'argile avoisinantes est irrégulière (l'une par rapport à l'autre), celles-ci étant tenues séparément, avec des espaces entre elles, par certaines fractions de l'humus du sol, respectivement par les polymères linéaires, composés

Institutul Geologic al României

probablement de polyuronides. Le rôle remplit par d'autres composants organiques n'est pas encore précisé.

L'apport régulier de substances organiques décomposables dans le sol agrandit la dimension de tous les pores des agrégats des sols argileux.

La structure du sol peut être détruite : (1) par les pluies qui tombent sur un sol sec, l'eau y pénétrant le long des crevasses et des fissures structurales ; (2) si le sol est au préalable meuble et sec, le matériau peut être fortement serré après avoir été humecté ; (3) lorsque les pluies torrentielles tombent sur un sol avec la surface dépourvue de végétation ; (4) lorsque des animaux et des machines lourdes y circulent etc.

La structure du sol peut être redressée : (1) par asséchage et humectation successifs du sol ; (2) par décomposition des racines, surtout lorsque l'intérieur des racines est consumé par les vers et remplacé par les matériaux de leurs fécales friables ; (3) par l'activité des animaux du sol, tout d'abord des vers-à -terre ; (4) par l'intermédiaire des microorganismes qui produisent des substances organiques qui enrobent les agrégats en réduisant leur possibilité d'humectation.

L'art de cultiver le sol. Jusqu'à ces dernières années le contrôle de la structure des sols et le contrôle des mauvaises herbes était deux aspects inséparables. À présent on peut détruire les mauvaises herbes par des herbicides, le prix de revient de la production étant ainsi réduit.

En Grande Bretagne toute une série d'expériences ont été exécutées sur des surfaces où la croissance des mauvaises herbes a été contrôlée par l'emploi des herbicides.

Un problème qui se pose également est celui de préciser la manière dont la structure du sol a été détruite sur différents terrains et les mesures les plus indiquées pour la refaire. À un moment donné on a pratiqué le subsolage, qui n'a pourtant pas donné les résultats escomptés, peut être à cause du fait qu'on n'a pas tenu compte de l'état d'humidité du sol au cours du traitement du sol.

De bonnes récoltes pourraient être obtenues si des mesures correctes d'utilisation du terrain sont prises. Le sol doit être aidé pour qu'il maintient sa structure. Les cultures doivent être aussi très bien entretenues sans mauvaises herbes ; on doit utiliser des engrais et des variétés adéquates, la structure du sol doit correspondre aux différentes cultures et au climat local.

Institutul Geologic al României

INFLUENȚA STRUCTURII SOLULUI ASUPRA FERTILITĂȚII SOLULUI

(Rezumat)

Creșterea plantelor depinde total de sistemul lor radicular, astfel că unele studii fundamentale ale științei solului trebuie să fie afectate acelor factori care favorizează sau împiedică creșterea rădăcinilor. Între aceștia se enumără și structura solului.

Ce este structura solului? Un sol are structură atunci cînd există spații între particulele solului mai mari decît acestea. Un sol bine structurat are o mare parte din aceste spații sub formă de pori mai mari decît aceia care corespund unei strînse împachetări, ramificați pe cît posibil uniform în întreg solul. Orice sol agricol trebuie să aibă o oarecare structură ca să suporte creșterea plantelor.

Structura solului este importantă pentru creșterea plantelor întrucît: (1) permite apei din precipitații și de irigație să pătrundă în sol și surplusului de apă să se dreneze din sol; (2) permite creșterea rădăcinilor în sol; (3) permite aerarea solului; (4) permite rădăcinilor să extragă apa și substanțele nutritive din sol.

Ce este în interiorul unui agregat? Agregatele trebuie să conțină fie pe suprafețele lor externe fie pe cele interne microorganismele care trăiesc în sol. Acestea se pot mișca și crește numai în pori mai mari decît cca 1 μ, din care apa a fost îndepărtată prin sucțiune la sub 3 atm. Solurile lutoase și argiloase au o parte apreciabilă din spațiul poros sub formă de pori mai mici de 1 μ, astfel că pot exista porțiuni de sol sau agregate fără microorganisme.

În funcție de mărimea porilor, în sol are loc o variată activitate biologică. În porii mai mari de 50 μ pot trăi animale (nematozi, etc.); în cei cu $\varnothing$ de 5—50 μ, microorganisme, inclusiv protozoare; cei de 0,5—5 μ pot adăposti numai bacterii și actinomicete; în cei mai mici organismele vii pot lipsi. Repartiția humusului într-un agregat este de asemenea variată.

Porii cu $\varnothing$ de 5—1 μ sînt importanți și pentru că ei pot reține apa pe care plantele o pot consuma în perioadele uscate.

Institutul Geologic al României

Stabilitatea structurii solului. Această stabilitate este dependentă de prezența particulelor de argilă și de humus sau cel puțin de unii componenți ai humusului. Argilele, a căror ioni de schimb sînt predominant de calciu și aluminiu , pot forma agregate stabile la umezire și uscare. Se presupune că în solurile argiloase bine structurate orientarea particulelor de argilă învecinate este neregulată (una față de alta), ele fiind ținute separat, cu spații între ele, de unele fracțiuni ale humusului din sol, respectiv de polimeri lineari compuși probabil din poliuronide. Nu este încă clar rolul jucat de alți componenți organici.

Aportul regulat de substanță organică decompozabilă în sol mărește dimensiunea tuturor porilor din agregatele solurilor argiloase.

Structura solului poate fi distrusă : (1) prin ploi care cad pe sol uscat, iar apa pătrunde în jos pe crăpături și canale structurale ; (2) dacă solul este inițial afînat și uscat, materialul poate fi strîns împachetat în urma udării ; (3) cînd cad ploi torențiale pe un sol cu suprafața descoperită ; (4) prin circulația pe sol a animalelor, a mașinilor grele, etc.

Structura solului poate fi refăcută ; (1) prin uscare și umezire alternativă a solului ; (2) prin descompunerea rădăcinilor, îndeosebi în cazul cînd interiorul rădăcinilor este consumat de viermi și înlocuit cu materialele lor fecale afînate ; (3) prin activitatea animalelor din sol, în primul rînd a rîmelor ; (4) prin intermediul microorganismelor care produc substanțe organice care îmbracă agregatele și reduc posibilitatea lor de umezire.

Arta de a cultiva solul. Pînă acum cîțiva ani controlul structurii solului și controlul buruienilor erau două aspecte inseparabile. Azi, este posibilă distrugerea buruienilor prin erbicide, reducîndu-se astfel costul producției.

În Marea Britanie s-au făcut o serie de experiențe pe suprafețe în care creșterea buruienilor a fost controlată prin folosirea de erbicide.

Se pune, de asemenea, problema precizării modului în care structura a fost distrusă pe diferite areale și a stabilirii celor mai bune măsuri pentru refacerea ei. La un moment dat s-a practicat subsolajul, care nu a dat rezultatele așteptate, poate din cauză că nu s-a ținut seama de starea de umiditate a solului în timpul aplicării tratamentului.

Recolte bune pot fi obținute dacă se iau măsuri de administrare corectă a terenului. Solul trebuie ajutat să-și mențină structura. Trebuie de asemenea ca, culturile să fie cît mai curate, fără buruieni, să se folosească îngrășămintele și soiurile adecvate, iar solul să aibă structura corespunzătoare diferitelor culturi și climatului local.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

SOIL RESOURCES AND PRODUCTION POSSIBILITIES

BY

ROY W. SIMONSON[1]

Many people have been concerned about supplies of food and fiber for the human race. Some foresee disaster in the near if not immediate future, whereas others are optimistic about future prospects. History is repeating itself once more. Alarms over future prospects of famine were sounded at the end of the 18th century and again at the end of the 19th century (Russell, 1954). Such alaims are being sounded now (Borgstrom, 1965; Myrdal, 1963; Paddock, Paddock, 1967), but, as in earlier days, some people also believe that enough food and fiber can be produced to satisfy human wants and needs (Kellogg, 1967; Presid..., 1967a).

Whether existing resources will permit greater production is a question that follows logically from concern over supplies of food and fiber for the future. One important part of those resources are the soils of the world. The purpose of this paper is therefore to offer a brief appraisal of the soil resources. No effort is made to deal with all factors of agricultural production, thrugh I do realize that soils are but one among several. Soils are of special importance, however, because future prospects would be poor, without questoin, if the soils could not support increased production. Examination of soil resource potentials seems a good first step in appraising production possibilities.

CURENT UTILIZATION OF SOILS

How soils are used at the present time directly affects what might be done with them in the future. Two facts about current utilization

[1] Director, Soil Classification and Correlation, Soil Conservation Service U. S. Department of Agriculture, Washington, D. C. 20250.

Institutul Geologic al României

deserve special attention. The first is the proportion of potentially arable land now being used for crops. The second is the level of technology applied to soils under cultivation. Both have profound impact on possibilities for the future.

Land area in crops. Approximately one-tenth of the land area of the world is being used for crops (Presid... 1967b). The total is 1,406 million hectares. As used here, the term "crops" includes perennial plants such as apples, citrus, rubber, and coffee as well as annual plants such as maize, rice, and wheat. Land in crops is also referred to as "arable land". The total land areas of the continents, proportions of land now in crops, and potentially arable land are given in table 1.

TABLE 1

Total Areas and Arable Lands of Continents [1]

Continents	Total land area [2]	Cultivated land [2]	% of land area cultivated	Potential arable land [2]	%of potential arable land in cultivation
Africa	3 010	158	5.2	734	22
Asia	2 740	519	18.9	627	83
Australia and New Zealand	820	32	3,9	153	21
Europe	480	154	32.1	174	88
North America	2 110	239	11.3	465	51
South America	1 750	77	4.4	681	11
USSR	2 240	227	10.6	356	64
Total	13,150	1,406	10.6	3,190	44

[1] Adapted from Table 7—9, p. 434, of THE WORLD FOOD PROBLEM, A Report of the President's Science Advisory Committee, Vol. II, Report of the Panel on the World Food Supply (U.S.A.).

[2] Areas are given in millions of hectares.

The areas in table 1 do not include land used for grazing, though such land produces food and fiber for human consumption. The total extent of grazing land in the world is slightly less than that used for crops. Possibilities for obtaining greater production from grazing lands are not discussed for two reasons. Space is limited and the scope of the paper must be restricted. Moreover, the possibilities for increasing production are smaller for grazing land than for arable land.

The proportions of land used for crops differ greatly among the continents. Almost one-third (32.1 percent) of the land in Europe is

Institutul Geologic al României

used for crops, as compared to 4 percent in Australia and New Zealand. Slightly less than one-fifth of the land in Asia, exclusive of the Soviet Union, is in crops. Taking the remaining continents in order, 11.3 percent in North America, 5.2 percent in Africa, and 4.4 percent in South America are used for crops. For the world as a whole, the figure is 10.6 percent, the same as for the Soviet Union. The proportion of the total land area of the world now being used for crop production is thus small. This is a salient fact in considering future possibilities.

Levels of technology. The phrase, levels of technology, refers to the combinations of practices applied by cultivators in crop production from soils. The phrase also refers to the possible kinds of soils management. Practices followed in crop production include tillage, weed control, irrigation, drainage, selection of crops and crop varieties, harvesting methods, and all else required to grow cultivated plants. The full range in levels of technology for all soils and all cultivators of the world is wide indeed. The range is subdivided into three parts for simplicity in discussion. More subdivisions are possible but discussion of a large number is beyond the scope of this article.

One end of the full range in levels of technology is the practice of shifting cultivation. A family clears a small patch, cultivates it for a few years, and then lets it revert to forest. A new patch is cleared and cultivated, also for a few years. Tillage is mostly with hand tools such as a mattock. In its primitive form, tillage is with a digging stick hardened by fire at one end. Simple tillage and the harvesting of crops by hand are the only alternatives open to people who must rely on shifting cultivation for their food. The system does have a certain built-in protection against insects, pests, weeds, and plant diseases, but possible production is low.

The opposite end of the range in levels of technology is highly sophisticated farming such as that in the midwestern United States where maize is grown or that in the central valley of California. Large tractors and machinery, fertilizers, pesticides, high-yielding crop varieties, and good transportation are available to the farmers—and this list suggests only part of the technology applied in the cultivation of soils. These farmers have a number of options in their use of soils, even to the extent of drastically modifying the soils themselves. Furthermore, the production per man-hour of labor is high as are yields per unit area.

An intermediate level of technology is represented by farming methods in the Deccan Plateau of India. The cultivators use draft ani-

Institutul Geologic al României

mals, produce some compost, and purchase small quantities of fertilizers. Much human labor is required, however, and production per man-hour and per unit area is low.

The effect of different levels of technology on crop production is illustrated by the yields of cotton on similar soils in the United States and India. About 20 years ago the average yield of lint cotton was 248 kg/ha in Ellis County, Texas as compared to 155 kg/ha in Bombay State and 66 kg/ha in Madhya Pradesh (S i m o n s o n, 1954). Current yields are slightly higher now but the differences remain the same. Soils used for cotton production are Vertisols, otherwise also known as Grumusols, dark cracking clays, and Regur soils (D u d a l, 1965). These soils are essentially the same in the two widely separated areas, but the levels of technology followed in their cultivation differ appreciably.

Three different levels of technology can be characterized briefly as follows :

(*a*) systems without benefit of scientific findings and industrial products,

(*b*) systems with some benefit of scientific findings and industrial products,

(*c*) systems with full benefit of scientific findings and industrial products.

The number of people in the world today who obtain food produced under each of the three levels of technology cannot be estimated accurately. Some figures are available to give rough measures of the populations. Food is produced by shifting cultivation for an estimated 200 million people, virtually all in the tropics (N y e, G r e e n l a n d, 1960). These people depend on the simplest level of technology. Approximately one-third of the world's population lives in the industrial nations such as those of Western Europe and the United States. The remainder, somewhat less than two-thirds of the population, lives in nations with limited industrialization and with parallel levels of farm technology. A majority of people in the world as a whole depend for production of their food on intermediate levels of technology. The most common technology is simple though not the simplest still practiced.

Clearly an important share of the soils now under cultivation are farmed at levels much below the optimum for maximum production. Furthermore, it seems obvious that available technology would permit much greater production of food and fiber. This situation has an important bearing on long term potentialities.

Institutul Geologic al României

POTENTIALS IN SOIL UTILIZATION

My review of the current utilization of soils demonstrates the existence of potentials for much greater production than is now being obtained. Increases are possible through better management of soils already in crops. Increases are also possible by expanding the area in crops. These approaches have been followed singly and in combination in the past. For example, increased production of wheat in Mexico during the last few decades has followed in part from expanding the planted area and in part from higher yields (Hertford, 1967). Increased production of food in part of southern India has come of late from improvements in methods of cultivation, use of more fertilizer, and the like (Long, 1967). Recourse to both approaches will be necessary generally to achieve full potentials.

Increasing yields from land in cultivation. Production can be increased more easily from soils now being cultivated than by expanding land in corps, taking the world as a whole. A large majority of cultivators, considering all in the world, are using their soils below optimum levels of technology. In other words, current soil management does not allow maximum production. For example, average in India are about one-fourth for maize and one-half for wheat of those obtained in the United States (Koffsky, 1967). Average yields of rice are about one-third of those in the United States. The three crops are grown on a wide variety of soils in both countries but yield differences can be attributed mainly to the differing levels of technology—and to the management possible at those different levels.

A second example of the impact of technology lies in the history of maize production in the United States. Approximately 63 million metric tons were produced on 31.2 million hectares in 1945 as contrasted to 102 million metric tons from 21 million hectares 20 years later (U.S. Dep..., 1967).

Even within the United States, potentials for greater crop production are large if such production should be needed. The largest unrealized potentials exist in the southeastern fourth of the country. Major soils of that section are Ultisols (Red-Yellow Podzolic soils). These are low in plant nutrients generally but many have favorable physical properties. Rainfall and temperature are favorable as they stand. Plant nutrients can be added in the form of lime and fertilizers. An appreciable proportion of the Ultisols are being used under indifferent management,

Institutul Geologic al României

some under poor management. Many are situated so that they could be cultivated under good management and produce high yields. If all suitable soils were being cultivated under the best known management, total farm production would be increased greatly in the south-eastern United States. Doubling present production seems readily possible if needed and even the tripling of present production lies within the realm of possibility (S i m o n s o n, 1968).

Potentials for increased farm production, if needed, also exist elsewhere in the United States. Differences between present and potential production, however, are not as great generally over the country as they are in the southeastern part. Nevertheless, if the best management known, including full use of adapted crop varieties, tillage practices, water management, and the like, were applied to all soils suitable for cultivation in the United States, total farm production would be much greater than it now is. I do not claim that placing every acre of soil under the best known management would be easy. Rather, I claim that soil resources in the United States could be used to produce far more food and fiber than at present if the production were needed.

Given the unrealized potentials in the United States where complex technology is being applied in the cultivation of many soils, it surely follows that food and fiber production could be increased more on cultivated soils in many other parts of the world. To select a single example, important soils in the Shan States of Burma are similar to those in the southeastern United States. The soils are Ultisols (Red-Yellow Podzolic soils) in both places. Yields of maize in the Shan States are a tenth or less of the 5,100 to 9,300 kg/ha produced under good management in the southeastern United States (S i m o n s o n, 1955).

Potential production from soils now in cultivation in many parts of the world, especially in the less developed countries, must be several times present production. Five-fold increases seem modest possibilities in many places; even ten-fold increases should be possible. Soils now under cultivation, taking the world as a whole, could therefore provide greatly increased production of food and fiber.

Expanding the area in crops. Potentially arable land not now in crops is about 30 percent greater than the land in crops (table 1). The term, crops, is again used to include perennial as well as annual plants. The world has 3,186 million hectares of potentially arable land, with 1,406 million in crops and 1,780 million not in crops. These estimates

Institutul Geologic al României

were prepared on the basis of general soil maps (Kellogg, 1967). The estimates are also based on the assumption that soils would be cultivated at levels of technology comparable to that of the Corn Belt of the midwestern United States.

Much of the potentially arable land not in crops lies in regions with good or fair rainfall. The biggest areas are south of the Sahara Desert in Africa and east of the Andes Mountains in Brazil. Smaller areas occur in North America and Australia. Potentially arable land not in crops is limited in each of Asia and Europe.

Estimates of total and potentially arable areas were made for 13 broad groups of soils to cover the world in the raport on *The World Food Problem* (Presid., 1967 b). The five most extensive broad groups in sequence are Lithosols, Latosolic soils, Desert soils, Podzols, and Chernozemic soils. This sequence is for total extent of the broad groups. The ranking according to extent of potentially arable land includes four of these broad groups but not the fifth. The five broad groups with the greatest areas of potentially arable land are Latosolic soils, Chernozemic soils, Desert soils, Alluvial soils, and Podzols.

The Latosolic soils are mostly Inceptisols, Oxisols, and Ultisols in the present American classification system. Chernozemic soils are mainly Mollisols. Desert soils are chiefly Aridisols and Entisols. The Alluvial soils are largely Inceptisols, Entisols, and Mollisols. Podzols are mostly Spodosols but some of the included soils are Alfisols.

The estimated area of potentially arable Latosolic soils is twice as large as that of each of the next two broad soil groups and three times that of each of the last two. The total extent of Latosolic soils is somewhat less than the land now in crops. Much the largest areas of potentially arable land in the world not cultivated are in regions of Latosolic soils and Desert soils. Areas of potentially arable land not in crops are relatively small for the regions of Chernozemic soils and Alluvial soils.

The total area of Latosolic soils is estimated as 2,500 million hectares, of which 1,050 million are arable. The Desert soils have a smaller total area and smaller proportions of potentially arable land. The total area is 2,180 million hectares, of which 430 million are potentially arable. A large share of the potentially arable land in these two regions is not under cultivation. Possibilities for expanding cropped areas are therefore also large, considering only these two broad soil groups.

Institutul Geologic al României

Two marked distinctions between Latosolic soils and Desert soils are of consequence to their use for crop production. Latosolic soils occur in regions of good or fair rainfall, mostly high enough so that crops can be grown without irrigation. The Desert soils, on the other hand, have low rainfall and must be irrigated. Differences in water supply constitutes one major distinction.

A second distinction between the two broad soil groups lies in fertility levels. By fertility is meant the amounts and balance of plant nutrients in the soils. Desert soils are high in plant nutrient elements, other than nitrogen, as a rule. Exceptions are sandy soils consisting almost entirely of quartz. Latosolic soils, on the other hand, are not as low in nitrogen but are deficient in plant nutrients generally. Occurring as they do in warm regions with moderate to high rainfall, Latosolic soils have been thoroughly leached. At the same time, the soils are readily penetrated by water and plant roots.

Differences in water supplies and nutrient levels need to be considered in programs for expanding cultivated areas of Latosolic soils and Desert soils. To be successful, programs for the two kinds of soils must be adapted to these distinctions.

One common element in expanding the cultivated areas of Latosolic soils and Desert soils should be soil surveys. These are needed to determine the characteristics, distribution, and extent of local kinds of soils. The alternative to determining what the kinds of soils are and where they occur is settlement by trial and error. Used in the past in many parts of the world, this method resulted in great hardships for many people (S i m o n s o n, 1968), as it would again. Modern knowledge can be applied to avoid these hardships now and in the future.

Much research on soil-plant relationships, improvement of fertility levels, maintenance of structure and tilth, and management of water will be necessary to reach the full potentials in production from Latosolic soils. More research will be needed for these soils than for Desert soils. Past experience has already demonstrated that soil management techniques cannot be transferred bodily from temperate to tropical regions. Some changes are necessary and new techniques must be invented. The research to accomplish such goals cannot be done overnight. This lesson is implicit in the history of agricultural research in Europe and the United States. Many people have been engaged in agricultural research for decades in the continents. Efforts of similar magnitude per unit area of land will be required for Latosolic soils.

Institutul Geologic al României

All in all, less research on soil management will be needed to expand the cropped areas of Desert soils than Latosolic soils. Large capital investments will be required, however, to ensure adequate supplies of water of satisfactory quality for irrigation. Large investments will also be needed for the construction of transportation systems, marketing facilities, and the like. Research programs should also be provided to cope with problems such as salinity control after irrigation systems have been established.

For the potentially arable land not now in cultivation, problems in crop production are greater generally than for the land already in cultivation. This is true for soils of all broad soil groups, not only for the Latosolic soils and Desert soils selected as examples. Much of the potentially arable land not in cultivation is less accessible than the land already in crops. Some soils have other handicaps. Despite these handicaps, the area of potentially arable land not used for crops is large. The possibilities for increasing food and fiber production by bringing such land into cultivation are also large.

CONCLUSIONS

The appraisal of soil resources in the preceding pages demonstrates that greatly increased production of food and fiber would be possible. Part of this increase could come from better use and management of soils already under cultivation. Part of the increase could come from expansion of the area in crops. So far as soils are concerned, the resource base does exist for greatly expanded food and fiber production. Unrealized potentials are substantial in many industrialized nations and even greater in the developing nations.

Furthermore, it seems certain that the area of potentially arable land will be greater in the future than it is now. The total has increased with the passing of time as scientific study provides greater understanding of soils and as technology for their use is improved. There is no reason to believe that this trend will now come to a stop.

Increasing food and fiber production substantially will not be easy. Much needs to be done to achieve such increases and even more to realize the full potentialities. This is a deceptively simple description of a very complex situation. For example, newly developed varieties of wheat, maize, and rice provide much higher yields than long-used varieties, if suitable practices are followed in their production (J o h n s t o n, 1966; M a n n et al. 1968). Suitable practices include greater applications of fertilizers, effective weed control, more timely cultivation, and better

Institutul Geologic al României

control of pests than in the past. The potentials of the new crop varieties for greater yields cannot be reached unless other factors of production are also improved.

Many things will have to be done at the right time and place to achieve substantially increased production of food and fiber. Nonetheless, the potentials for greater production are at hand. Progress toward achieving those potentials to meet the growing needs of the world's population offers a great challenge to the ingenuity and resourcefulness of society.

REFERENCES

Borgstrom G. (1965) The Hungry Planet. The MacMillan Co., N. Y.

Dudal R. (1965) Dark clay soils of tropical and subtropical regions. Food and Agriculture Organization, *Agr. Development paper*, 83.

Hertford R. (1967) The development of Mexican agriculture. A skeleton specification. *J. Farm Econ.* 49 : 1171—1181.

Johnston B. F. (1966) Agriculture and economic development : The relevance of Japanese experience. *Food Research Institute Studies* (Stanford univ.) 6 : 251—312, 1966

Kellogg Ch. E. (1967) World potentials of arable soils. Soil Conservation (U. S. Dept. Agr.) 32 : 243—244.

Koffsky N. M. (1967) The food potential of developing nations. *J. Farm Econ.* 49 : 1106—1113.

Long E. J. (1967) Altering the variables of the food supply-demand situation. *In Alternatives for Balancing World Food Production Needs*, Iowa Univ. Press, pp. 159—171.

Mann K. S., Moore C. V., John S. S. (1968) Estimates of potential effects of new technology on agriculture in Punjab, India. *Amer. J. Agr. Econ.* 50 : 278—291.

Myrdal K. G. (1963) Food for increasing millions. Address at World Food Congress, Washington, D. C., June 4—18.

Nye P. H., Greenland D. J. (1960) The Soil under shifting cultivation. *Commonwealth Bur. Soils Tech. Commun.* 51.

Paddock W., Paddock P. (1967) Famine — 1975 ! Little, Brown & Co., Boston.

Russell E. J. (1954) World Population and World Food Supplies. George Allen and Unwin Ltd., London.

Simonson R. W. (1954) The Regur soils of India and their utilization. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 18 : 200—204, Madison, Wisconsin, U.S.A.

— (1955) Changing place of soils in agricultural production. *The Scientific Monthly* 81 : 173—182.

— (1968) Soil resources for world food and fiber production. University of Minnesota, Institute of Agriculture, *International Series* 10.

— (1968) Present and potential usefulness of soil resources. *Annual Report (1967) of International Institute for Land Reclamation and Improvement* (Wageningen, Netherlands), pp. 7—25.

Institutul Geologic al României

* * * (1967) U. S. Department of Agriculture; Agriculture/2000. U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., p. 57.
* * * (1967 a) President's Science Advisory Committee. The World Food Problem (3 volumes). U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C.
* * * (1967 b) President's Science Advisory Committee. The World Food Problem. Vol. II, U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., pp. 407—469.

RESSOURCES DES SOLS ET POSSIBILITÉS DE PRODUCTION

(Résumé)

Afin d'assurer une production agricole suffisante qui, pour éviter la famine, doit augmenter considérablement, le sol présente une importance toute particulière. Tout projet d'avenir dans ce sens n'a aucune chance de réussir si les sols ne sont pas capables de nous livrer une production de plus en plus élevée. Pour cette raison un examen du potentiel des ressources des sols est absolument indispensable afin d'apprécier les possibilités de la production agricole. L'analyse du potentiel des surfaces cultivées à présent dans le monde entier et le niveau de la technique appliquée en agriculture laissent voir la possibilité d'une croissance remarquable de la production dans ce domaine. Cette croissance peut venir soit d'une meilleure utilisation et d'un meilleur travail du sol des surfaces cultivées (quoiqu'elles ne représentent, à l'heure actuelle, que 1/10 de la surface terrestre), soit d'un élargissement des surfaces cultivées. Il y a encore des potentiels non-réalisés dans ces directions tant dans bon nombre de pays industrialisés que, et surtout, dans les pays en cour de développement.

Il ne fait de doute pour personne que l'aire des sols potentiellement arables s'élargira. La surface totale de l'aire de ces sols a augmenté à la longue au fur et mesure que les recherches scientifiques ont rendu possible une meilleure connaissance des sols et que la technologie de leur utilisation a été établie.

À augmenter la production agricole n'est pas aisé. Elle réclame des efforts substanciels dans des domaines bien complexes. Ainsi les nouvelles variétés de blés, maïs, riz assurent des récoltes bien plus grandes que les variétés utilisées jadis, si en les cultivant on respecte certaines conditions correspondantes, telles fertilisation à l'aide de grandes quantités d'engrais, contrôle effectif des mauvaise herbes, le sémis plus précoce

Institutul Geologic al României

et contrôle plus efficient des ravageurs. On ne saurait toucher le potentiel des nouvelles variétés sans prendre en considération aussi d'autres facteurs de production. Or, ce domaine laisse libre cours au génie de l'esprit humain.

RESURSELE DE SOLURI ŞI POSIBILITĂŢILE DE PRODUCŢIE

(Rezumat)

În asigurarea unei producţii agricole, care, pentru evitarea foametei, trebuie să crească substanţial, solul are o importanţă deosebită. Orice plan viitor nu va avea şanse de reuşită, dacă solurile nu vor suporta o producţie din ce în ce mai mare. De aceea o examinare a potenţialului resurselor de soluri este absolut necesară pentru a aprecia posibilităţile de producţie agricolă. Analizînd potenţialul suprafeţei astăzi cultivate pe glob şi nivelul tehnicii aplicate în agricultură, rezultă că este posibilă o însemnată creştere a producţiei. O parte din această creştere poate fi obţinută printr-o mai bună utilizare şi lucrare a solurilor aflate sub cultură (deşi acestea reprezintă numai 1/10 din suprafaţa pămîntului). O altă parte poate rezulta din extinderea suprafeţei cultivate. Potenţiale nerealizate în ambele direcţii sînt înregistrate atît în multe ţări industrializate cît şi, îndeosebi, în ţările în curs de dezvoltare.

Pare sigur că arealul solurilor potenţial arabile va fi extins în viitor. Suprafaţa totală a arealului a crescut în decursul timpului pe măsură ce cercetarea ştiinţifică a făcut posibilă o mai bună cunoaştere a solurilor şi pe măsură ce tehnologia utilizării lor a fost stabilită.

Creşterea producţiei agricole nu este un lucru uşor. Ea cere eforturi deosebite într-un domeniu foarte complex. Astfel noile varietăţi de grîu, porumb, orez asigură recolte mult mai mari decît varietăţile utilizate lung timp, dacă se respectă, în cultura lor, anumite măsuri corespunzătoare, adică aplicarea mai multor îngrăşăminte, un control efectiv al buruienilor, o cultivare mai timpurie şi un control mai eficient al dăunătorilor. Potenţialul noilor varietăţi nu poate fi atins fără a fi luaţi în considerare şi alţi factori de producţie. În acest domeniu se deschid mari perspective ingeniozităţii şi minţii oamenilor.

Institutul Geologic al României

THE SOIL ORDERS OF THE CLASSIFICATION USED IN THE USA

BY

GUY D. SMITH[1]

The system of soil classification presented in its 7th Approximation (Soil Survey Staff, 1960) at the 7th International Congress of Soil Science has been changed in many details. Because the definitions of the taxa are highly detailed (Soil Survey Staff, 1960, 1967), the concepts of the kinds of soil included in the various orders are not easy to grasp by reading the definitions. This paper is a generalized description of each of the 10 orders. It gives the properties that are common to the soils of each order, and shows how some of the important properties that vary within an order have been used to define suborders and great groups. An attempt is made to relate the taxa of this system to several other classifications (*Int. Symp.*, 1965; Aubert et al., 1967). Because precise equivalents generally do not exist, the relations given are approximate, and in some instances, because of difficulties in international communication, may be in error.

ALFISOLS

The unique properties of Alfisols are a combination of: a gray, brownish, or reddish horizon not darkened by humus at or close to the surface; a B horizon of clay accumulation; a medium to high supply of bases in the soil; and water available to plants more than half of the year or more than 3 consecutive months during a warm season. Figure 1 shows the distribution of organic carbon and clay and the base saturation in a typical Alfisol. Note the shallow penetration of organic

[1] Director, Soil Survey Investigations, Soil Conservation Service, Washington, D. C. 20250.

Institutul Geologic al României

matter, the distinct accumulation of clay, and the high base saturation at about 50 cm.

Alfisols characteristically form under forest or savanna vegetation in climates with a slight to pronounced seasonal moisture deficit. At

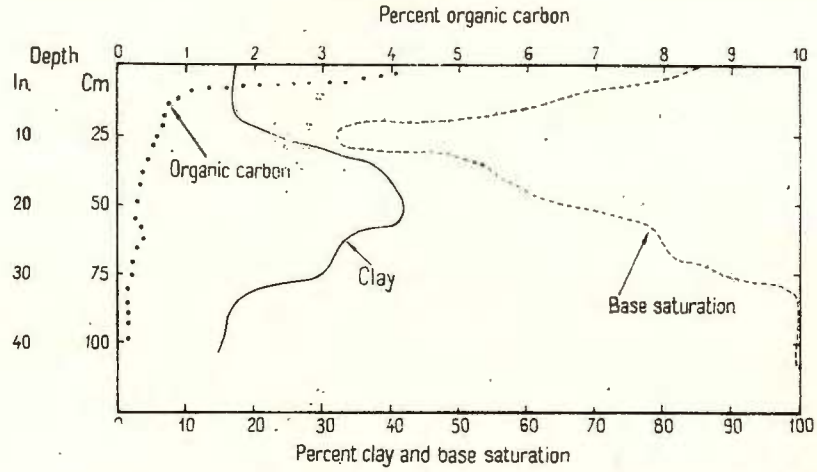


Fig. 1. — Organic carbon, clay and base saturation as a function of depth in a typical Alfisol. Base saturation is the ratio of extractable bases held by the soil to the sum of extractable acidity and bases.

some season evapotranspiration exceeds precipitation and stored soil moisture is depleted or exhausted.

Suborders of Alfisols are defined in terms of their moisture and temperature regimes. The five suborders and their approximate equivalents in other classifications follow.

Suborders of Alfisols

Aqualfs, Alfisols of wet places. They are dominantly gray throughout and are seasonally saturated with water. Includes soils called *Sols lessivés hydromorphes* (Fr.), *Pseudogley* (Ger.), *Podzolic Brown Earth Gley* (USSR). Formerly called *Low-Humic Gley* soils and *Planosols* in the U.S.A.

Boralfs, Alfisols of boreal forests or high mountains. They have a gray surface horizon, a brownish subsoil, and a mean annual soil temperature of $< 8°C$ (47°F). Includes soils called *Sols lessivés boréaux* (Fr.), *Gray Wooded* soils (Canada), and *Podzolic* soils (USSR). Formerly called *Gray Wooded* soils in the U.S.A.

Institutul Geologic al României

Udalfs, Alfisols of humid temperate or warm regions. They are brownish throughout and have no periods or only short periods (< 90 cumulative days in most years) when part or all of the soil is dry. Includes soils called *Sols lessivés* and *Sols bruns lessivés* (Fr.), *Parabraunerde* and *Fahlerde* (Ger.), *Podzolic Brown Earth* (USSR). Formerly called *Gray-Brown Podzolic* soils in the U.S.A.

Ustalfs, Alfisols of warm places with long periods (> 90 cumulative days in most years) when the soil is dry. They are brownish to reddish throughout. Includes soils called *Sols ferrugineux tropicaux lessivés* (Fr.). Formerly called *Reddish Brown* soils in the U.S.A.

Xeralfs, Alfisols of Mediterranean climates with cool moist winters and rainless summers. They are brownish to reddish throughout. Includes *Sols rouges mediterranéens lessivés* (Fr.) and some *Cinnamon Brown* soils (USSR). Formerly called *Noncalcic Brown* soils in the U.S.A.

Great Groups of Alfisols. In addition to the horizon of clay accumulation common to all Alfisols, several other kinds of horizons may be present. Each great group consists of the Alfisols that have the same kinds of horizons of about the same thickness or degree of development in the same sequence and that have similar soil moisture and soil temperature regimes.

The additional horizons present in Alfisols and used to differentiate one great group from another include: fragipans and duripans; a bleached light gray (albic) horizon near or at the surface that has lost most of its clay and free iron; a B horizon that is undergoing destruction; a B horizon made impermeable by sodium; horizons with plinthite, a soft clayey material that hardens into ironstone if exposed; and horizons of clay and humus accumulation formed under long continued cultivation.

Soils with a very thick or strongly developed B horizon or with plinthite are associated with mid-Pleistocene or older surfaces. The other great groups of Alfisols are largely restricted to late- and post-Pleistocene surfaces. The names of the great groups carry prefixes to the suborder names that indicate the nature of the variable horizons. *Agr* as a prefix indicates clay and humus accumulation under cultivation; *alb*, an albic horizon; *dur*, the presence of a duripan; *fragi*, the presence

Institutul Geologic al României

of a fragipan; *gloss*, a degrading B horizon; *hapl*, the simplest set of horizons; *natr*, sodium; *pale*, a thick strongly developed B horizon; and *plinth*, plinthite.

ARIDISOLS

The unique properties of Aridisols are a combination of: a lack of water available for most plants for very extended periods; one or more pedogenic horizons; a surface horizon or horizons not significantly darkened by humus; and absence of deep wide cracks (see Vertisols). The Aridisols have no „available" water (held at tensions of less than 15 bars) most of the time that the soil is warm enough for plant growth (> 5°C or 41°F) and never have water continuously available for as long as 90 days when the soil temperature is above 8°C (47°F). Figure 2 shows the distribution of organic carbon, clay, and calcium carbonate in typical Aridisols. Note the very small amounts of organic carbon at the surface and the large carbonate accumulations.

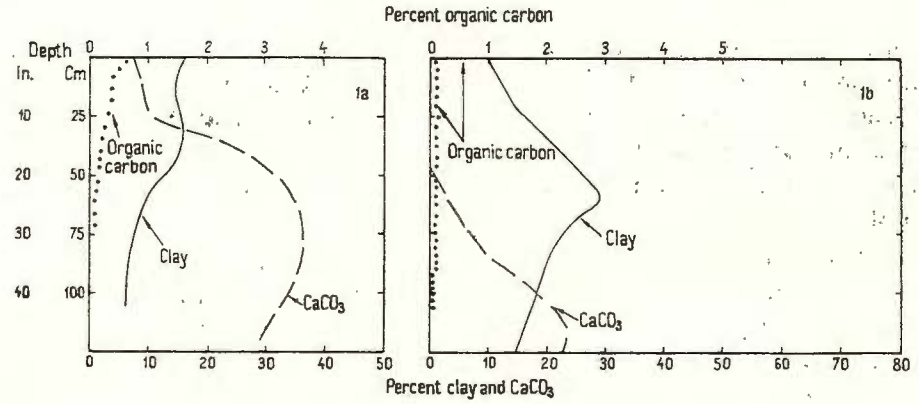


Fig. 2. — Organic carbon, clay and calcium carbonate as a function of depth in typical Aridisols. 1a, a Calciorthid in which the principal horizon is one of accumulation of calcium carbonate; 1b, a Haplargid in which the principal horizon is one of accumulation of clay.

Aridisols are primarily soils of desert or arid areas. They form under conditions that preclude much entry of water into the soil—either extremely scanty rainfall or slight rainfall that for one reason or another does not enter the soil. The vegetation consists of scattered plants, ephemeral grasses and forbs, cacti, and xerophytic shrubs.

Institutul Geologic al României

The suborders of Aridisols are defined by the presence or absence of a B horizon of clay accumulation. The two suborders of Aridisols and their approximate equivalents in other classification follow.

Suborders of Aridisols

Argids, Aridisols with a B horizon of clay accumulation. These are largely on surfaces that are late-Wisconsin or older. Consequently, they have developed through one or more Pleistocene pluvial periods. Includes some *Desertic Solonetz* (USSR) and some soils formerly called *Desert* and *Red Desert* soils and associated *Solonetz* in the U.S.A.

Orthids, Aridisols without a B horizon of clay accumulation but with one or more pedogenic horizons that extend at least 25 cm (10 inches) below the surface so that some horizon persists in part if the soil is plowed. Includes *Sols bruns arides*, *Sierozems*, and some *Sols salines* (Fr.); *Sierozems*, *Brown semidesertic*, *Gray-Brown desertic* soils, and some *Solonchak* (USSR). Formerly called *Desert* and *Red Desert* soils, some *Calcisols*, and *Sierozems* in the U.S.A.

Great groups of Aridisols. In addition to a surface horizon not significantly darkened by humus and B horizons of clay accumulation several other kinds of horizons may be present. Each great group consists of the Aridisols that have the same kinds of horizons of about the same thickness or degree of development in the same sequence. Because soil moisture is so limiting, soil temperature regimes are permitted to vary within a great group.

The horizons used to differentiate one great group from another, in addition to the B horizon of clay accumulation used to define suborders, include: duripans; distinct horizons of accumulation of carbonate, gypsum, and soluble salts; horizons cemented by carbonates; B horizons made impermeable by sodium; and altered (cambic) horizons that have lost rather than accumulated materials.

The names of the great groups carry prefixes to the suborder names that indicate the nature of the horizons that are present. *Calci* as a prefix indicates an accumulation of calcium as carbonate or sulfate; *camb*, a cambic horizon; *dur*, a duripan; *hapl*, the simple ABC horizon sequence; *natr*, sodium in the B horizon; *pale*, a cemented horizon of carbonate accumulation or a strongly developed B horizon or both; *sal*, an accumulation of soluble salts.

Institutul Geologic al României

ENTISOLS

The unique properties common to all Entisols are the combination of a mineral soil with no distinct pedogenic horizons that would persist after normal plowing. Entisols are soils in the sense that they support plants, but they may be in any climate and under any vegetation. Their lack of distinct horizons may be the result of a parent material such as quartz sand in which horizons do not readily form, or of lack of

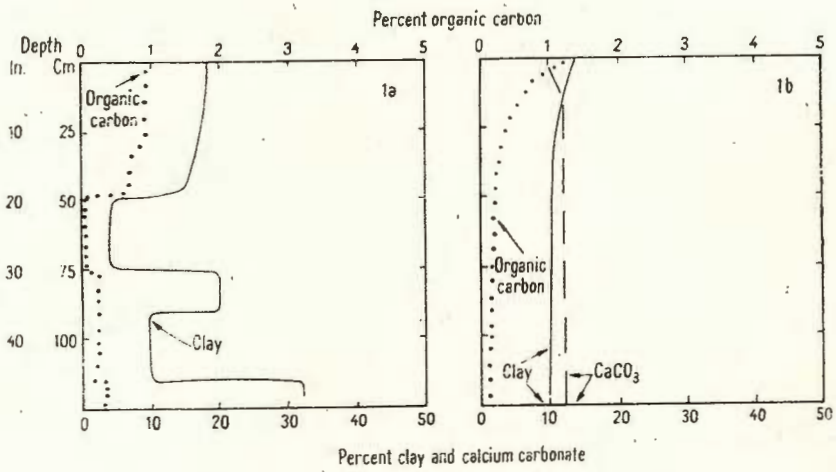


Fig. 3. — Organic carbon, clay and calcium carbonate as a function of depth in typical Entisols. 1a, a Fluvent in stratified alluvium; 1b, an Orthent on a very young hillside.

time for horizons to form in recent deposits of ash or alluvium on actively eroding slopes and in soils recently disturbed by plowing to several feet. Figure 3 shows the distribution of organic carbon, clay, and calcium carbonate in typical Entisols. Note the lack of evidence of translocation of materials or alteration other than accumulation of small amounts of organic carbon.

The suborders of Entisols are defined in terms of composition and ground-water levels. The five suborders and their approximate equivalents in other classifications follow.

Suborders of Entisols

Aquents, Entisols of wet places. They are dominantly gray throughout and stratified or are saturated with water at all times. In-

Institutul Geologic al României

cludes soils called *Sols à gley* (some) (Fr.), *Rambla*, *Paternia*, *Gley*, and *Marschen* (Ger.), *Boggy* soils (some) (USSR). Includes some soils formerly called *Low Humic Gley* soils in the U.S.A.

Arents, Entisols with recognizable fragments of pedogenic horizons that have been mixed by deep plowing, spading, or other disturbance by men. Includes *Rigosols* (Ger.).

Fluvents, Entisols from recent alluvium, rarely saturated with water, usually stratified, and brownish to reddish throughout at least the upper 50 cm (20 inches), and with loamy or clayey texture in some part of the upper meter (40 inches). Includes some *Sols minéraux bruts d'apport alluvial* (Fr.), some *Rambla* and *Paternia* (Ger.). Includes some soils formerly called *Alluvial* soils in the U.S.A.

Orthents, Entisols that are shallow to consolidated rock or have unconsolidated materials such as loess, and with skeletal, loamy, or clayey texture in some part of the upper meter (40 inches). Includes *Sols minéraux bruts d'érosion* and *d'apport volcanique* (Fr.), *Rohboden* and *Syrosem* (Ger.). Includes some soils formerly called *Lithosols* and *Regosols* in the U.S.A.

Psamments, Entisols that have sandy texture (sands and loamy sands) throughout the upper meter (40 inches). Includes *Sols bruts xériques inorganisés d'apport* (Fr.). Includes some soils formerly called *Regosols* in the U.S.A.

Great Groups of Entisols. Because Entisols lack horizons, the great groups are defined primarily in terms of their moisture and temperature regimes; a few great groups are defined by texture, consistence and mineralogy. Among Aquents, the sands constitute one group and the soft marshes a second; cold, temperate, and tropical temperature regimes define the other great groups of Aquents. Among Orthents and Fluvents, combinations of moisture and temperature regimes define the great groups. Among Psamments, the quartz sands constitute one great group, and the others are defined by combinations of moisture and temperature regimes. Thus, each great group of Entisols has a limited range in composition and in its moisture and temperature regimes.

The names of the great groups carry prefixes to the suborder names to indicate the nature of the differentiae. *Cry* indicates a very cold soil; *hydr*, a soil with very high water content and low bearing capacity; *quartzi*, a quartz sand; *torri*, a very dry soil; *trop*, a soil of a humid tro-

Institutul Geologic al României

pical climate; *ud*, a temperate or warm humid soil; *ust*, a temperate or warm soil with long dry periods; *xer*, a soil of a Mediterranean climate with cool moist winters and rainless summers.

HISTOSOLS

The unique property of Histosols is a very high content of organic matter in the upper 80 cm (32 inches). More than half of this thickness has from 20 to 30 percent organic matter or more, or the organic rich horizon rests on rock or rock rubble. Most Histosols are peats or mucks, consisting of more or less decomposed plant remains that accumulated in water, but some have formed from forest litter or moss or both in a cool continuously humid environment but are freely drained.

Suborders of Histosols

The suborders of Histosols are defined in terms of their moisture regimes and the degree of decomposition of the plant remains. The four suborders of Histosols and their approximate equivalents in other classifications follow.

Fibrists, Histosols composed mostly of Sphagnum moss or Histosols that are saturated with water most of the year or artificially drained, and that consist mainly of recognizable plant remains so little decomposed that rubbing does not destroy the bulk of the fibers. Includes soils called *Sols à tourbe fibreuse* (Fr.), *Hochmoor* and some *Übergangsmoor* and *Niedermoor* (Ger.), and some *Boggy* soils (USSR). Formerly called *peats* in the U.S.A.

Folists, Histosols formed with free drainage and consisting of forest litter resting on rock or rubble. Has no equivalents.

Hemists, Histosols saturated with water most of the year or artificially drained, and with between 10 and 40 percent of the volume remaining as fibers after rubbing. Includes soils called *Sols à tourbe semi-fibreuse* (Fr.), some *Übergangsmoor* and *Niedermoor* (Ger.), and some *Boggy* soils (USSR). Formerly called *peaty mucks* in the U.S.A.

Saprists, Histosols saturated with water most of the year or artificially drained, and so decomposed that after rubbing less than 10 percent of the volume remains as fibers. Includes *Sols à tourbe altérée* (Fr.), some *Niedermoor* (Ger.), and some *Boggy* soils (USSR). Formerly called *mucks* in the U.S.A.

Institutul Geologic al României

Great Groups of Histosols. The great groups of Histosols are defined largely in terms of their soil temperature regimes which range from polar to tropical. Folists are not subdivided but the other suborders have great groups that are cold, cool, temperate or warm, and tropical. One great group is defined by a high proportion of sphagnum moss, and one by having a horizon of translocated humus. The names of great groups carry prefixes to the suborder names to indicate the nature of the differentiae. *Bor* indicates a cool soil with a mean annual temperature $< 8°C$ (47°F); *cry*, a soil with ice persisting through most or all of the summer; *luvi*, a B horizon of translocated humus formed in drained Histosols under cultivation; *medi*, warm; *sphagno*, dominance of of sphagnum moss; and *trop*, tropical.

INCEPTISOLS

The unique properties of Inceptisols are a combination of: water available to plants more than half of the year or more than 3 consecutive months during a warm season; one or more pedogenic horizons of alteration or concentration without accumulation of translocated materials other than carbonates or amorphous silica; textures finer than loamy sand; some weatherable minerals; and a moderate to high capacity of the clay fraction to retain cations. In addition, Inceptisols lack one or more of the unique properties of the order of Mollisols, the thick dark surface horizon, the high calcium supply, or the crystalline clays. Figure

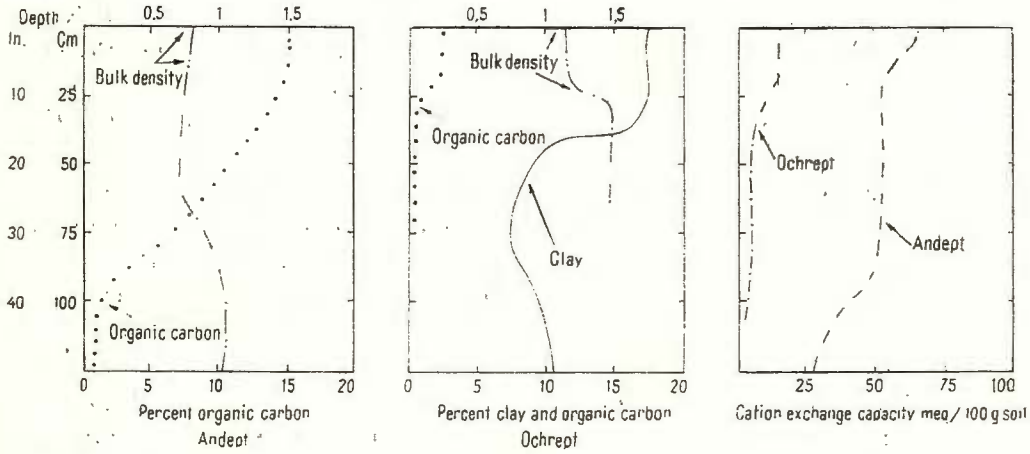


Fig. 4. — Organic carbon, bulk density and cation exchange capacity as a function of depth in two Inceptisols, an Andept and an Ochrept.

Institutul Geologic al României

shows the distribution of organic carbon, bulk density, and cation exchange capacities of two Inceptisols as functions of depth. Clay distribution for the Andept cannot be measured but is given for the Ochrept. Note that there are wide ranges within the order in organic carbon and cation exchange capacity. Similar variability exists in base saturation.

Inceptisols can form in almost any moist environment, from polar to tropical, with comparable differences in vegetation. Very commonly, Inceptisols have rock at shallow depths. So far as is known, all are on relatively young geomorphic surfaces, late-Pleistocene or post-Pleistocene for the most part.

The suborders of Inceptisols are defined in terms of composition and soil moisture and temperature regimes. The five suborders and their approximate equivalents in other classifications follow.

Suborders of Inceptisols

Andepts, Inceptisols with a dark surface horizon, rich in humus and amorphous clay with a high cation exchange capacity. Formed chiefly from deposits of vitric pyroclastics such as recent ash and tuffs. Includes soils called *Andosols* (Fr.). Includes soils formerly called *Ando* soils, as well as some *Latosols* and some *Tundra* soils in the U.S.A.

Aquepts, Inceptisols of wet places. They have a gray to black surface horizon, a gray subsoil, and are seasonally saturated with water. Includes soils called *Sols à gley* (some) and *Sols peu evolués à permagel* (Fr.), *Gley*, *Moorgley* and *Tundragley* (Ger.), and *Dernohumus*, *Tundra*, and *Arctic*, all *half-boggy* (USSR). Includes some soils formerly called *Tundra* and some *Low Humic Gley* and *Humic gley* soils in the U.S.A.

Ochrepts, Inceptisols with a brownish horizon of altered materials at or close to the surface in a temperate or cold climate. Includes soils called *Sols bruns*, *Sols brunifiés des pays tropicaux* (Fr.), *Braunerde* (Ger.), and *Brown Forest* (some) (USSR). Includes soils formerly called *Brown Forest* soils, *Sols Bruns Acides*, and *Subarctic Brown Forest* soils in the U.S.A.

Plaggepts, Inceptisols with thick surface horizons of materials added by men through long habitation or long continued manuring. Includes *Plaggenesch* (Ger.) and soils formerly called *Kitchen middens* in the U.S.A.

Institutul Geologic al României

Tropepts, Inceptisols of tropical regions with a brownish or reddish horizon of altered material at or close to the surface. Includes soils called *Sols ferrugineux tropicaux peu lessivés, sols faiblement ferrallitiques* (Fr.) and some soils formerly called *Latosols* in the U.S.A.

Umbrepts, Inceptisols with a dark acid surface horizon more than 25 cm. (10 inches) thick, with crystalline clay minerals and brownish color in a temperate or cold climate. Includes soils called *Ranker* (Ger.) and (Fr.). Includes some soils formerly called *Brown Forest* soils and *Tundra* soils in the U.S.A.

Great Groups of Inceptisols. The Inceptisols within a suborder have little variability in kinds of horizons. Within each suborder except Umbrepts there is a wide range in base supply, and in all suborders except Tropepts, a wide range in moisture and temperature regimes. Great groups distinguish soils with fragipans or duripans, the very cold soils, soils of Mediterranean climates, and those of subhumid continental climates so that each great group includes soils with a limited range in moisture and temperature regimes, base supply, and kinds and sequences of horizons.

The names of the great groups carry prefixes to the suborder names that indicate the nature of the differentiating properties. *Cry* indicates a cold soil; *dur*, a duripan; *dystr*, a poor supply of bases; *eutr*, a good supply of bases; *fragi*, a fragipan; *ust*, soils with erratic summer moisture; *xer*, soils of Mediterranean climates.

MOLLISOLS

The unique properties of Mollisols are a combination of: a very dark brown to black surface horizon that is more than one-third of the combined thickness of the A and B horizons or is more than 25 cm. (10 inches) thick and that has structure or soft consistence when dry; a dominance of calcium among the extractable cations in the A1 and B horizons; a dominance of crystalline clay minerals of moderate or high cation exchange capacity; and less than 30 percent clay in some horizon if the soil has deep wide cracks (>1 cm. wide at 50 cm. depth) at some season. Figure 5 shows the distribution of organic carbon, calcium carbonate, clay, cation exchange capacity, and base saturation as functions of depth in a typical Mollisol, an Ustoll. Note the high base saturation and the relatively deep penetration of organic carbon. One

Institutul Geologic al României

or both of the horizons of clay and carbonate accumulation may be absent in Mollisols.

Mollisols characteristically form under grass in climates with a moderate to pronounced seasonal moisture deficit. A few form in mars-

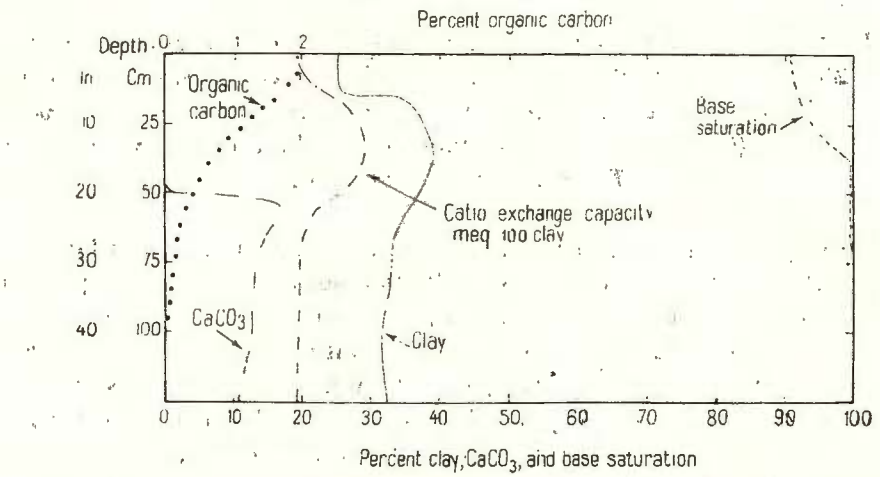


Fig. 5. — Organic carbon, base saturation, clay cation exchange capacity and calcium carbonate as a function of depth in a typical Mollisol.

hes or on marls in humid climates. They are the extensive soils of the steppes of Europe, Asia, and North and South America.

The suborders of Mollisols are defined primarily in terms of their moisture and temperature regimes, and in one suborder by the carbonate content. The seven suborders and their approximate equivalents in other classifications follow.

Suborders of Mollisols

Albolls, Mollisols with a bleached gray to white horizon above a slowly permeable horizon of clay accumulation; saturated with water in at least the surface horizons at some season. Includes some soils formerly called *Planosols* and *Solodized Solonetz* in the U.S.A.

Aquolls, Mollisols of wet places. They have an early black surface horizon resting on a mottled grayish B horizon and are seasonally saturated with water. Includes some soils called *Anmoor* (Ger.), some *Sols humiques à gley* (Fr.). Formerly called *Humic-Gley* soils, *Calcium Carbonate Solonchak*, and *Solonetz* in the U.S.A.

Institutul Geologic al României

Borolls, Mollisols of cold steppes or high mountains. They have a mean annual soil temperature of < 8°C (47°F). Includes soils called *Chernozems* (Fr.) (Ger.) (USSR). Includes some soils formerly called *Chernozems*, *Chestnut* and *Brown* soils in the U.S.A.

Rendolls, Mollisols formed on highly calcareous parent materials and with > 40 percent calcium carbonate in some horizon within 50 cm (20 inches) of the surface, but without a horizon of accumulation of calcium carbonate. Mostly formed in humid climates under forest vegetation. Includes most soils called *Rendzinas* (Fr.) (Ger.) (USSR). Formerly called *Rendzinas* in the U.S.A.

Udolls, Mollisols of humid temperate or warm regions. They have brownish hues throughout and no horizon of accumulation of calcium carbonate in soft powdery forms. Includes soils called *Brunizems* (Fr.). Formerly called *Prairie* soils or *Brunizems* in the U.S.A.

Ustolls, Mollisols of temperate or warm places with continental climates and with long periods (> 90 cumulative days in most years) when the soil is dry. Most Ustolls have a horizon of accumulation of soft powdery calcium carbonate starting at about 50—100 cm depth. Includes soils called *Sols Châtains* and some *Sols bruns isohumiques* (Fr.), *Brauner Steppenboden* (Ger.), and *Southern Chernozem* and *Chestnut* (USSR). Formerly called *Chestnut* and *Brown* soils in the U.S.A.

Xerolls, Mollisols of Mediterranean climates with cool moist winters and rainless summers. Includes some soils called *Sols Marrons* (Fr.). Includes some soils formerly called *Brunizem*, *Chestnut*, and *Brown* soils in the U.S.A.

Great Groups of Mollisols. In addition to the surface horizon darkened by humus that is common to all Mollisols, several other kinds of horizons may be present. Each great group consists of the Mollisols that have the same kinds of horizons of about the same thickness or degree of development in the same sequence and that have similar soil moisture and soil temperature regimes.

The additional horizons present in Mollisols and used to differentiate one great group from another include: duripans; A horizons overthickened by mixing by animals; A horizons overthickened by long continued destruction of the B horizon; B horizons of clay accumula-

Institutul Geologic al României

tion; B horizons made impermeable by sodium; B horizons overthickened or very strongly developed by long continued soil formation; and horizons of pronounced accumulation of calcium carbonate.

Soils with A or B horizons overthickened or very strongly developed by time are thought to be restricted largely to mid-Pleistocene or older surfaces. These great groups carry the prefix *pale* to the appropriate suborder name. The other great groups are largely on late- or post-Pleistocene surfaces. The names of these great groups carry prefixes to the suborder names to suggest the nature of the variable horizons or other differentiae. *Arg* as a prefix indicates a B horizon of clay accumulation; *calci*, a shallow and strong accumulation of calcium carbonate; *cry*, a very cold soil; *dur*, the presence of a duripan; *hapl*, the simplest profile; *natr*, sodium; *verm*, mixing by animals, chiefly earthworms.

OXISOLS

The unique properties of Oxisols are: extreme weathering of most minerals other than quartz to kaolin and free oxides; very low activity of the clay fraction; lack of clay that disperses in water in some horizon; and a loamy or clayey texture (sandy loam or finer).

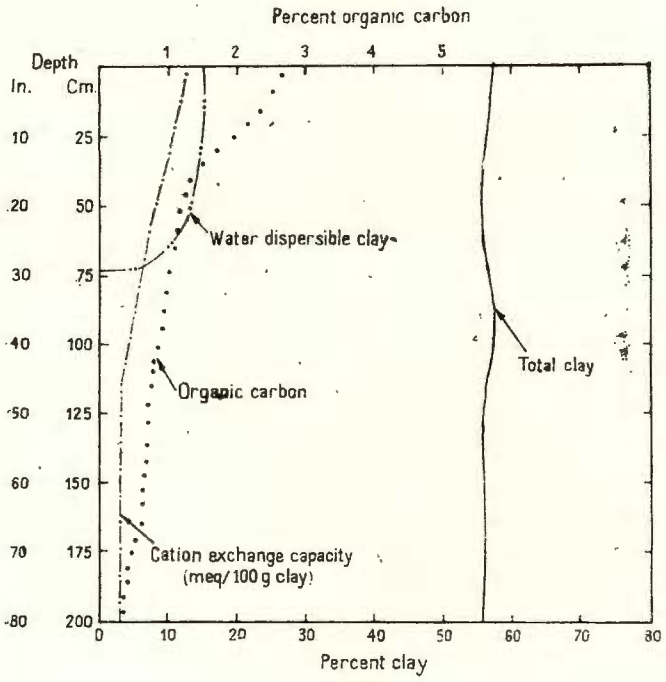


Fig. 6. — Organic carbon, total clay, water dispersible clay and cation exchange capacity as a function of depth in a typical Oxisol.

Institutul Geologic al României

Figure 6 shows the relation with depth of the organic carbon, cation exchange capacity, and total and water dispersible clay in a typical Oxisol, an Orthox approaching a Humox. Note the high content of organic carbon, the low cation exchange capacity, and the general uniformity of the clay content with depth. The decrease of cation exchange capacity with depth is due to the decrease of organic matter.

Oxisols characteristically develop in tropical or subtropical regions on land surfaces that have been stable over long periods of time. Mostly these are early Pleistocene or much older. During development the climate must be humid, but because the climate changed, some are now in arid environments.

The suborders of Oxisols are defined in terms of their moisture and temperature regimes or other properties very closely associated with climate. The five suborders and their approximate equivalents in other classifications follow.

Suborders of Oxisols

Aquox, Oxisols of wet places. They are dominantly gray, or mottled dark red and gray, and are seasonally saturated with water. Includes some soils called *Sols à accumulation de fer en carapace ou cuirasse* (Fr.). Includes some soils formerly called *Ground Water Laterite* soils in the U.S.A.

Humox, Oxisols of relatively cool moist regions, with very large accumulations of organic carbon (>20 kg carbon in a cubic meter). Commonly on high plateaus. Includes soils called *Sols ferrallitiques fortement désaturés humifères* (Fr.). Includes some soils formerly called *Black Red Latosols* and some *Humic Latosols* in the U.S.A.

Orthox, Oxisols of warm humid regions with short ($<$ 90 days) dry seasons or no dry season. The soils are never dry in any horizon for as long as 60 consecutive days. Includes soils called *Sols Ferrallitiques* (most) (Fr.). Formerly called *Red Latosols*, *Earthy Red Latosols*, *Red-Yellow Latosols* in the U.S.A.

Torrox, Oxisols that are dry in all horizons for more than 6 months of the year, are never continuously moist for as long as 3 consecutive months, and are not appreciably darkened by humus. There are no known equivalents.

Ustox, Oxisols that are moist in some horizon more than 6 months (cumulative) or more than 3 consecutive months, but are dry

Institutul Geologic al României

in some horizon for more than 60 consecutive days (roughly equivalent to a 3-month dry season). Includes soils called *Sols ferrallitiques faiblement désaturés* (Fr.). Includes some soils formerly called *Low Humic Latosols* in the U.S.A.

Great Groups of Oxisols. The Oxisols have only a few horizons that can be used to differentiate great groups within a suborder. For the most part the soils appear featureless, with little or no change with depth. A few have plinthite, a soft clayey material that hardens into ironstone if exposed. A few have horizons distinctly darkened by humus, some at the surface, and a few have subsoils darkened by translocated humus. A few others have horizons very high in gibbsite. These horizons are used to define great groups where they occur. The major great group distinctions are made primarly on the capacity of the soil to retain bases and the percent base saturation.

The names of the great groups carry prefixes to the suborder names to indicate the nature of the differentiae. *Acr* indicates a soil of extreme weathering and negligible capacity to retain bases; *eutr*, a high base saturation; *gibbsi*, enrichement with gibbsite; *hapl*, the simplest set of horizons; *sombr*, a horizon darkened by translocated humus; and *umbr*, a dark surface horizon.

SPODOSOLS

The unique property of Spodosols is a B horizon of accumulation of reddish amorphous materials having a high cation exchange capacity. The amorphous materials contain organic matter, compounds of aluminium, and commonly iron that are readily dissolved by mixtures of complexing and reducing agents. In virgin soils, a bleached gray to white horizon overlies the B horizon. Figure 7 shows the distribution of clay, organic carbon, the base saturation and cation exchange capacity, and the extractable iron and aluminium as functions of depth in a typical Spodosol. Note that the cation exchange capacity is related to the organic carbon rather than to the clay.

Spodosols form in humid climates from the equator to polar regions. Vegetation varies widely from the dwarf willows of the cold regions to the palms of tropical regions. These soils are most extensive in sandy or loamy materials under boreal coniferous forests. They are restricted almost entirely to sands in temperate or warm climates.

Institutul Geologic al României

The suborders of Spodosols are defined in terms of moisture regimes and composition. The four suborders and their approximate equivalents in other classifications follow.

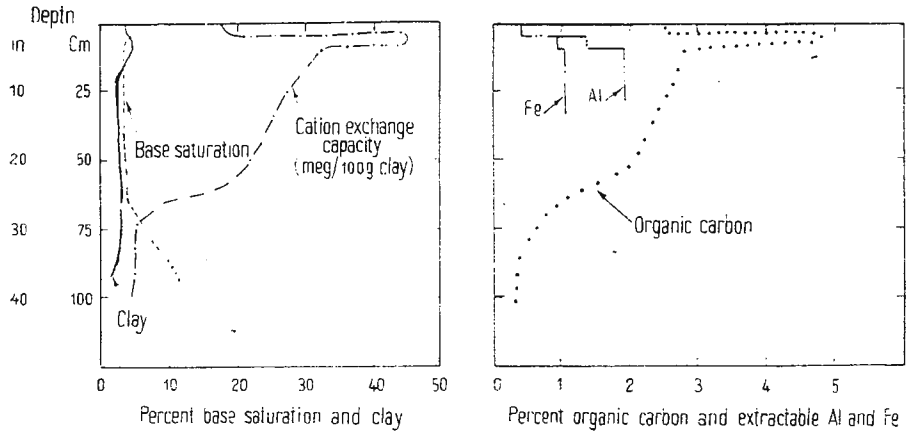


Fig. 7. — Organic carbon, clay, base saturation, cation exchange capacity and extractable iron and aluminium as a function of depth in a typical Spodosol.

Suborders of Spodosols

Aquods, Spodosols of wet places, seasonally saturated with water. The surface horizon may be either black or white, but has very little free iron. The B horizon is brownish or reddish, often firm or cemented. If iron is present, there are irregular splotches of color in the B. Includes soils called *Sols Podzolisés Hydromorphes* (Fr.). Formerly called *Ground Water Podzols* in the U.S.A.

Ferrods, freely drained Spodosols that have B horizons of accumulation of free iron with only small amounts of humus (the ratio of Fe to C is more than 6). Rare. Includes a few soils called *Podzols* in other classifications.

Humods, freely drained Spodosols in which the upper part of the B horizon has accumulated humus and aluminium but not iron. Includes soils called *Podzols humiques* (Fr.), some *Podzols* (Ger.), and some *Podzolic* soils (with illuvial humus) (USSR). Formerly called *Podzols* in the U.S.A.

Orthods, freely drained Spodosols with B horizons in which iron, aluminium, and humus have accumulated. Includes soils called *Podzols humo-ferrugineux* (Fr.), most *Podzols* (Ger.), and most

Institutul Geologic al României

Podzolic soils (with illuvial humus) (USSR). Formerly called *Podzols* and *Brown Podzolic* soils in the U.S.A.

Great Groups of Spodosols. In addition to the B horizon of accumulation of amorphous materials, a few other kinds of horizons may be present. Each great group consists of the Spodosols that have similar soil moisture and temperature regimes and B horizons with similar composition. They have the same kinds of horizons in the same sequence with the exception that a B horizon of clay accumulation may be present or absent below the B horizon in which amorphous materials accumulated. This lower B horizon is present in Spodosols that at one time were Alfisols or Ultisols.

The additional horizons used to differentiate one great group from another include fragipans, duripans, and very thin continuous iron pans.

The names of the great groups carry prefixes to the suborder names that indicate the nature of the distinctions. *Cry* indicates a cold soil; *dur*, cementation of the A2 horizon into a duripan; *fragi*, a fragipan; *hapl*, the simplest set of horizons; *hum*, a B horizon of humus accumulation; *plac*, a thin iron pan; *sider*, iron accumulation; and *trop*, a soil in tropical regions.

ULTISOLS

The unique properties of Ultisols are : a B horizon of clay accumulation; a low supply of bases, particularly in the lower horizons; and a mean annual soil temperature of more than 8°C (47°F).

Figure 8 shows the distribution of clay, cation exchange capacity and base saturation as functions of depth for two Ultisols. Note that the clay increases and then decreases with depth but the horizon of clay accumulation may be thin or thick. The cation exchange capacity may be moderate or low. The decrease in base saturation with depth reflects cycling of bases by plants and additions by fertilizers. In soils that have not been cultivated, the highest base saturation is normally in the surface few cm.

Ultisols characteristically form under forest vegetation in climates with slight to pronounced seasonal moisture deficits and surpluses. At some seasons evapotranspiration exceeds precipitation, but at another season there is a surplus of precipitation so that some water passes through the soil and into the substratum. Thus the bases not held in the plant tissue are depleted.

Institutul Geologic al României

Suborders of Ultisols are defined in terms of their moisture regimes and humus contents. The five suborders and their approximate equivalents in other classifications follow.

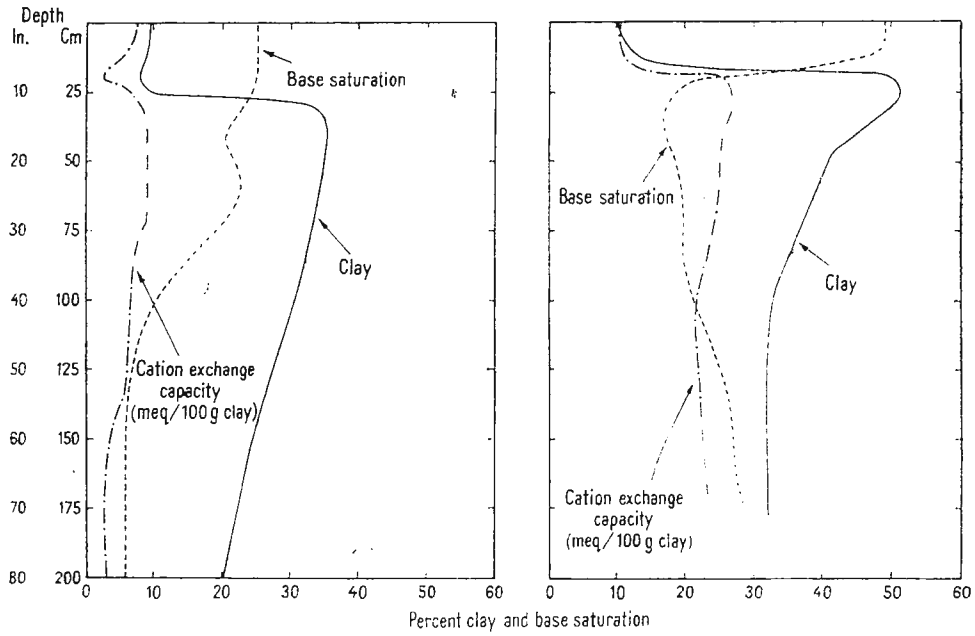


Fig. 8. — Clay, cation exchange capacity and base saturation in typical Ultisols.

Suborders of Ultisols

Aquults, Ultisols of wet places. They are seasonally saturated with water and dominantly gray throughout. A few have black surface horizons on gray subsoils. Includes some soils called *Sols à amphigley* (Fr.), some *Gley* (Ger.). Includes some soils formerly called *Humic-Gley* and *Low-humic gley* soils in the U.S.A.

Humults, Ultisols with large accumulations of organic matter ($>$ 20 kg organic matter in a cubic meter), formed under relatively high, well-distributed rainfall in temperate to tropical regions. Includes some soils formerly called *Reddish Brown Lateritic* and some *Humic Latosols* in the U.S.A.

Udults, Ultisols of humid temperate to tropical regions. They have moderate to very small amounts of organic matter, reddish or yellowish B horizons and no periods or only short periods when

Institutul Geologic al României

some part of the soil is dry (< 90 cumulative days in most years). Includes soils called *Rotlehm* (Ger.), some *Kransnozem* and *Jeltozem* (USSR). Includes some soils formerly called *Red Yellow Podzolic* soils and *Reddish-Brown Lateritic* soils in the U.S.A.

Ustults, Ultisols of warm places with long periods (> 90 cumulative days in most years) when the soil is dry. They are brownish to reddish throughout. Includes some *Rotlehm* (Ger.), and some *Krasnozem* and *Jeltozem* (USSR). Includes some soils formerly called *Red Yellow Podzolic* soils in the U.S.A.

Xerults, Ultisols of Mediterranean climates with cool moist winters and rainless summers. They are brownish to reddish throughout. Includes some *Krasnozem* and *Jeltozem* (USSR). Includes some soils formerly called *Red Yellow Podzolic* soils in the U.S.A.

Great Groups of Ultisols. In addition to the horizon of clay accumulation common to all Ultisols, a few other kinds of horizons may be present, and there are wide differences in the degree of weathering of primary minerals, the thickness of the B horizon, and in amounts of free iron. Each great group consists of the Ultisols that have the same kinds of horizons of about the same thickness in the same sequence and that have similar composition and soil moisture and soil temeprature regimes.

The additional horizons and other features used to differentiate one great group from another are: fragipans; thick dark surface horizons; plinthite—a soft clayey material that hardens into ironstone if exposed; high enough contents of free iron oxides to impart dark red colors to the soil; and very thick B horizons extending deeper than 150 cm (60 inches).

The soils with plinthite or thick B horizons are associated with mid-Pleistocene or older surfaces. The other great groups are largely restricted to late- or post-Pleistocene surfaces.

The names of the great groups carry prefixes to the suborder names that indicate something of the nature of the variable properties. *Fragi* as a prefix indicates the presence of a fragipan; *pale*, a thick B; *plinth*, plinthite; *rhod*, a dark red color; *trop*, tropical; and *hapl*, the absence of all these features.

VERTISOLS

The unique properties of Vertisols are: a high content of clay that shrinks and swells with changes in moisture; deep, wide cracks

Institutul Geologic al României

(more than 1 cm wide at 50 cm depth) at some season; and evidences of soil movement in the form of slickensides, micro relief (gilgai), or structural aggregates tilted between horizontal and vertical. Figure 9 shows the distribution of clay, organic carbon, and cation exchange capacity in a typical Vertisol. Note the relatively low content of carbon, the high content of clay, the high cation exchange capacity, and the lack of marked changes with depth in properties.

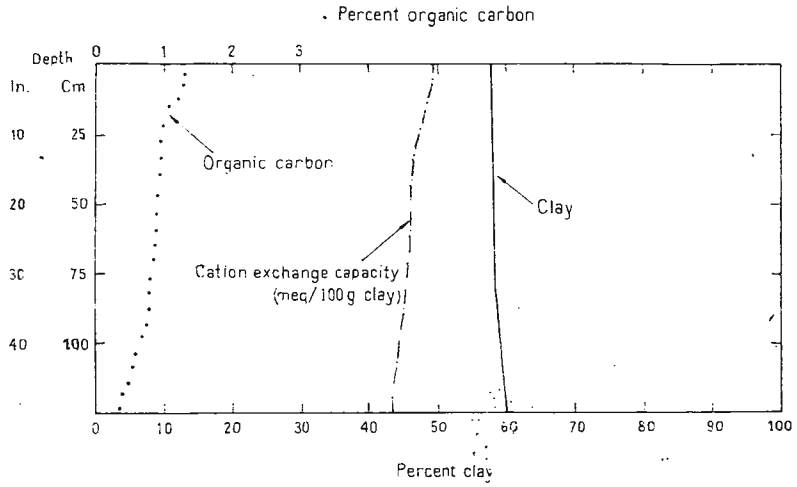


Fig. 9. — Organic carbon, clay and cation exchange capacity as a function of depth in a typical Vertisol.

Vertisols typically form under grass or savanna vegetation in climates with moderate or pronounced seasonal moisture deficits. At some season the soils dry out enough that the soil cracks. When rains come, some of the surface soil commonly drops into the cracks before they close so that the soil slowly "swallows itself". Horizons normally are weakly expressed.

Equivalents in European clasifications are mostly lacking, although Vertisols over the world have had more names than any other kind of soil. *Black Cotton*, *Tropical black clays*, *Regur*, *Tirs* and *Smolnitza* are a few. They include soils formerly called *Grumusols* in the U.S.A. and the *Compact chernozems* of the USSR. They are called *Vertisols* in the French classification.

Suborders of Vertisols are defined in terms of their moisture and temperature regimes. Definitions of the four suborders follow.

Institutul Geologic al României

Suborders of Vertisols

Torrerts, Vertisols of arid regions, having cracks that remain open throughout the year in most years.

Uderts, Vertisols of relatively humid regions, having cracks that remain open for only short periods in most years, less than 90 cumulative days and less than 60 consecutive days.

Usterts, Vertisols of tropical regions with distinct wet and dry seasons, or of temperate regions with two dry seasons. The cracks remain open more than 90 cumulative days in most years.

Xererts, Vertisols of Mediterranean climates, with cracks that close in the winter and open in the summer every year for more than 60 consecutive days.

Great Groups of Vertisols. The great groups of Vertisols are defined in terms of the soil colors that indicate soil aeration. Some have too little free iron to impart brownish colors to the soil. These may be gray or black. Others are reddish or brownish. The gray or black soils are distinguished from the brownish or reddish soils at the great group level.

The names of the great groups are formed by adding a prefix to the suborder name to indicate the color. *Chrom* indicates a soil with brownish or reddish color; *pell*, a soil that is gray or black.

REFERENCES

Aubert G. (1965) La classification pédologique utilisée en France. *Pédologie*, 3, Gand.

Aubert G. et al. (1967) Travaux CPCS, Laboratoire de Géologie-Pédologie de l'ENSA. Grignon, France.

Mückenhausen E. (1965) The Soil Classification System of the Federal Republic of Germany, *Pédologie*, 3, Gand.

Tiurin I. V. (1965) The System of Soil Classification in the USSR, *Pédologie*, 3, Gand.

* * * (1960) Soil Survey Staff, Soil Classification A Comprehensive System, 7th Approximation U. S. Government Printing Office, Washington, D. C. 20402.

* * * (1967) Soil Survey Staff, Supplement to Soil Classification System (7th Approximation). Soil Conservation Service, U. S. Department of Agriculture, Washington, D. C. 20250.

Institutul Geologic al României

ORDRES DES SOLS DE LA CLASSIFICATION UTILISÉE EN U.S.A.

(Résumé)

Le système de classification présenté à la 7^{è} Approximation au 7^{è} Congrès International de la Science du Sol a subi toute une série de changements de détail. Les définitions des différentes unités taxonomiques présentent bien de détails, de sorte qu'à première vue il n'est pas aisé de reconnaître les sols inclus dans les différents ordres. Cet ouvrage présente une description généralisée de chacun des 10 ordres. On y indique les propriétés communes des sols de chaque ordre, ainsi que la manière dont on a utilisé quelques unes des propriétés importantes qui varient dans un ordre afin de définir les sous-ordres et les grands groupes. On y présente, également, les correspondantes (approximatives) des unités taxonomiques de ce système et de quelques autres systèmes de classification (français, allemand, soviétique et l'ancien système de classification américain).

ORDINELE DE SOLURI ALE CLASIFICĂRII FOLOSITE ÎN S.U.A.

(Rezumat)

Sistemul de clasificare, prezentat în a 7-a Aproximație la cel de al 7-lea Congres Internațional de Știința Solului, a suferit o serie de schimbări de detaliu. Definițiile numeroaselor unități taxonomice sînt foarte detaliate, astfel că numai simpla lor citire face destul de dificilă recunoașterea solurilor incluse în diferitele ordine. În această lucrare este dată o descriere generalizată a fiecăreia din cele 10 ordine. Sînt arătate proprietățile comune solurilor din fiecare ordin și cum au fost utilizate unele dintre proprietățile importante, care variază în cadrul aceluiași ordin, pentru definirea subordinelor și marilor grupe. Sînt date, de asemenea corespondentele (aproximative) dintre unitățile taxonomice ale acestui sistem și alte cîteva sisteme de clasificare (francez, german, sovietic și vechiul sistem de clasificare american).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

THE POSSIBILITY OF FURTHER DEVELOPMENT OF SMONITSA SOILS

BY

M. ĆIRIĆ, Č. BURLICA[1]

1. INTRODUCTION AND PROBLEMS

Comparative investigations, carried on with particular intensity in recent years, have shown that smonitsa soils are very widespread all over the world (D u d a l, 1965), which is the reason of their significance. Alongside of typical smonitsa soils there are also found in regions of their occurrence soils which have been described as *Lessivé* (podzolized) smonitsas. This means that the genesis of these changed forms of smonitsa soils is explained by the change (by further evolution) of smonitsas into *Lessivé* soils.

Lessivé smonitsa soils have been described in several countries under different names. In Serbia they have mostly been described under the name podzolized smonitsas (T a n a s i j e v i ć et al., 1953; J o v a n o v i ć et al., 1952; Ć i r i ć, 1956); later on, the designation *Lessivé*, or illimerized smonitsas was used (F i l i p o v s k i et al., 1963; T a n a s i j e v i ć et al., 1965 a, 1965 b etc.). The new name does not imply any discovery of new soils; it was introduced as a result of a different interpretation of the basic migration process in these soils (the view accepted was that of the migration of unweathered clay particles). Consequently, irrespective of the difference in terms, the soils referred to are the same. Even if this designation has been used for the description of different soils, this was primarily the result of a fundamental change in the meaning of the term „smonitsa". Thus S t e b u t (1924) originally used this term to denote relict hydromorphic soils of lacustrine origin; later, he also included under this term recent hydromorphic soils

[1] Faculty of Forestry, Sarajevo, Yugoslavia.

Institutul Geologic al României

on flooded alluvial terraces, in case these have a heavy texture (S t e b u t, 1953). Today the term smonitsa is used to denote also terrestrial soils with an A—C profile, developed on clayey parent material rich in montmorillonite. As a result of such changes in the application of the term, the *Lessivé* smonitsas described include, apart from true smonitsas, also clayey hydromorphic black soils in river valleys (T a n a s i j e v i ć et al. 1953).

In Bulgaria podzolized (pseudopodzolic) smonitsa soils have a limited area of occurrence; they are found partly on quaternary deposits (Pazarji-Plovdiv), or in the low coastal belt south of Burgas. The genesis of these variants of smonitsa soils has been explained by the process of lessivage (K o i n o v, 1964). Under the name of smolnita podzolita (*Lessivé* smonitsa) these soils have also been described in Romania (C h i r i ţ ă et al., 1967). M ü c k e n h a u s e n (1964) includes the smonitsa soils in the pelosol class, where *Lessivé* pelosols can also be found. The possibility of lessivage of smonitsa soils is also admitted in the American classification, because the differentiation of „mazaquert" profiles is interpreted as taking place with the leaching of clay (S m i t h et al., 1960, p. 128).

It follows that the possibility of illimerization (lessivage) of smonitsa can be considered as generally accepted. However, in studying these soils we have made certain observations which point to the need of ascertaining the origin of the bleached surface horizon which has a lighter texture than the deeper horizon. The problem is to find whether it was formed as a result of the leaching of clay (illimerization), or possibly as a result of the depositing of lighter material over smonitsa, i. e. by the formation of two-layered soils.

Our hypothesis on the possibility of a two-layered deposit was based on the following facts:

1. The water relations of smonitsa soils are characterized by extremely rapid water infiltration through fissures in the dry period, whereas in the period when the soil is saturated with water there is an almost complete cessation of movement. The water which moves downward through broad cracks may effect a transport of particles of the entire soil mass, not a differentiated removal of clay alone. This is actually a kind of microerosion, not illimerization.

2. The thickness of the eluvial horizon varies greatly; it often exceeds 40 cm. Such a deep eluviation of clay in a soil with a domination of micropores in dry climatic regions is hard to explain.

3. The transition from the eluvial horizon to the illuvial is often very abrupt, and the differences in texture very great (2—3 times as

Institutul Geologic al României

much clay in the B horizon), which points to the two-layered nature of the profile.

4. The lower limit of the humus horizon in smonitsa lies mostly at a depth of 60—80 cm (Koinov, 1964; Teaci et al., 1964; Tanasijević et al. 1965). However, the lower limit of the dark-coloured residuum of smonitsa in *Lessivé* variants in the same regions is lower down as a rule (reaching 150—170 cm). The lowering of this limit can hardly be explained by migration; rather, this might be a relative lowering of the limit, as a result of depositing of material on the surface.

5. The most frequent conjunction of these soils with older river terraces may point to the fluviatile origin of the surface layer. In Serbia, these are mostly found on the second terrace above the flooded alluvial terrace; in Romania, they occupy similar positions (Teaci et al., 1964). On high level stretches protected against erosion the surface deposit may also be of Eolian origin.

In endeavouring to prove the above working hypothesis concerning the genesis of the so-called *Lessivé* (illimerized) soils, we have attempted here to answer two questions: 1. Whether the water relations of smonitsa soils permit eluvial-illuvial migration of clay, and 2. Whether *Lessivé* smonitsa soils were formed through a differentiation of originally homogeneous parent material, or whether these were originally layered already.

Analyses were made of three smonitsa profiles (Koraj nos. 5 and 6 and Knić no. 4) and of three profiles of *Lessivé* smonitsa soils (Kruševac nos. 1 and 2, and Bumbarevo brdo no. 3).

For determination of the soil texture, total and differential porosity (on the base of retention of water under different pressures) and water permeability, were taken five samples in Kopecky's core cylindres, from each horizon of the profiles. For determination of the infiltration rate, taking in consideration the different degree of cracking of the smonitsa soils, was performed by Burger's core cylindres (100 cm^2), allowing to pass 1 lit. of water 10 times successively.

For all the data was establised the mean aritmetical value (given in tables), as well as standard error.

2. RESULTS

a) **Characteristics of elements of soil-water relations.** Several researches dealing with heavy clayey soils have expressed the view that

Institutul Geologic al României

the process of leaching is absent from these soils. D u d a l (1965) thinks that the process of leaching does not take place in heavy soils. V a l k o v (1968) examined soils similar to smonitsa on Cuba and concluded that they have pratically no leaching type of soil-water relations. The likelihood that in smonitsa soils descending water movement only takes place through cracks formed in the dry period is also pointed out by W o h l r a b (1965).

TABLE 1

Soil moisture constants

No	Soil sample	Dehpt cm	Total porosity vol %	1/10 atm percentage vol %	1/3 atm percentage vol %	1 atm percentage vol %	15 atm percentage vol %	Water permeability (k-Darey) cm/sek
1	Kruševac — prof. 2	20—45	50.30	44.53	41.58	39.23	21.34	$6{,}41\times10^{-5}$
2		50—70	50.06	46.27	45.93	45.09	30.56	10^{-7}
3	Bumbarevo brdo — prof. 3	2—20	50.28	44.66	41.58	39.01	19.71	$8{,}09\times10^{-5}$
4		30—50	43.22	39.24	37.30	35.60	25.27	$1{,}01\times10^{-4}$
5		80—90	50.57	48.76	48.23	47.23	32.93	10^{-7}
6	Knić — prof. 4	0—15	50.84	44.35	41.41	39.32	24.18	$4{,}08\times10^{-5}$
7		20—25	48.60	46.96	45.74	44.69	30.12	10^{-7}
8	Koraj — prof. 5	0—20	56.38	48.68	46.02	43.91	30.05	$6{,}62\times10^{-6}$
9		20—30	55.58	53.69	51.99	49.51	32.07	10^{-7}
10	Koraj — prof. 6	0—20	60.91	56.79	54.47	52.02	30.65	$4{,}98\times10^{-5}$
11		25—30	57.31	56.45	54.61	52.75	35.61	$3{,}10\times10^{-6}$

The analysis of the differential porosity of our samples (table 1) points to a decrease in larger pores with the depth, which may be characteristic of lessivage, as well as of layered profiles with the lighter layer on the surface. However, a comparison of the differential porosity of the B horizons of *Lessivé* smonitsas with those of normal ones (adjacent and others) shows that the percentage of large pores in the surface layers of normal smonitsa soils is lower than in the B horizon of *Lessivé* smonitsas. Similar relationships were observed in the paper of J e r e m i ć (1963).

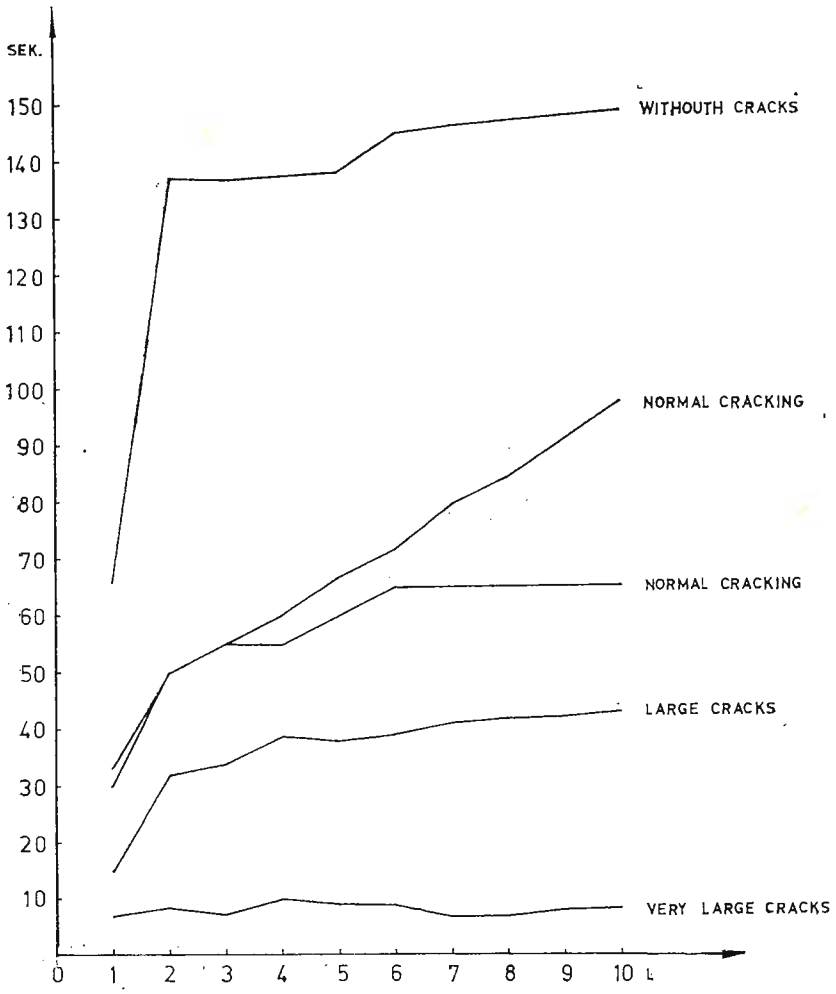
Investigations of the infiltration and filtration capacity have shown that the possibility of water movement which might cause the separate removal of clay in the smonitsa profile is limited to a relatively brief period.

The infiltration capacity of smonitsa soils (presented in Graph) depends on the size and number of the existing pores — cracks formed

Institutul Geologic al României

during the drying of these soils. Practically, all the water received flows down these cracks at the moment of their existence very rapidly and without any stagnation.

According to the classification of Hartge and Baylly (1967), the horizons of our smonitsa soils (table 1) have an extremely



poor water permeability. The humus accumulative and eluvial horizons of *Lessivé* smonitsas, as well as subarable-layer horizons of smonitsas have a poor or very poor permeability. Consequently, the filtration capacity

Institutul Geologic al României

of smonitsas is almost non-existent here. The transfer of clay particles is only possible in the period from the closing of cracks which, according to D u d a l (1965) takes place 15 minutes after the beginning of moistening, and up to the end of swelling, i.e. when the infiltration and filtration capacities become equalized. This period is comparatively short (according to time required for the stabilization of the filtration value of soil samples at field capacity, the period can be estimated to last one month at the most). This period can only be repeated in extremely wet growing periods, two or three times at the most.

b) **The character of the primary parent material of Lessivé Smonitsa soils.** There are several tests for the determination of the primary homogeneity of the parent material. One of such indices is the ratio between the coarse sand and the fine sand fraction (O e r t e l et al., 1967). Since these fractions are not subject to leaching, there may be relative increase in their content as a result of the leaching of clay, or decrease in the B horizon, but their ratio remains constant in the whole profile. Consequently, if the parent material was originally uniform, this ratio should not undergo any substantial changes with the increasing depth. However, our profiles (table 2) reveal a marked change in this

TABLE 2

Mechanical composition

No	Soil sample	Depth cm	Mechanical composition					
			2,0—0,2	0,2—0,06	0,06—0,02	0,02—0,006	0,006—0,002	<0,002
1	Kruševac – prof. 1	3—20	7.28	11.64	15.24	20.02	9.15	36.67
2		50—70	3.35	6.52	11.09	15.37	5.54	58.13
3	Kruševac — prof. 2	5—15	2.97	10.19	18.79	23.15	6.67	38.23
4		50—60	0.91	13.33	10.33	13.86	5.71	55.86
5	Bumbarevo brdo-prof. 3	2—20	3.61	9.26	15.57	29.66	13.02	28.88
6		30—50	2.05	4.09	13.84	24.56	7.83	47.63
7		80—90	0.51	16.67	3.86	9.83	8.06	61.07

ratio with the transition from the A horizon to the B horizon (especially profiles nos. 2 and 3), a fact which can be interpreted as indicating the originally layered structure of the parent material.

The second test for the determination of the uniformity of the parent material applied in the present study was the ratio of resistant minerals in the profile, as recommended by B a r s h a d (1958). Since

Institutul Geologic al României

resistant minerals do not disintegrate, their total content may relatively increase or decrease because of the eluvial-illuvial migration of clay, but their respective ratios in a given fraction remain constant.

In our research a mineralogical analysis of the 0.1—0.05 mm fraction was carried out (table 3) [2]. The mineralogical survey indicates that

TABLE 3

The mineralogical composition of the fraction 0.1—0.05 mm vol %

Soil sample Depth cm Minerals	Kruševac prof. 1		Kruševac prof. 2		Bumbarevo brdo prof. 3		
	3—20	50—70	5—15	50—60	2—20	30—50	80—90
Garnet	8.0	10.3	2.6	6.0	1.3	1.0	1.2
Tourmaline	4.0	6.6	5.0	2.5	5.0	5.5	4.4
Hornblende	8.0	6.0	10.7	6.5	4.6	8.0	12.1
Muscovite	17.0	9.0	13.8	22.5	13.7	8.5	14.4
Staurolite	4.5	7.3	—	1.5	0.4	0.5	—
Titanite (Sphene)	3.5	2.6	2.6	2.0	1.3	2.5	—
Kyanite	1.6	1.0	0.8	—	—	—	—
Biotite	1.0	6.6	6.9	1.0	13.7	14.0	10.6
Epidote	1.5	3.3	3.1	2.0	2.6	2.0	1.0
Apatite	0.5	1.6	1.3	1.0	1.3	1.0	0.5
Zircone	5.0	4.0	2.6	1.0	7.9	4.5	3.3
Kalcite	0.5	—	—	2.0	0.8	1.0	2.0
Rutile	2.5	6.6	—	4.5	1.6	3.0	1.6
Chlorite	0.5	1.0	1.3	—	0.8	1.0	—
Ore minerals	9.0	4.6	9.3	7.0	10.5	3.8	12.2
Limonitic feldspars	30.5	35.5	29.9	32.0	35.1	25.5	33.0
Quartz with inclusion of zircon	1.0	—	—	—	—	2.5	—
Brookite	0.5	—	—	—	—	—	—
Monazite	0.5	—	—	—	—	—	—
Serpentine	—	—	0.6	2.0	—	—	—
Zoisite	—	—	1.3	—	0.7	2.0	0.4
Obsidian	—	—	—	—	—	0.1	—
Leucoxene	—	—	—	3.5	—	—	—
Volcanic glass	—	—	—	—	0.8	—	—

these soils contain considerable amounts of resistant minerals, so that ratios can be calculated between several of them. The ones usually taken into account are zircone, tourmaline, anatase and rutile (B a r s h a d, 1958). Since in our soils zircone, tourmaline and rutile occur most frequently, we have shown the ratios between these three minerals (table 4).

The table indicates that the ratio between two resistant minerals in the A and B horizon shows conspicuous differences in all the three pro-

[2] Mineralogical analyses by D r. V. A l e k s i ć, Forestry Faculty, Belgrade.

Institutul Geologic al României

TABLE 4

Relation between resistent minerals in A and B horizons of Lessivé Smonitsa

No	Soil sample	Depth cm	Relation between resistent minerals		
			Tourmaline / Zircone	Zircone / Rutile	Tourmaline / Rutile
1	Kruševac — preof. 1	3—20	1.25	2.00	1.60
2		50—70	1.10	0.66	1.00
3	Kruševac — prof. 3	5—15	2.00	2.60	5.00
4		50—60	2.50	0.22	4.60
5	Bumbarevo brdo — prof. 3	2—20	0.58	4.93	3.12
6		80—90	3.65	2.05	2.75

files when expressed by the zircone/rutile ratio. The tourmaline/zircone ratio shows a significant difference only in the case of profile no. 3 (Bumbarevo brdo). The tourmaline/rutile ratio does not show any great differences mathematically, but the surface horizon of profile no. 2. contains no rutile whatsoever, while there is 4.5% of it in the B horizon. This relationship points to lithologic discontinuity, irrespective of the mathematical coefficient. We believe that conclusions concerning the lithologic homogeneity can also be reached on the basis of the distribution of the content of one resistant mineral in the profile. If we wish to explain the differences in the content of a resistant mineral in the profile in terms of relative accumulation or impoverishment due to clay leaching, then its content in the deeper layers ought to be lower than in the surface layer. However, in some profiles we have observed a considerable increase in the content of resistant minerals with the depth (tourmaline in profile no. 1, rutile in profile no. 2), so this index too points to the layered character of the parent material. Apart from the mineralogic analysis, the rounded shape of muscovite and biotite grains in the A horizon (profile no. 2) also points to the transportation of surface layers.

The above analysis indicates that all the relevant indices (the ratio between fine and coarse sand fractions, the manifested lithologic discontinuity, and the shape of grains in some horizons) point to a primary layered structure of the parent material. This means that the differentiated state of our profiles cannot be explained by illimerization (lessivage), but is rather the consequence of different depositing conditions in the individual layers (the formation of two-layered profiles).

Institutul Geologic al României

SUMMARY

Many classifications treat *Lessivé* (illimerized) smonitsa soils under a separate category, which means that the possibility of displacement of clay in them is generally accepted. Some morphologic and physiographic characteristics of these soils, however, indicate the possibility of formation of two-layered profiles, instead of the differentiation resulting from the leaching of clay. It should be emphasized in this connection that these soils are found on old river terraces, and that their profiles reveal a sharp borderline between horizons, as well as a great difference in texture, that the lower limit of the A and B horizon often lies abnormally deep, etc.

In examining this possibility, we have found in our study of the distribution of pores, and of the infiltration and filtration capacity of smonitsa soils that the opportunities for eluvial-illuvial clay migration in these soils are very slight. The data obtained by granulometric and mineralogic analysis for *Lessivé* smonitsas indicate, however, that the parent material of these soils was not homogeneous originally, and that the A and B horizon represent different layers. Consequently, it is highly probable that the differentiated state of these soils is the result of the layered structure of the parent material, not of lessivage (illimerization).

REFERENCES

Barshad J. (1958) Soil development. Chemistry of the soil-RPC New York.

Chiriță C. Păunescu C., Teaci D. (1967) Solurile României. București.

Ćirić M. (1956) Karakteristike procesa opodzoljavanja zemljišta u Srbiji, JDPZ, Beograd.

Dudal R. (1965) Dark clay soils of tropical and subtropical regions, FAO, Roma.

Filipovski G., Ćirić M. (1963) Zemljišta Jugoslavije, JDPZ, Beograd.

Hartge K. H., Bailly F. (1967) Beziehungen zwischen Staunässemerkmalen, Wasserleitfähigkeit und Porenkontinuität in Löss-Parabraunerden im südlichen Niedersachsen. *Zeit. für Pflanz. Düng. Bodenkunde*, 117—1.

Jeremić M. et al. (1963) Prilog poznavanju vodno-fizičkih osobina i njihovog odnosa u profilu smonice i parapodzola Srbije. *Zemljište i biljka*, XII, 1—3.

Jovanović O., Popović Ž. (1952) Pedološke osobine i pedološka vrednost smonica vranjanske kotline. *Zemljište i biljka*, I, 2.

Koinov V. (1964) Smolniți Bolgarii i ih osobenosti, Pocivî iugovostocinoi Evropî, *Izd. B.A.N.*, Sofia.

Mückenhausen E. (1964) Die schweren Böden Europas. *Zeit. für Pflanz. Düng. Bodenkunde*, 104—2.

Institutul Geologic al României

Oertel A. G., Giles B. J. (1967) Development of a red-brown earth profile, *Austral. J. Soil Res.*, 5—1.

Smith G. et al. (1960) Soil classification —7th Approximation, Washington.

Stebut A. (1924) Zemljišta Drino-Savo-Moravske oblasti, Beograd.

— (1953) Agropedologija, Beograd.

Tanasijević D., Pavićević N. (1953) Pedološki pokrivač Mačve, Pocerine i Jadra. *Zemljište i biljka*, II, 2.

Tanasijević D. et al. (1965) Zemljišta Sokobanjske kotline i njihova problematika. *Arhiv za polj. nauke*, 60.

Tanasijević D. et al. (1965) Zemljišta bazena Velike Morave *Bibl. Arhiv za polj. nauke*, 22.

Teaci D. et al. (1964) Smolnitza as a distinct soil in Romania. *St. solului*, 3, 4.

Volkov V. F. (1968) C caracteristica slitîh pociv Cubî. *Pocivovedenie*, 1.

Wohlrab B. (1965) Untersuchungen über die statischen und dynamischen Wasserverhältnisse verschiedener schweren Böden. *Wiss. Zeit. der Fried. Schiller Univ. Jena Jahr.* 14, 3, Jena.

POSSIBILITÉS D'ÉVOLUTION DES SMONITZAS

(Résumé)

Dans de nombreuses classifications les smonitzas lessivées (illimérisées) sont considérées une catégorie à part, fait qui signifie qu'on admet, en général, la possibilité de la migration de l'argile. Certains caractères morphologiques et physiques de ces sols dénotent la possibilité de la formation de profils bistratifiés et non pas d'une différenciation résultée de la migration de l'argile. On doit mentionner que les smonitzas sont rencontrées sur les anciennes terrasses des rivières, que dans leur profil les transitions entre les horizons à différenciation texturale remarquable sont abruptes, que la limite inférieure des horizons A et B est souvent située à une profondeur anormale etc.

En examinant cette possibilité, notre étude sur la distribution des pores et sur la capacité de filtration et d'infiltration des smonitzas à conduit à constater que dans ces sols les conditions de lessivage et accumulation de l'argile sont très peu favorables. Les données granulométriques et minéralogiques concernant les smonitzas lessivées montrent que le matériau originel de ces sols n'a pas été initiallement homogène et que les horizons A et B représentent des couches différentes. Par conséquent, il est bien probable que la différenciation texturale le long du

Institutul Geologic al României

profil de ces sols soit le résultat de la stratification du matériau originel et non pas de la migration de l'argile (illimérisation).

POSIBILITĂȚI DE DEZVOLTARE A SMONIȚELOR

(Rezumat)

În multe clasificări smoniţele podzolite (ilimerizate) sînt considerate o categorie aparte, ceea ce înseamnă că este admisă în general posibilitatea migrării argilei. Unele caractere morfologice şi fizice ale acestor soluri indică posibilitatea formării de profile bistratificate şi nu a unei diferenţieri rezultate din migrarea argilei. Trebuie menţionat că smoniţele se întîlnesc pe terasele vechi ale rîurilor, că în profilul lor trecerile între orizonturi cu mare diferenţiere texturală sînt nete, că limita inferioară a orizonturilor A şi B este situată adesea la o adîncime anormală etc.

Examinînd această posibilitate, noi am găsit, prin studiul nostru asupra distribuţiei porilor şi asupra capacităţii de filtrare şi infiltrare a smoniţelor, că la aceste soluri condiţiile de eluviere-iluviere a argilei sînt foarte puţin favorabile. Datele granulometrice şi mineralogice pentru smoniţele podzolite arată că materialul parental al acestor soluri n-a fost originar omogen şi că orizonturile A şi B reprezintă strate diferite. În consecinţă, este foarte probabil că diferenţierea texturală în profilul acestor soluri este rezultatul unei stratificări a materialului parental şi nu al unei migrări a argilei (ilimerizare).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

SMONITSAS OF YUGOSLAVIA

BY

GEORGI FILIPOVSKI[1]

I. INTRODUCTION

1. Name, distribution and significance of Smonitsa. The term Smonitsa was first described by S t e b u t (1923) in 1923 as a special soil type in the Balkans. He introduced the colloquial name Smonitsa in pedologic literature for this type of soil. The term "Smonitsa" comes from the word „smola" (pitch) since owing to its stickiness this soil reminds of it. Formerly Smonitsas of Yugoslavia were designated as Chernozems. Since the definition of the term Smonitsa used to change in the past, some other soil types in the Balkans used to be included in Smonitsa, viz: some semi-terrestrial soils of the river valleys, some Rendzinas, and some Chernozems.

During the last few years in Bulgaria, they accepted the term Chernozem-Smolnitsa, instead of the former term Smonitsa (P o č v., 1960). We consider that the two terms may designate only the transitional forms between the two soil types (F i l i p o v s k i, 1968). Furthermore, a priority should be given to the term given by the first research worker of these soils.

In German literature (K u b i ë n a, 1953) the term „Smonitsa" designates other soils, such as the semi-terrestrial Meadow Chernozemlike soils of the river valleys, which are quite different from Smonitsas.

Smonitsas belong to a large group of soils, which was described by Dudal et al. (D u d a l et al., 1965) as "Dark Clay soils of tropical and subtropical regions".

[1] Faculty of Agriculture and Forestry, Skopje, Yugoslavia.

Institutul Geologic al României

This group of soils has been described under different terms in various countries. There are about 40 terms in all, among which the best known are: Black Cotton soils, Black earths, Gray and Brown soils of heavy texture, Grumusols, Vertisols, Regurs, Subtropical Black Clays, Margalite soils etc. (D u d a l et al., 1965; D u d a l, 1968).

On all Continents this group of soils covers about 257 million hectares (D u d a l et al., 1965). Smonitsas are distributed in many European countries: Greece, Albania, Bulgaria, Romania, Hungary, Yugoslavia, Turkey, France, Italy, Spain, Czechoslovakia, U.S.S.R. and others.

The total area of Smonitsa in Yugoslavia is about 1,153,000 hectares or 4.5% of the total area (P a v i č e v i ć, 1962). They are distributed in the eastern and southern parts of Yugoslavia, mostly in Šumadia, Pomoravlje, The Timok Basin, Kosovo, Metohia, Macedonia etc.

For numerous reasons, Smonitsas are very significant for Yugoslavia. They cover large areas, distinguished by considerable fertility, and play an important role in agricultural production. They are distributed in many reclaimed regions, where big investments are placed for the making of irrigation systems. In addition, Smonitsas have been the subject matter for the study by many Yugoslav scientific workers, from all fields of soil science. There have been different opinions on problems regarding Smonitsa. Although Smonitsas have been intensely studied soils in Yugoslavia, numerous questions regarding their genesis, evolution and classification have remained insufficiently explained.

In this work we will endeavour to give a summarized review of the results on the investigations of Smonitsas, which we performed in the course of many years, and we will also have a recourse to the results of other authors in Yugoslavia.

2. **A brief review of the Yugoslav literature on Smonitsas.** After the first works by S t e b u t (1923, 1924, 1930) a large number of works has been published on Smonitsas in Yugoslavia. A monography on Smonitsas of Yugoslavia was written by F i l i p o v s k i et al. (1963). Special studies on Smonitsas or their individual properties were written by: J o v a n o v i ć (1958), M a n u š e v a (1960), N e j g e b a u e r et al. (1962), S t e b u t (1947, 1953), Ž i v k o v i ć (1968), F i l i p o v i ć (1965 a, b) and others.

The problem on Smonitsa classification was treated in works by F i l i p o v s k i et al. (1959, 1964), N e j g e b a u e r et al. (1963) and other authors. The problem of humus composition and mineral composi-

Institutul Geologic al României

tion of clay in Smonitsas was treated by: Bogdanović (1962), Manuševa (1964, 1961, 1965), Racz (1952), Škorić (1962), Živković (1968) and others. Smonitsas of Serbian were studied by Antonović (1966), Nejgebauer (1931), Pavićević (1956, 1964), Stojanović (1956), Tanasijević (1951, 1963, 1965 a, b, 1968), Todorović (1930), Živković (1968) and others. Smonitsas of Kosovo and Metohia were studied by Nejgebauer (1953) and others. Data on Smonitsas of Macedonia may be found in works by Filipovski (1951, 1958, 1962), Manuševa (1960), Spirovski (1965 a, b), Todorović (1930) and others. Smonitsas of Vojvodina were studied by Nejgebauer (1953, 1966) and others.

Numerous authors treated the question on the content, fixation and dynamics of nutrient matter in Smonitsas, viz: Jelenić (1964), Nikolić (1939), Pešić (1954, 1955), Popović (1954, 1956), Rajković (1967 a, b, 1968), Stojković (1958 a, b), Stošić (1953, 1958) and others.

On the number of microorganisms and their activity in Smonitsas works were written by Mickovski (1954, 1959), Todorović (1958), Vojnović (1961) and others.

In works by Filipovski (1951), Kovačević (1954), Popović (1954) and others, results are given on field tests by using fertilizers. Drezgić (1958), Miladinović (1967), Orovćanec (1953) Popantovski (1964, 1967), Stojanović (1967) and others, gave the results on field tests regarding tillage, liming and addition of humus to Smonitsa.

A detailed review on the productive properties of Smonitsa has been given by Filipovski et al. (1963).

In our monography (1963) a more detailed bibliography has been given on Smonitsas of Yugoslavia.

II. GENESIS, EVOLUTION AND CLASSIFICATION OF SMONITSAS IN YUGOSLAVIA

1. **Theory on the genesis of Smonitsa.** Conceptions on the genesis of Smonitsas in Yugoslavia, have changed in the course of time.

In the period between the two World Wars and directly after the World War II, the theory of Stebut on the genesis of Smonitsas used to predominate. According to this author, Smonitsas are old, relic, tertiary, hydrogenic (semi-terrestrial and subaquatic) soils. Stebut considers that Smonitsas in their genesis and evolution have passed through

Institutul Geologic al României

two phases. In the first, the lacustrine (hydrogenic) phase the heavy hydromorphic soils were formed along the shores of the former tertiary and diluvial lakes. In the second, the post-lacustrine phase, further evolution of Smonitsa, took place after the receding of the lakes, depending on the bioclimatic conditions.

After this, during the last decade, Nejgebauer (1962), Filipovski (1963), Živković (1968) and others, brought forth quite a different opinion on the genesis of Smonitsa. According to these authors the Smonitsas of Yugoslavia are not relic hydromorphic soils, but contemporary terrestrial soils of A—C profile type, formed on especially intense clayey substratum, rich in montmorillonite.

Since recently, Filipovski (1968), Živković (1968), Ćirić (1966) by pointing out the contemporary and terrestrial origin of Smonitsa, consider that during wet season of the year, due to specific physical properties of Smonitsa (a high content of montmorillonite) and also due to poor internal drainage, all pores are saturated with water, and there is an occurrence of anaerobic conditions, which in the dry part of the year are changed to aerobic conditions. It is not a case of hydromorphism due to groundwaters, but due to precipitations and poor soil permeability.

Recent hydromorphic clayey soils, rich in montmorillonite, in river valleys, with shallow groundwaters, are designated as Hydromorphic Smonitsas by some authors (Filipovski, 1962; Nejgebauer et al., 1962, 1966).

2. **Conditions for the formation of Smonitsas.** Smonitsas of Yugoslavia occur only on given substratum, hence we may say that they have a lithogenic character to some extent. They are most frequently formed on tertiary clays, rich in montmorillonite, and frequently in lime. These are usually the marl clays, calcareous clayey schists and others. They also appear on detritus of some basic rocks (basalt, gabbro, amphibolite, diabase and others), which render much montmorillonite when decomposed, than those on volcanic tuff and ash. They are also found on quaternary clayey sediments, rich in montmorillonite. The substratum usually has an alkaline character : it contains plagioclase minerals, ferromagnesian minerals, $MgCO_3$, $CaCO_3$, magnesium alumosilicate and frequently a great deal of exchangeable Mg-ions.

A high content of clay and montmorillonite in the substratum is very important for the genesis of Smonitsa. The high content of mont-

Institutul Geologic al României

morillonite is important for the specific physical properties of Smonitsa, and for the development of certain processes (temporary anaerobiozis, mixing of the soil mass).

The content of Mg-compounds and exchangeable Mg-ions in the substratum is significant for the formation of montmorillonite, for the unfavorable physical properties, and for the occurence of considerable amounts of exchangeable Mg-ions in horizon A of some Smonitsas.

Both the properties and evolution of Smonitsa greatly depend on the character of the substratum.

When we speak about the topography, on which the Smonitsas occur in Yugoslavia, it should be pointed out that they appear in the zone of about 200—900 m above sea level, though more often at an altitude of 200—600 m, usually over the river terraces, where a deposition of lake clay had formerly taken place. There are also Smonitsas at lower altitudes (on quaternary sediments). They appear on all elements of relief, which speaks against the theory about their hydromorphic origin. However, the largest areas of Smonitsas appear on level lake and river terraces, on the levelled forms of relief with gentle slopes under conditions of undulating relief. The more levelled forms of relief make possible a more intense saturation of pores with water in the winter period. The erosion intensity and further evolution of typical Smonitsas, depend considerably on the character of relief.

Smonitsas of Yugoslavia are mainly automorphic (terrestrial) soils. The groundwaters in them are very deep (frequently deeper than 5—10 m). In the so called Hydromorphic Smonitsas of the river valleys which have the properties of both the Smonitsas and Hydromorphic soils, the groundwaters are shallow and cause gleyization of the lower part of the profile. In arid regions (Vojvodina, Macedonia) the occurrence of shallow and salinized groundwaters leads to salinization and alkalinization in these Hydromorphic Smonitsas. Although the Smonitsas of Yugoslavia are mainly terrestrial soils, saturation of pores with water takes place, and there is an occurrence of anaerobic conditions in wet seasons, which is due to precipitations and poor water permeability of the soil.

The largest area of Smonitsa is found in the eastern part of Yugoslavia, where the semi-arid and moderately warm climate predominate, with annual precipitations of 500—700 mm, while the average air temperature is 10—13°. Smonitsas commonly appear in the zone of Cinnamonic soils. The climate is characterized by dry and hot summer period. The winters are mild and wet. Under such conditions Smonitsas remain the

Institutul Geologic al României

longest in the A—C stage. Insofar as the climatic conditions are dry, desalkalization and acidification are less pronounced. In the west, the wetter part of Yugoslavia, Smonitsas evolve quicker in the direction of pseudogleyization.

Nowadays it is difficult to find Smonitsas under natural vegetation. Doubtless, the Smonitsas of Yugoslavia used to be under xerophilous forest vegetation (As. *Quercetum Confertae cerris*) in the recent past. In these rather thin forests there was a grass cover of xerophilous character. We consider that the great depth of the humus-accumulative horizon may be better explained by the internal movement and mixing of the earth mass rather than by the effect of the character of vegetation. By destroying the forest cover and turning Smonitsa into agricultural land, the content of humus and nutrient matter has been decreased, while the physical properties and internal soil drainage has been deranged. On steep slopes the erosion has increased while in the plains pseudogleyzation has taken place. Mild humus (Mull-humus) of Smonitsa is formed through the humification of the forest and grass remains. Nowadays, humification takes place through the remains of cultivated plants.

3. **Processes of Smonitsa genesis.** The processes which characterize the genesis of Smonitsa have been grouped into four groups (Filipovski, 1968): a) accumulation of humus with specific composition; b) decarbonatization; c) the occurrence of anaerobic processes during the wet season and d) internal movement and mixing of earth mass. Due to anaerobic conditions during the wet season and a high content of montmorillonite, the humus gets a certain specificity in its composition, if we compare it with the humus of other soil types with A—C profile.

Decarbonatization is a process which occurs in almost all Smonitsas. Since the substratum on which Smonitsas are formed, more or less frequently contains $CaCO_3$, Smonitsas are calcareous in the first stages of their genesis, while later on they gradually become noncalcareous. This evolution proceeds more slowly if the substratum is richer in $CaCO_3$ and the climatic conditions are more arid. In wetter regions decalcification is complete and enhances further evolution of Smonitsa.

Due to the high content of clay and montmorillonite (swelling) the lower part of Smonitsa is very poorly permeable to water: water which comes from precipitations runs very slowly through the soil mass, in wet seasons it fills up all pores and makes possible the occurrence of anaerobic conditions (gleyzation). This does not happen in dry seasons.

Institutul Geologic al României

In this respect, i.e., the periodic change of anaerobic to aerobic conditions, Smonitsas are similar to Pseudogleys, where these processes are more pronounced. Traces of anaerobic processes are camouflaged by a dark color of the humus horizon. Nevertheless, even in this, when cutting the soil with a knife, there are fine concretions of Fe and Mn compounds.

In the hitherto investigations of Smonitsa in Yugoslavia, little attention has been paid to the internal movement and mixing of earth mass. We paid a great attention to these processes (F i l i p o v s k i, 1968) since they cause deep changes in the profile and render a specificity to the morphology of Smonitsa. The following phenomena appears as a result of these processes: deepening, homogenization and thinning of the humus horizon, the occurrence of narrow and deep humic tongues in the AC horizon, the occurrence of broken (zig-zag) boundaries between the A and C horizons, partial enrichment of the upper part of profile with $CaCO_3$ by lifting the earth mass from the lower part of the profile, the occurrence of "*gilgai*" microrelief in uncultivated Smonitsas, as well as "*slicken-sides*" in the profile itself, impeded formation of other horizons, such as (B) and B and others.

4. **Evolution and classification.** The question on evolution and classification has been fairly well studied in Yugoslavia, nevertheless, it cannot yet be considered solved. There are still different opinions on the matter.

Preceding stages in the genesis of the present noncalcareous Smonitsas are evidently: marl, clayey Syrozem Calcareous Smonitsa.

Different trends of further evolution of typical noncalcareous smonitsa have been marked in Yugoslavia. These are: brownization (transition to Cinnamonic Forest soils), illimerization pseudogleyzation, salinization and alkalinization.

On the basis of the evolutional principle, the following classification of Smonitsa into subtypes (F i l i p o v s k i et al., 1963, 1964, 1968; N e j g e b a u e r et al., 1963) has been made: Calcareous Smonitsa, Noncalcareous Smonitsa, Brownized Smonitsa, Pseudogleyed Smonitsa, Salinized and Alkalinized Smonitsa.

Calcareous Smonitsa (with A—BCa—C profile, in which the Bca designates the illuvial horizon of $CaCO_3$ accumulation) appears on small areas in dry regions and on substrates rich in $CaCO_3$. It contains $CaCO_3$ on the surface or very near it in the upper part of horizon A.

The most widely distributed is the Noncalcareous Smonitsa (with A—Bca—C profile on calcareous and A—AC—C on noncalcareous sub-

Institutul Geologic al României

stratum). In this Smonitsa the $CaCO_3$ has been leached deeper down into Bca or C).

In „Brownized" Smonitsas formation of the brown horizon (B) starts in the lower part of the profile.

In the more humid regions and relief forms, which make possible a more intense surface wetting, and usually on the substrata which are poor in bases, there is an occurrence of "Illimerized" Smonitsas (with the initial formation of Bt horizon). When there is a long water stagnation in the surface part of the profile, a formation of Pseudogleyed Smonitsa takes place. The frequent occurrence of these subtypes is conditioned by the two layer profile.

Due to the effect of shallow groundwaters in Smonitsas of river valleys, a meadow process may occur (the occurrence of Go and Gr horizons) or salinization and alkalinization will take place if the waters are saline. In this way the Hydromorphic, Salinized and Alkalinized Smonitsas are formed.

In our opinion (F i l i p o v s k i, 1968) the question of the formation of "Brownized" and "Illimerized" Smonitsas requires further study. It is difficult to explain the formation of horizon (B) and Bt (poor permeability) in Smonitsas, which are so rich in clay and a permanent mixing of soil mass takes place. In "Brownized" Smonitsas it is frequently a question of brown clays in the substratum itself and not in horizon (B). Such soils are similar to Brown Plastosols from German literature or "Usterts" from the American literature. Ć i r i ć (1966) considers that brownization of Smonitsas is not possible, and that Cinnamonic soils and Smonitsas are formed simultaneously and independently. The occurrence of one or the other type depends on the conditions regarding the drainage state of substratum, and on the relief.

Smonitsas may appear together with Chernozems and Rendzinas. The type which will form mainly depends on the character of substratum. It is also possible to find transitional forms between Chernozems and Rendzinas on the one hand, and Smonitsa on the other. We designated these transitional forms as Chernozem-Smonitsa and Rendzina-Smonitsa.

The question whether some other soil type can turn to Smonitsa, and through argillogenesis large amounts of montmorillonite may form in it, still remains open.

Likewise, it should be pointed out that the border between Ranker on basic rocks and Smonitsa on such rocks, has not yet been sufficiently defined.

Institutul Geologic al României

For the classification of Smonitsa into still lower systematic units than the subtypes, we also had a recourse to other principles, such as the depth of the humus horizon and properties of the substratum : shallow (to 30 cm), medium deep (30—60 cm), deep (60—80 cm) and very deep Smonitsas (over 80 cm). On the basis of the substratum properties we distinguish Smonitsas which were formed on lake clayey sediments and Smonitsas formed on eluvium of basic rocks.

III. MINERAL COMPOSITION OF CLAY, COMPOSITION OF HUMUS AND COLOR OF SMONITSA

Specific composition of clay and humus and the very dark color are the characteristics of Smonitsas, by which they are distinguished from other soil types.

1. **Mineral composition of the clay fraction.** Smonitsas differ from other soil types with the A—C profile, by very high content of clay, and the absolute domination of montmorillonite in it.

All the hitherto chemical, thermodifferential and X-ray investigations (Filipović et al., 1965 b; Manuševa, 1961; Nejgebauer et al., 1962, 1966; Zivković et al., 1968) of the clay fraction in Smonitsas of Yugoslavia,have shown that montmorillonite predominates (80—90%) in horizon A and in the substratum, while illite, kaolinite, quartz, and feldspar appear in small amounts only.

The unfavorable physical and physico-chemical properties are considered to be due to the predominance of montmorillonite, viz : poor permeability to water, high wilting point, instability of the porous system under different conditions of wetting, very low percent of the non-capillary pores, then intense swelling, plasticity and stickiness in a wet state and intense cracking, contraction and compactness in a dry state.

2. **Humus composition.** Opinions of certain authors (Altarac-Manuševa, 1964; Bogdanović, 1962; Filipović et al., 1965 b; Manuševa, 1960, 1965; Racz et al., 1965; Škorić, 1962) rather vary on the composition of humus in Smonitsas of Yugoslavia. According to some authors, Smonitsas are distinguished by the specific composition of humus, while according to others, the composition of humus in Smonitsa is similar to that in Chernozem.

Stebut claims that humus of Smonitsa is more stable and more resistant to decomposition than the humus of Chernozems : the weak

Institutul Geologic al României

solution of $KMnO_4$ oxidizes more humus in the Chernozem than in the Smonitsas. There are some authors (Altarac-Manuševa, 1964; Bogdanović, 1962) who point out the following specificity in the composition of humus in Smonitsa compared with Chernozem: a wider ratio of C : N, large amount of bitumen, a very wide ratio between the amount of humic and fulvic acids, a large quantity of humus-clayey complexes, bound to montmorillonite, intense resistance of humus to processes of mineralization and others.

Other authors (Škorić, 1962; Živković et al., 1968) stress on the great similarity of the humus composition in Smonitsa and Chernozem of Yugoslavia. However, some of them (Škorić, 1962) point out that Smonitsas compared with other soil types, contain lowest percentage of fulvic acids, i.e., that the ratio between the humic and fulvic acids is the widest.

The content of bituminous matter in horizon A of individual profiles in typical Smonitsas ranges from 5—10% (frequently 2—6%). The values of the insoluble residue are very high, ranging to 35—40%, fulvic acids amount to 28—32%, the ratio between the humic and fulvic acids vary from 1—2.5 and frequently it is 1.1—1.5. Among the fractions of humic acids, fraction No. 2 predominates (binding with Ca and Mg), this is followed by fraction No. 3 (binding with clay). The case is similar with the fractions of fulvic acids.

It may be of interest to point out the fact that during the evolution of Smonitsa, the composition of humus also changes, which shows the importance of the humus composition in the evolution of this soil. Thus for instance, in the process of "Brownization" and "Illimerization", the ratio between the amount of humic and fulvic acids decreases, the amount of the more stable humic matter decreases, while that of the mobile humic matter increases.

3. **The color of Smonitsa.** The color of Smonitsa is in a close relation with the composition of clay and humus. There are Smonitsas which have intense black color, much darker than in the case of Chernozem, although they contain less humus.

To some extent the color of Smonitsa depends on the color of the substratum. Frequently the eluvium of certain basic rocks on which Smonitsa has formed, has a black color, which is inherited by Smonitsa too. Brown color of the substratum gives a brown shade to Smonitsa. The whitish, grayish, greenish, and yellowish substrata easier get a darker shade, due to the influence of humus.

Institutul Geologic al României

The most important cause of the black color should be attributed to the color of humus. In the humus of Smonitsa it is the dark colored humic matter which dominates. Thus for instance, fractions of humin and humic acids amount to 60—75% of the total humus. It seems hard to accept the opinion of some authors (Altarac-Manuševa, 1964; Bogdanović, 1962) that bituminous matter which is several times less than humic matter, can be the main cause of the dark color of Smonitsa.

IV. THE PROPERTIES OF SMONITSA

1. **Morphology.** Typical Smonitsas of Yugoslavia are soils with A—AC—C or A—Bca—C profile type (insofar as there is $CaCO_3$ in the transitional horizon). In some profiles there are signs of gleyzation in horizon C (the occurrence of the CG horizon) while in some there is an occurrence of horizon D.

Smonitsas of Yugoslavia are deep soils. Horizons A and AC together amount to as much as 150 cm.

The humus accumulative horizon A is deep (frequently 60—120 cm), and it is relatively homogeneous. The depth of horizon A greatly varies at a small distance, especially under the conditions of "*gilgai*" — microrelief. In a wet state it has a black or brown-black color. The color of horizon A is darker in a deeper profile, if it contains more humus matter, more clay, and poorly drained. Horizon A represents a heavy clay, intensely swollen, plastic and sticky in a wet state, and compact, very hard and cracked with vertical crevices in a dry state. The structure is lumpy while in the lower part it is prismatic. The aggregates have sharp edges with shiny brocken surface ("*slicken sides*"). When the soil is dry, at the depth of a few cm it turns to a silty and grainy mass, which the wind easily carries away. This mass, through crevices falls down into the lower parts of the profile. In places there may be an occurrence of fine or coarse rounded pebbles of quartz and black and brown grains of concretions of Fe and Mn.

The border between the A and AC (or BCa) is not level or horizontal, but it represents a brocken „zig-zag" line. Horizon A passes into the AC in the form of humus tongues, which are frequently narrow and deep (the former cracks filled with black mass which sinks down). The transitional horizon AC has a mottled color: on gray, yellow-gray, grayish-brown or greenish basis there is an occurrence of humus tongues and white grainy

Institutul Geologic al României

accumulation of $CaCO_3$. This also represents a heavy clay. In some profiles in this transitional horizon in a wet state, there may be signs of slight gleyzation: gray and greenish spots, smears of iron and manganese. In humus horizons, all these signs are camouflaged by the black color.

The parent substratum C frequently represents grayish-green, yellowish or grayish-brown heavy clay, usually the carbonate, while sometimes even with signs of gleyzation or it may be eluvium, obtained by decomposition of certain basic rocks.

The morphology of the profile begins to change through further evolution of Smonitsa. With the so called brownized Smonitsa, there is an occurrence of the brown horizon (B), with the so called illimerized Smonitsas there is the beginning of horizon Bt while with the pseudogleyed Smonitsa there is an occurrence of gray color in the surface part of horizon A.

2. **Physical properties.** The typical Smonitsas of Yugoslavia are clayey and heavy-clayey soils of undifferentiated texture. They contain over 40% clay (fractions bigger than 0.002 mm). The content of silt and clay (fractions bigger than 0.02 mm) amounts to over 60%. It is only by mechanical analysis possible to observe, that in some typical Smonitsas there is somewhat more clay in the lower part of the profile. In contrast to Chernozem, with some Smonitsas there may be an occurrence of skeletal, usually rounded particles, though in small amounts. The texture differentiation of the profile begins in the course of further evolution of Smonitsa.

The typical Smonitsas of Yugoslavia have very poor physical properties. This is explained by the high content of clay, montmorillonite, while in some Smonitsas it is due to the exchangeable Mg-ions.

In dry state, Smonitsas are hard, compact; intensely bound they turn into a cemented mass, which breaks into big cracks (5—10 cm wide, and down to 150 cm deep), this happens due to intense contractions. In summer months, these cracks dry the soil intensely and tear up plant roots. In a wet state, Smonitsas swell, representing a structureless sticky and plastic monolith mass without crevices (the index of plasticity is 35—38%).

Smonitsas are distinguished by the high bulk density.

The structural aggregates are fairly stable, but this is not reflected favorably on the physical properties, since they are polyhedral, and so

Institutul Geologic al României

stuck to each other that there is almost no noncapillary space between them. In addition, they swell intensely.

The total porosity of Smonitsa is not small (45—60%) but the percentage of the noncapillary pores is very low (less than 5%, while in the lower part of the profile it is 1—2%). In summer the crevices represent the main part of noncapillary pores.

Due to the swelling of colloids, the porous system is unstable. The total, and especially the noncapillary porosity decreases with moisture. Due to this the air capacity decreases greatly, and the anaerobic reduction processes begin to take place.

Smonitsas are distinguished by the high water capacity (averaging about 50%), but also with a high wilting point (30—35%), which is due to the high content of hydrophile colloids. Only a relatively low percentage of available moisture (15—20%) is retained.

When the soil is dry, water easily penetrates through the crevices, but it is not easily absorbed into the soil mass. The soil swells by gradual wetting, the cracks are filled up, the capillary pores almost disappear, hence such soil permeates water very slowly while sometimes, the lower layers do not permeate water at all. For instance, it was found on the field that the filtration coefficient in the plow layer amounts to 0.0002—0.00068 cm/sec (Stojičević, 1956), while the lower part of the profile did not permeate water at all. In order to moisten Smonitsa, we must have slow and long time rains, or a slow thawing of snow. The poor water permeability of Smonitsa strengthens the intensity of erosion and supports anaerobiosis during the wet season.

In Smonitsas the water raises very slowly through the capillaries and very slowly compensates the losses of water due to evaporation and transpiration. This is considered to be due to very narrow capillary pores (swelling). Hence, frequently the upper part of the profile is dry while the lower one still contains moisture at the end of summer.

The favorable physical state of Smonitsa for tillage lasts for a short time only.

Due to the poor water permeability, Smonitsas on steep terrains are seriously damaged by erosion. In addition, the winds scatter about the surface silty mass of soil.

The poor physical properties of Smonitsa represent a special problem for tillage and irrigation.

3. **Chemical properties.** The typical Smonitsas of Yugoslavia under natural vegetation, may contain up to 7—8% humus in horizon A. Cul-

Institutul Geologic al României

tivated Smonitsas contain 3—5% and frequently 3—4% humus. The content of humus decreases with depth. In further evolution of typical Smonitsas the content of humus decreases.

A greater part of Smonitsas in Yugoslavia do not contain $CaCO_3$ in horizon A. Insofar as the substratum is richer in $CaCO_3$ and the climatic conditions are more arid and the erosion becomes more intense, more conditions are formed for the content of $CaCO_3$ in horizon A. In the course of further evolution of typical Smonitsas, intensive decarbonatization takes place.

Reaction in water ranges from slightly acid to alkaline (pH = = 6.5—8.0). The typical Noncalcareous Smonitsas are usually neutral (pH = 6.7—7.3), the typical Calcareous ones are slightly alkaline (pH = = 7.5—8.0) while the Salinized and Alkalinized are alkaline (pH more than 8.0). The evolution of typical Smonitsas to other directions was followed by acidification. Thus for instance, with pseudogleyed Smonitsas the pH = 5.5—6.0. It was found that with all subtypes the values of pH increase with depth.

The cation-exchange capacity (T), due to the high content of the montmorillonite colloids while with some Smonitsa even due to the humus content it is high, frequently amounting to 30—50 meq/100 g of soil, while in exceptional cases it is even more than 50 meq. In typical Smonitsas, the T values do not greatly change with depth. In the course of further evolution, the lower part of the profile has greater values for T than the upper one.

Typical Smonitsas show a high degree of saturation with bases (V), which amounts to more than 90%. Through evolution in the direction of pseudogleyzation the V value decreases. In "Brownized" Smonitsas the V = 80—90%, while in "Illimerized" ones and Pseudogleyed it drops down to 50 to 60%. In all subtypes the V values are higher in the lower part of the profile than in the upper one.

Among the exchangeable ions in horizon A, the Ca-ions predominate (usually more than 80%), while directly after these follow the Mg-ions (usually about 20%). In those Smonitsas which are formed on substratum, which contains much $MgCO_3$, Mg-silicate and exchangeable Mg-ions, there is an occurrence of a great quantity of exchangeable Mg-ions (30—40% and more, rarely 50—60%). This is especially characteristic for the lower part of the profile, since the biologic accumulation of Ca-ions takes place in the upper part, and that is why the ratio between the amount of exchangeable Ca and Mg-ions is wider there. By increasing the amount

Institutul Geologic al României

of the exchangeable Mg-ions the ratio of the Ca : Mg is narrowed down, and the physical properties deteriorate. Smonitsas of Yugoslavia contain the minimum amount of exchangeable K and Na-ions. The amount of the exchangeable Na-ions increases in Salinized and Alkalinized Smonitsas. The amount of the H and Al-ions is increased in Pseudogleyed Smonitsas.

In typical Smonitsas, the elementary composition of the total soil mass and colloidal fraction, do not essentially change with depth.

Smonitsas are distinguished by the very high buffer ability.

All these data show that the typical Smonitsas of Yugoslavia have favorable chemical properties. An exception is found in those Smonitsas which contain abundant exchangeable Mg-ions.

4. **Biological properties.** Due to the intensely poor physical properties in Smonitsa profiles one rarely finds traces of the action of earth worms or other vertebrae. There is an absence of "crotovinas". In this respect, Smonitsas greatly differ from Chernozems and Rendzinas.

Heterotrophic aerobic bacteria predominate in Smonitsas. *Actinomycetes* and bacterial spores are fairly abundant. This shows that a considerable part of the microflora is in an inactive state. The number of fungi is negligible.

With regard to nitrification, Smonitsas lag behind Chernozems and Brown Forest soil. The poorer intensity of nitrification may be explained to be due to poor aeration during certain season of the year, and the poor mineralization processes of organic matter. Smonitsas are also distinguished by the poor ability for nitrogen fixation. The percentage of fertile grains of the *Azotobacter* is relatively low. The following items have an unfavorable effect on the development of *Azotobacter* : unfavorable physical properties, impeded decomposition of organic matter, which is closely bound with montmorillonite, and an especially low content of available phosphates.

The results of tests have shown that by liming, addition of organic matter and phosphatization, a considerable activation of microflora takes place, and the nutrition of plants with nitrogen is enhanced.

5. **Fertility of Smonitsa and measures for increasing it.** The typical Smonitsas in Yugoslavia are considered to be relatively fertile soils. This is due to the deep profile and the deep-humus-accumulative horizon, high adsorption capacity, high buffer ability, good chemical properties

Institutul Geologic al României

(favorable reaction, good composition of the exchangeable ions, the absence of toxic matter etc.), and again, due to the considerable amount of some biogenic elements, favorable topography etc.

The fertility of typical Smonitsas decreases with the occurrence of certain unfavorable processes and properties. The main deficiencies of Smonitsa are: the occurrence of erosion, evolution into subtypes with less fertility, unfavorable physical properties (poor water-air regime), the occurrence of drought, insufficent intensity of some microbial processes, insufficient amount of some nutritent matter and others. Through the application of primitive agrotechnics extending to a long period, man has decreased fertility of the natural Smonitsas: the humus content has decreased to a half, the physical properties have deteriorated, and the amount of some nutrient matter has decreased, especially that of nitrogen.

Due to the absence of suitable control measures against erosion and poor water permeability, the erosion intensity has increased on slopy areas of undulating relief, and the AC or even C horizon appears on the surface. This is why such terrains are heterogeneous both with regard to fertility of Smonitsa with different erosion intensity and in their color.

Through further evolution the fertility of typical Smonitsa decreases as a rule. The most fertile are the deep typical (Calcareous or Noncalcareous) Smonitsas, followed by "Brownized" and "Leached" Smonitsas, while the least fertile are Pseudogleyed, Saline and Alkalinized Smonitsas.

One of the most important problems for increasing the fertility of Smonitsas is the improvement of the described unfavorable physical properties. Smonitsas comprise a big problem with regard to tillage. The interval of suitable moisture for cultivation is a short one, and it is very difficult to perform the necessary operations at such a short time at disposal. The cultivation demands greater draft power, greater fuel consumption, and a greater number of tractors than other soils, since the work must be done in a short time. On the basis of the results of the hitherto experiments, a conclusion may be drawn that the physical properties of Smonitsa may be considerably improved with the application of the following measures: addition of organic matter, phytomelioration (growing of perennial grasses), liming, addition of sand, and by very deep plowing. In many experiments liming showed favorable effects, although saturation with bases was very high. However, the mechanism of the favorable action of liming has not yet been adequately explained. Experiments have shown that through the application of the above mentioned measures and the high doses of fertilizers, the deepening of the plow

Institutul Geologic al României

layer (40 cm), can be accomplished by a single stroke. This is also facilitated by the deep and homogenic humus horizon.

In dry years, Smonitsas frequently suffer from drought, since they have poor water-physical properties, and appear in semi-arid and more rarely in arid regions. With the application of agrotechnics for dry conditions, and improvement of physical properties, considerable improvement of the water properties can be achieved in the struggle against drought. Irrigation of Smonitsas has given very favorable results, but without the application of suitable measures for the improvement of physical properties, it may lead to a deterioration of these properties. The least deterioration of the physical properties in Smonitsas is accomplished by sprinkling (artificial rain).

By improving the physical properties, regular cultivation, and especially by phosphatization, the microbiological life is activated in Smonitsas, while the nitrogen fixation and nitrification are intensified.

Numerous authors have studied the question of the amount, fixation and dynamics of nutrient matter in the Smonitsas of Yugoslavia as well as the effect of fertilizers.

All the hitherto investigations have shown that the content of total nitrogen is not low (0.1—0.2%), while in some it is even higher, depending on the humus content), however, Smonitsas are not sufficiently supplied with nitrogen nutrients, since the content of nitrate is low (0.3—3.5 mgr/100 g of soil). This shows that conditions for nitrification are not very favorable.

The total amount of potassium in Smonitsas is high (1.5—2.5% K_2O). Smonitsas are mainly moderately to well supplied with available potassium (in 78% of the investigated profiles). Compared with other soil types of Yugoslavia, Smonitsas are distinguished by great capacity for the fixation of the introduced potassium, as well as by the great mobilization capacity for the fixed potassium. There is no danger of any leaching of potassium even when high doses of potassium fertilizers are applied. Surface topdressing of potassium would show no effect.

The content of the total amount of phosphorus and available phosphoric compounds for plants is low. About 2/3 of all the studied profiles contained even less than 4 mgr P_2O_5/100 g of soil. Smonitsas are distinguished by very high capacity for fixation of phosphoric acid. The utilization coefficient of P_2O_5 amounts to 16—18%. By increasing the dose of fertilizers from 300 to 900 kg P_2O_5 per hectare, the utilization coefficient drops from 17.5 to 9%.

Institutul Geologic al României

The results of field tests and tests in vegetative dishes have shown that yields on Smonitsas greatly increase with the application of fertilizers. The best effect was shown by NPK variant, followed by the NP variant. When applied individually, the best effect was shown by phosphoric and then by nitrogenous fertilizers. The effect of potassium fertilizers rather lags behind that of N and P.

Almost all Smonitsa areas are cultivated and mostly used for growing field crops. The most common crop rotation is wheat-corn when these crops are grown in fields without irrigation. Where modern agrotechnics are applied, wheat crops render high yields, which are relatively stable. This is the reason why Smonitsas are considered as "wheat" soils. In dry years corn gives low yields, while in wet years it gives satisfactory yields. Other crops are also grown successfully: sugar beet and fodder beet, sunflowers; while in the southern regions cotton and poppies thrive well. In wetter regions, alfalfa can be grown successfully. Very intensive cultivation of field crops, vegetable crops and fruit may be grown under conditions of irrigation. It is even possible to get two harvests in one year, when crops are grown by this method, along with the addition of high doses of fertilizers. In this way, the phytomelioration is facilitated, the possibilities for the production of forage crops and the addition of organic matter is made possible.

Big plantations of orchards have been raised during the last few years.

The eroded Smonitsas are used successfully for vineyards, especially if erosion control measures are also applied.

REFERENCES

Altarac-Manuševa L. (1964) Sastav humusa smonica i nekih drugih tipova makedonskih tala. *Arhiv za poljoprivredne nauke*, 56, Beograd.

Antonović G. (1966) Sastav zemljišta i stanje erozije u slivovima Djetinje, Skrapeža, Lušnice i Moravice. *Arhiv za polj. nauke*, 66, Beograd.

— (1966) Zemljišta Kremanske kotline. *Zem. i biljka*, 15, 1, Beograd.

Bogdanović M. (1962) Odlike humusa u glavnim tipovima zemljišta NR Srbije. *Zbornik radova Poljopriv. fakulteta*, XI, Beograd.

Ćirić M. (1966) Neki problemi geneze, geografije i klasifikacije zemljišta Jugoistočne Evrope. *Zem. i biljka*, 2, Beograd.

Drezgić P. et al. (1958) Zasnivanje ornice na smonicama Kosova. Zbornik nauć. radova, I, 1, Institut za polj. istr. AKMO, Peć.

Dudal R. et al. (1965) Dark clay soils of tropical an subtropical regions. FAO, 83, Rome.

Institutul Geologic al României

Dudal R. et al. (1966) Soil map of Europe 1 : 2.500.000 Explanatory Text (FAO, Rome).
— (1968) Definitions of soil units for the soil map of the World. FAO, Rome.
Filipović Dj. et al. (1965 a) Neke karakteristike smonice Timočkog Basena. *Arhiv za polj. nauke*, 60, Beograd.
— (1965) Neke važnije karakteristike normalne smonice Kosova Polja. *Zem. i biljka*, 14, 2, Beograd.
Filipovski G. et al. (1951) Sodržina na karbonati, reakcija, potreba od kalcifikacija i potrebna količina var za kalcifikacija na različnite tipovi počvi vo NRM. *God. zbor. na Zem. šum fak.*, III, Skopje.
— (1951) Rezultati od polskite opiti za ispituvanje dejsvoto na veštačkite gubrinja vrz pšenicata na različnite tipovi počvi vo NRM. *God. zbor na Zem. šum. fak.*, III, Skopje.
— (1958) Prilog pitanju geneze i geografije zemljišta NRM. *Zem. i biljka*, VI, 1—3, Beograd.
— (1959) Prilog kon prašanjeto za klasifikacija na počvite od NRM. *God. zbor. na Zem. šum. fak.* XII, Skopje.
— (1962) Pedoloski sastav Makedonije. Enciklopedija, Zagreb.
— (1963) Smonice. Zemljišta Jogoslavije, *Jug. dr. za proucavanje zemljista*, 9, Beograd.
— (1964) Soil classification in Yugoslavia. *8 th International congress of soil science. Transactions V*, Bucharest.
— (1968) Pedologija. Universzitet vo Skopje, Skopje.
— (1963) Obosine zemljišta Odirovskog Polja. *Arhiv za polj. nauke*, 54, Beograd.
Jelcnić Dj. et al. (1964) Koeficijent iskorišćavanja fosforne kiseline iz obeleženog superfosfata na glavnim tipovima zemljišta. *Zem. i biljka*, 13, 2, Beograd.
Jovanović O. (1958) Definicija pedogenetskog tipa smonice s obzirom na mehanički sastav. *II Savetovanje JDPZ*, Beograd.
Kovačević R. (1954) Uticaj kalciumcijanamida na prinos ozime-pšenice na smonici. *Arhiv za polj. nauke*, 17, Beograd.
Kubiëna L. W. (1953) The soils of Europe. London.
Manuševa L. (1960) Smolnicite vo Makedonija. *God. zbor na Zem. šum. fak.* XII, Skopje, 1960.
— (1961) Karakter koloida u smonicama Makedonije. *Arhiv za polj. nauke*, 43, Beograd.
— (1965) Prilog poznavanju prirode huminske kiseline u smonici. *Zem. i biljka*, 14, 1, Beograd.
Mickovski M. (1954) Azotofiksaciona moć na nekoi počveni tipovi vo Skopsko. *God. zbor. na Zem. šum. fak.*, V, Skopje.
— (1959) Vidovi azotobakter, negovata zastapenost i uslovi za razvitok vo nekoi počvi na NRM (doktor. disert) Skopje.
Miladinović (1967) Prilog proučavanju kompleksnosti uticaje različitih dubina obrade i doza djubriva na visinu i strukturu prinosa ozime pšenice. *Arhiv za polj. nauke*, 70, Beograd.
Nejgebauer V. (1931) Hemijsko-pedološka proućavanja zemljišta Srbije sa gledišta neihove destrikcije. *Glasnik Min. poljopr.*, 36, Beograd.
— (1953) Prilog poznavanju zemljišta Metohije. *Zem. i biljka*, I, 2, Beograd.
— (1953) Pedološka karta Vojvodine sa kratkim komentarima. Novi Sad.
— (1954) Uticaj kriliuma na stabilnost agregate, propustljivost za vodu i vodni kapacitet tipske smonice u Coki. *Zbornik Matice srbske*, 5, Novi Sad.
Nejgebauer V. et al. (1961) Komentar pedološke karte Jugoslavije. Beograd.
— (1962) Die Smonica. *Notiz bl. tess. Bodenforsch.*, 90, Wiessbaden.

Institutul Geologic al României

— (1963) Klasifikacija zemljišta Jogoslavije. *Zem. i biljka*, 1—3, Beograd.
— (1966) Prilog poznavanju hidromorfnih smonica Potisja. *Letopis nauč. radova Poljo. fak. u Novom Sadu*, 10, Novi Sad.
Nikolić S. (1939) Nitrati i uslovi njihovog obrazovanja u smonici. SAI XXX, Beograd.
Orovčanec I. (1953) Rezultati od opitite so kalcifikacija so saturaciona var na crvenica-Skopsko i smolnica Kumanovsko. *Zbornik na Zem. isp. institut*, Skopje.
Pavičević N. et al. (1956) Zemljišta Dunavskog ključa. Beograd.
— (1962) Tipovi zemljišta Jugoslavije i problemi njihovih melioracija. *Zadružna knjiga*, Beograd.
— (1964) Pedološki pokrivač i stanje erozije u slivu G. Toplice i Kosanice. *Arhiv za polj. nauke*, 57, Beograd.
Pešić B. (1954) Fiksaciona sposobnost zemljišta naših najrasprostranjenijih tipova na fosfornu kiselinu, Beograd.
— (1955) Uticaj fiksacije fosforne kiseline na dejstvo superfostata u ishrani bilja u zemljištima raznih tipova. *Arhiv za polj. nauke*, 19, Beograd.
Popantovski S. et al. (1964) Ispitivanje uticaja dubine oranja u kombinaciji sa djubrenjem na prinos pšenice na aluviumu i smonici. *Zem. i biljka*, 13, 2, Beograd.
— (1967) Uticaj dubine i načina osnovne obrade na neke osobine smonica i na razvoj i prinos pšenice u sušnim uslovima. *III Kongress JDPZ*, Zadar.
Popović Z. (1954) Rastvorljiva fosforna kiselina u zemljištima Srbije. *Zem. i biljka*, III, 1—3, Beograd.
— (1956) Vezivanje fosforne kiseline u glavnim topovima zemlijšta Srbije. *Zem. i. biljka*, V, 1—3, Beograd.
Popović Z. et al. (1964) Rezultati višegodišnjih ogleda sa djubrenjem pšenice na gajnjaći i smonici. *Zem. i biljka*, 13, 1, Beograd.
Racz Z. et al. (1965) Prilog poznavanju sastava humusa naših tala. *Zem. i biljka*, 14, 2, Beograd.
Rajković Z. Nazamenljivi oblici kaliuma u glavnim tipovima zemljišta Srbije. *Arhiv za polj. nauke*, 71, Beograd.
— (1967 a) Fiksacija kaliuma dodatnog u rastućim količinama. *III Kongress JDPZ*, Zadar.
— (1968) Dinamika kaliuma iz kaliumovih djubriva i najrasprostranjenijim tipovima zemljišta Srbije. *Arhiv za polj. nauke*, 73, Beograd.
Škorić A. et al. (1962) Prilog poznavanju sastava jumusa naših tala. *Agrohemija*, 5, Beograd.
Spirovski J. (1965 a) Cernozem-smolnici među rekata Pčinja i Guriškiot manastir, Sv. Nikolsko. *God. zbor. na šum. fak.* XVIII, Skopje.
— (1965 b) Karakteristika na cernozem-smolnicite, cimentite i kafeavite gorski pocvi vo Kratovsko. *God. Zbor. na Zem. šum. fak.*, Skopje.
Stebut A. (1923) Tipovi zemalija Šumadije. *Glasnik SAN*, Beograd.
— (1924) Zemljišta Drino-Savo-Moravske oblasti, Beograd.
— (1930) Pedološka ispitivanja u Istočnoj Srbiji. *Glasnik Min. polj.*, 31, Beograd.
— (1947) Smonice Srbije i toplijih predela. *Arhiv za polj. nauke i tehniku*, I, 2, Beograd.
— (1953) Agropedologija I, II, III, Beograd.
Stojanović M. et al. Rezultati ogleda sa ispitivanjem uticaja dubine obrade zemljišta tipa smonice na prinos kukuruza. *Zem. i biljka* 13, 2, Beograd.

Institutul Geologic al României

— (1967) Uticaj kompleksnog delovanja dubine obrade zemljišta i djubrenja razlicitim količinama mineralnih djubriva na prinos kukuruza u agroekološkim uslovima. Istocne Srbije. *III Kongres JDPZ*, Zadar.

Stojičević D. (1956) Glavne vodne osobine važnijih tipova zemljišta Srbije (doktor disertacija), Beograd.

Stojković A. (1958 a) Uticaj hranljivog prostora na prinos suncokreta na smonicama Kosova. *Zbor. nauč. radova*, I, Peć.

Stojković A. et al. (1958 b) Uticaj primene kompleksa mera na prinose ozime pšenice sorte Bankut 1205 na smonicama Kosova. *Zbor. nauč. rad.* I, Peć.

Stošić L. et al. (1953) Prilog izucavanju bogatstva i plodnosti nekih tipova zemljišta u Srbiji. *Zem. i biljka*, II, 1, Beograd.

— (1958) Prilog proučavanju plodnosti smonice Kragujevca. *Zem. i biljka*, VIII, 1—3, Beograd.

Tanasijević Dj. et al. (1951) Tipovi zemljišta u okolini Beograda i Obrenovca. *Arhiv za polj. nauke*, IV, 6, Beograd.

— (1963) Pedološki pokrivač Mačve, Pocerine i Jadra. *Zem. i biljka*, II, 2, Beograd.

— (1965 a) Zemljišta Sokobanjske Kotline i njihova problematika. *Arhiv za polj. nauke*, 60, Beograd.

— (1965 b) Zemljišta basena Velike Morave i Mlave. Bibl. *Arhiv. za polj. nauke*, IX, 22, Beograd.

— (1968) Pedologic cover of Western and Nordwestern Serbia. Nolit, Belgrad.

Todorović D. (1930) Pedološko-poljoprivredne osobine Moravske doline. *Glasnik Min. Polj.*, 31, Beograd.

— (1930) Pedološka proučavanja u Skopskoj Kotlini. *Glasnik Skop. Nauč. društva*, 10, Skoplje.

Todorović M. et al. (1958) Prilog ispitivanju mikroflore naših zemljišta. *Zem. i biljka*, VII, 1—3, Beograd.

Vojinović Z. (1961) Mikrobiološke sposobnosti ornice glavnih tipova zemljišta Srbije za Kruženje azotom. *Arhiv za polj. nauke*, 43, Beograd.

Živković M. et al. (1968) O smonicama Aleksinačke kotline. *Arhiv za polj. nauke*, 74, Beograd.

*** (1960) Počivite na Blgarija, Sofia.

SMONITZAS DE YOUGOSLAVIE

(Résumé)

Les smonitzas ont été décrites pour la première fois par Stebut (1923) comme un type particulier de sol de la presqu'île Balkanique. Ultérieurement, dans divers pays, on les a décrites sous différents noms. En Yougoslavie on les rencontre surtout dans le sud du pays. Elles sont particulièrement importantes parce qu'elles occupent une vaste surface, sont très fertiles et jouent un rôle important pour la production agricole. Bon

Institutul Geologic al României

nombre de chercheurs les ont étudiées, toutefois certains aspects concernant leur genèse, leur évolution et leur classification ne sont pas encore suffisamment expliqués.

Théories sur leur genèse. Selon S t e b u t, les smonitzas sont des sols anciens, reliques, tertiaires, hydromorphes (sémi-terrestres ou sous-aquatiques), qui ont évolué au cours de deux phases : l'une lacustre, lorsqu'elles se sont formées sur les bords des lacs tertiaires ou déluviaux et une autre poste-lacustre, lorsqu'elles ont évolué en fonction des conditions bioclimatiques. C'est cette opinion qui fut admise entre les deux guerres et immédiatement après la seconde guerre mondiale .

Plus tard N e j g e b a u e r, F i l i p o v s k i, Ž i v k o v i ć et al. expriment leur point de vue que les smonitzas ne sont pas des reliques, mais des sols terrestres actuels à profil de type A—C, formées sur un substratum très argileux, abondant en montmorillonite. Récemment, F i l i p o v s k i, Ž i v k o v i ć, Č i r i ć ont été porté à conclure que l'hydromorphisme des smonitzas est temporaire et dû à la faible perméabilité du sol, fait qui ne permet pas l'infiltration des eaux de précipitation.

Conditions de genèse. Les smonitzas présentent en quelque mesure un caractère lithogène. La plupart se sont formées sur des argiles montmorillonitiques tertiaires ou sur des calcaires (argiles marneuses, schistes argileux carbonatés etc.), elles apparaissent aussi sur des roches basiques (basaltes, gabbros, amphibolites, diabases etc.) qui par altération forment des argiles montmorillonitiques, sur des tufs et des cendrées volcaniques, sur des argiles quaternaires montmorillonitiques.

En Yougoslavie les smonitzas apparaissent à des altitudes absolues de 200 à 900 m, plus souvent entre 200—600 m, généralement sur les terrasses, sur les terrains plats à faible pendage d'un relief faiblement ondulé. Le niveau de la nappe phréatique se trouve à une profondeur qui dépasse 5—10 m. Les smonitzas à nappe phréatique peu profonde sont gleyifiées à la partie inférieure du profil, alors que dans les régions à climat aride elles sont salinisées. La plupart sont saturées en eaux de précipitations durant le saison humide. Le climat de la région où les smonitzas occupent de vastes surfaces et où elles s'associent à des sols cinnamoniques se caractérise par : Pm : 500—700 mm, Tm : 10—13°C, des été sèches et chaudes, des hivers douces et humides. Naguère les smonitzas étaient recouvertes de forêts xérophiles (As. *Quercetum confertae cerris*).

Institutul Geologic al României

Processus de pédogenèse. On distingue quatre processus de pédogenèse, notamment : a) accumulation d'un humus avec une composition spécifique (mull) ; b) décalcarisation ; c) apparition des processus d'anaérobiose durant la saison humide ; d) mouvement et mélange interne de la masse du sol.

Evolution et classification. Les premiers stades d'évolution sont : marnes, siérosem argileux — smonitza calcaire. Ultérieurement ces sols subissent des : brunification (transitions vers des sols chernozémiques), lessivage, salinisation et alcalinisation. On distingue les sous-types suivants de smonitzas : calcaires, non-calcaires, brunes, à pseudogley, salines et à alcali.

Composition minéralogique de l'argile. Les analyses chimique, thermique différencielle et roentgenographique dénotent la prédominance nette de la montmorillonite (80—90%) dans l'horizon A et dans le substratum et la présence de faibles quantités d'illite, kaolinite, quartz et feldspaths.

Composition de l'humus. Il y a des auteurs qui considèrent que l'humus des smonitzas est similaire à celui des chernozems, alors que d'autres le considère de composition différente exprimée par : un rapport C : N plus large, une grande quantité de bitumen, un rapport H : F très varié, un complexe argilo-humique élevé rattaché à la présence de la montmorillonite, résistance accusée de l'humus à la minéralisation etc.

Couleur. Les smonitzas sont, en général, de couleur noire, quoiqu'elles renferment peu d'humus. Fonction de la couleur du substratum, elles peuvent tirer sur le brun, gris, verdâtre etc. La couleur sombre leur viendrait de l'humus, néanmoins il y a des auteurs qui estiment que le même rôle reviendrait à la substance bitumineuse présente dans le sol.

Propriétés des smonitzas. Le profil est de type A—AC—C ou A—Bca—C, parfois CG. L'épaisseur de l'horizon A est forte : 60—120 cm ; sur un relief „*gilgai*" elle est très variée. La couleur de l'horizon est noire ou noire-brun ; la texture : argile marneuse gonflante très plastique, très collante à l'état humide, très dure, compacte, fentes verticales pendant la saison sèche. Structure en aggrégats à arêtes tranchantes et miroires de glissement. À l'état sec, le matériau des premiers centimètres se désa-

Institutul Geologic al României

grège aisément en poussière ou en grains qui peuvent être légèrement emportés par le vent ou peuvent tomber dans les fentes. Il y a des plages à grains de quartz délavés et des concrétions de Fe et Mn. La transition est sous forme de langues, souvent minces et profondes. L'horizon AC est bigarré ; à sa partie inférieure apparaissent des accumulations de CO_3Ca. L'horizon C renferme des carbonates, étant parfois gleyifié ; d'autres fois il est formé d'un matériau résulté de l'altération des roches basiques. Les smonitzas brunifiées laissent voir un horizon (B) brun, celles lessivées un horizon Bt peu développé, celles pseudogleyifiées une couleur cendrée vers la partie supérieure de l'horizon A.

Les smonitzas typiques présentent une texture argileuse ou argilo-marneuse ($>40\%$ argile $<0{,}002$ mm ; $>60\%$ argile + limon). Les propriétés physiques ne sont pas favorables. La teneur en humus chez celles sous végétation naturelle aboutit à 7—8% dans A ; chez celles sous cultures à 3—5%, fréquemment 3—4%. La plupart sont dépourvues de carbonates dans l'horizon A. La réaction du sol est de légèrement acide à alcaline (pH dans l'eau = 6,5—8,0). La valeur pH des smonitzas pseudogleyifiées est de 5,5 à 6,0. La capacité d'échange cationique est remarquable (30—50 m.é./100 g sol) ; le degré de saturation en bases élevé ($>90\%$), diminue chez celles lessivées ou pseudgleyifiées jusqu'à 50—60%. Parmi les cations prédomine Ca^{++} ($>80\%$), suivi de Mg^{++} (habituellement 20% ; chez celles formées sur des matériaux riches en CO_3Mg, 30—40%, rarement 50—60%). Le K^+ et le Na^+ apparaissent en quantités infimes. Chez les smonitzas typiques la composition élémentaire du sol et de la fraction fine ne change pas sensiblement le long du profil. L'activité de la faune est bien réduite. Une grande partie de la microflore est inactive. Nitrification faible.

Fertilité des smonitzas. Les smonitzas typiques d'Yougoslavie sont considérées des sols relativement fertiles. Leur principales déficiences sont : l'apparition de l'érosion, l'évolution vers des sols moins fertiles, propriétés physiques défavorables, apparition des sécheresses, l'insuffisance de certaines substances nutritives etc. Elles soulèvent d'importants problèmes de labourage. Leurs propriétés physiques peuvent être améliorées par : l'épandage de substances organiques, phytoamélioration, amendements, épandage de matériaux sableaux, labourage très profond. L'irrigation des smonitzas est favorable, si elle a été accompagnée de mesures d'amélioration des propriétés physiques. La teneur en N total n'est pas faible, toutefois celle en nitrates en est. La quantité totale du K est élevée, le sol étant pourvu de K assimilable. La teneur en P total et en composants

Institutul Geologic al României

phosphoriques assimilables est faible. Les smonitzas réagissent favorablement à l'application des engrais (surtout la variante NPK, ensuite NP). Elles se prêtent surtout à la culture du blé.

SMONIȚELE DIN IUGOSLAVIA

(Rezumat)

Smoniţele au fost descrise prima dată de S t e b u t (1923), ca un tip particular de sol în peninsula balcanică. Ulterior au fost descrise, în diverse ţări, sub nume diferite. În Iugoslavia se întîlnesc îndeosebi în sudul ţării. Ele au o importanţă deosebită întrucît ocupă o suprafaţă foarte mare, sînt foarte fertile şi joacă un rol important în producţia agricolă. Au fost studiate de numeroşi cercetători, dar anumite aspecte privind geneza, evoluţia şi clasificarea lor rămîn încă insuficient explicate.

Teorii asupra genezei. După S t e b u t, smoniţele sînt soluri vechi, relicte, terţiare, hidromorfe (semiterestre şi subacvatice), care au trecut prin două faze : una lacustră, cînd se formau pe malul lacurilor terţiare sau diluviale şi alta post-lacustră, în care evoluau în funcţie de condiţiile bioclimatice. Această concepţie era admisă în perioada dintre cele două războaie şi imediat după al doilea război mondial.

Ulterior N e j g e b a u e r, F i l i p o v s k i, Z i v k o v i ć ş.a. au fost de părere că smoniţele nu sînt soluri relicte, ci soluri terestre contemporane cu profil de tip A-C, formate pe un substrat foarte argilos, bogat în montmorillonit. Recent F i l i p o v s k i, Z i v k o v i ć, Č i r i ć au ajuns la concluzia că hidromorfismul smoniţelor este temporar şi datorat permeabilităţii slabe a solului care nu permite infiltrarea apei din precipitaţii.

Condiţii de formare. Smoniţele au în oarecare măsură un caracter litogen. Cele mai multe sînt formate pe argile montmorillonitice terţiare sau pe calcare (argile marnoase, şisturi argiloase carbonatice, etc.) ; mai apar pe roci bazice (bazalte, gabbrouri, amfibolite, diabaze, ş.a.), care prin alterare dau argile montmorillonitice, pe tufuri şi cenuşi vulcanice, pe argile cuaternare montmorillonitice.

Institutul Geologic al României

În Iugoslavia, smoniţele apar la alt. abs. de 200—900 m, mai frecvent între 200—600 m, în general pe terase, pe terenurile netede, slab înclinate ale unui relief slab ondulat. Nivelul apei freatice este mai adînc de 5—10 m. Smoniţele cu apa freatică la mică adîncime sînt gleizate în partea inferioară a profilului, iar în regiunile cu climat arid sînt şi salinizate. Cele mai multe smoniţe sînt saturate cu apă din precipitaţii în anotimpul umed. Climatul regiunii în care smoniţele ocupă areale mari şi în care se asociază cu soluri cinamonice se caracterizează prin: Pm, 500—700 mm; Tm. 10 la 13°C; veri uscate şi calde; ierni blînde şi umede. În trecutul apropiat, smoniţele au fost acoperite cu păduri xerofile (As. *Quercetum Conferatae cerris*).

Procese de pedogeneză. Se disting 4 asemenea procese: a) acumularea unui humus cu o compoziţie specifică (mull); b) decarbonatarea; c) apariţia proceselor de anaerobioză în anotimpul umed; d) mişcarea şi amestecarea intensă a masei de sol.

Evoluţie şi clasificare. Primele stadii de evoluţie sînt: marnă, sieroziom argilos → smoniţă carbonatică. Ulterior sînt supuse: brunificării (tranziţii spre solurile cinamonice) podzolirii argilo-iluviale, salinizării şi soloneţizării. Se disting următoarele subtipuri de smoniţe: carbonatice, necarbonatice, brune, pseudogleizate, salinizate şi alcalice.

Compoziţia mineralogică a argilei. Analizele chimică, termică diferenţială şi la raze X indică dominarea netă a montmorillonitului (80—90%). în orizontul A şi substrat şi mici cantităţi de illit, caolinit, cuarţ şi feldspat).

Compoziţia humusului. După unii autori, humusul din smoniţe este asemănător celui din cernoziomuri. După alţii, prezintă o compoziţie diferită exprimată prin: un raport C : N mai larg, o cantitate de bitumen mare, un raport H : F foarte variat, un complex argilo-humic ridicat legat de prezenţa montmorillonitului, rezistenţa pronunţată a humusului la mineralizare, etc.

Culoarea. Smoniţele au în general o culoare neagră, deşi conţin puţin humus. În funcţie de culoarea substratului pot avea o nuanţă brună, cenuşie, verzuie, etc. Coloritul închis este datorat humusului, dar unii autori consideră că acelaşi rol îl poate avea şi substanţa bituminoasă prezentă în sol.

Institutul Geologic al României

Proprietăţile smoniţelor. Profilul este de tipul A-AC-C sau A-BCa-C, uneori CG. Grosimea orizontului A este mare : 60—120 cm ; pe un relief *„gilgai"* este foarte variată. Culoarea negru sau negru-brun ; textura, argilă grea gonflantă ; foarte plastic ; foarte adeziv ; foarte dur ; compact ; crăpături verticale la uscare. Structura în agregate cu muchii ascuţite şi feţe de alunecare. Pe primii cm devine prăfos sau grăunţos la uscare, materialul fiind uşor antrenat de vînt sau căzînd pe crăpături. Apar grăunţi de cuarţ şi concreţiuni de Fe şi Mn. Trecerea este în limbi, adeseori subţiri şi adînci. Orizontul AC este pestriţ ; la baza lui apar acumulări de CO_3Ca. Orizontul C conţine carbonaţi ; uneori este gleizat ; alteori este un eluviu provenit din alterarea unor roci bazice. La smoniţele brunificate apare un orizont (B) brun, la cele podzolite un orizont Bt incipient, la cele pseudogleizate o culoare cenuşie în partea superioară a orizontului A.

Smoniţele tipice au o textură de argilă sau argilă grea ($> 40\%$ argilă $< 0{,}002$ mm ; $> 60\%$ argilă + praf). Proprietăţile fizice sînt nefavorabile. Conţinutul în humus, la cele sub vegetaţie naturală, ajunge la 7—8% în A ; la cele cultivate la 3—5%, frecvent 3—4%. Cele mai multe nu au carbonaţi în orizontul A. Reacţia solului este slab acidă pînă la alcalină (pH în apă = 6,5—8,0). Smoniţele pseudogleizate au valori pH de 5,5—6,0. Capacitatea de schimb cationic este mare (30—50 me/100 g sol) ; gradul de saturaţie ridicat ($> 90\%$), coboară la cele podzolite sau pseudogleizate la 50—60%. Printre cationi predomină Ca^{++} ($> 80\%$) urmat de Mg^{++} (obişnuit cca 20% ; la cele formate pe materiale bogate în CO_3Mg, 30—40%, rar 50—60%). K şi N apar în cantităţi minime. La smoniţele tipice compoziţia elementară a solului şi a fracţiunii fine nu se schimbă esenţial pe profil. Activitatea faunei este foarte redusă. O mare parte a microflorei este în stare inactivă. Nitrificarea este slabă.

Fertilitatea smoniţelor. Smoniţele tipice din Iugoslavia sînt considerate soluri relativ fertile. Principalele lor deficienţe sînt : apariţia eroziunii, evoluţia spre soluri mai puţin fertile, proprietăţi fizice nefavorabile, apariţia secetelor, insuficienţa unor procese microbiene, insuficienţa unor substanţe nutritive ş.a. Ele pun probleme importante de lucrare a solului. Proprietăţile lor fizice pot fi ameliorate prin : administrarea de substanţe organice, fitoameliorare, amendare, adăugarea de material nisipos, arătură foarte adîncă. Irigarea smoniţelor a dat rezultate foarte favorabile, dacă a fost însoţită de măsuri de ameliorare a proprietăţilor fizice,

Institutul Geologic al României

Deşi conţinutul în N total nu este scăzut, cel în nitraţi este mic. Cantitatea totală de K este ridicată, solul fiind bine aprovizionat cu K asimilabil. Conţinutul în P_2O_5 total şi în compuşi fosforici asimilabili este scăzut. Smoniţele reacţionează bine la aplicarea îngrăşămintelor (îndeosebi la varianta NPK şi apoi la cea NP). Sînt cultivate în primul rînd cu grîu.

Institutul Geologic al României

90 YEARS OF "PODZOLIC" SOILS[1]

BY

R. DUDAL[2]

INTRODUCTION

When in 1879, D o k u c h a e v introduced the name podzols in soils literature he wrote in his "*Cartography of Russian Soils*": "...this name is given to by no means identical or even similar formations...so that in discussing the problems of these soils it is probably best to consider them historically and to take account only of factual data". The ninety years which have elapsed since this statement was made have in no way weakened its pertinence. As time went by the name podzol and the adjectives derived from it came to be applied to a wide range of soils and spread rapidly to a great variety of different environments, e.g.: to the tundra as dwarf podzols, to the northern taiga as gley-podzols, to the southern taiga as derno-podzolic soils, to temperate regions as grey-brown podzolic or podzolised brown forest soils, to the forest-steppes as podzolised chernozems, to sub-humid environments as salt earth podzols and to the tropics and subtropics as lateritic podzolic soils, red-yellow podzolic soils or podzolised zeltozems.

Countless studies have been devoted to "podzolic" soils throughout the world. The controversial or contradictory conclusions which have often been reached indicate that many soils have been called "podzolic" on account of external resemblances or on the basis of theoretical con-

[1] For the sake of brevity, the term „podzolic" as used in the title is meant to cover the broad range of the podzol nomenclature, including the different adjectives derived from it.

This paper was presented at the first Congress of the Bulgarian Society of Soil Science, Sofia 23—25 September 1969.

[2] Soil Correlator, FAO/UNESCO Soil Map of the World Project, Soil Resources and Survey Branch, Land and Water Development Division, FAO, Rome, Italy.

Institutul Geologic al României

siderations. It is attempted here, through international correlation, to trace back the reasons why certain soils have been classified as "podzolic", and to suggest the criteria by which they could be renamed or reclassified in accordance with actual differences in their morphology and genesis.

„PODZOLIC" NOMENCLATURE

According to D o k u c h a e v (1879) the term "*poăzol*" was originally used for the whitish siliceous ash resulting from the burning of wood cuttings, a form of cultivation practised in the Russian plains. When it was introduced as a soils name, it referred to the bleached infertile mineral layer which underlay the ashes ("*pod*", under; "*zola*", ash). Initially, the horizons underlying the bleached layer were regarded as "subsoil". Around the end of the nineteenth century, when the concepts of eluviation and illuviation took form (V i s o t z k i, 1899), the term podzol also included the subsurface horizons which were recognized to have formed by accumulation of substances removed from the surface layers.

From the beginning, it was pointed out that the degree of development of podzols could vary substantially. A distinction was made (S i b i r t z e v, 1900) between "true podzols" in which the bleached layer was clearly expressed, and the so-called "podzolic" varieties, the eluvial horizon of which had a yellowish tinge or showed bleaching only in spots. Hypotheses on the genesis of podzols were formulated in relation to their distribution and to the environmental conditions under which they were found. As a result of morphological and genetical studies the podzolic terminology came to be used in connection with one or more of the following features: bleached or light coloured surface or subsurface horizons; residual accumulation of silica; presence of bleached grains in surface horizons or on ped surfaces; accumulation or segregation of iron; accumulation of free aluminium; illuvial accumulation of organic matter; surface accumulation of raw humus or forest litter; depletion of humus in the central part of a soil; acidification and base impoverishment; migration or destruction of clay. This rather broad application of the podzolisation concept lead to an almost uncontrolled proliferation of the podzolic nomenclature. The following enumeration of podzolic names, known in the literature, is significant in this respect:

Podzols (D o k u c h a e v, 1879), humic podzols, ferric podzols and humo-ferric podzols; parapodzols (F i l i p o v s k i, Ćirić, 1969),

Institutul Geologic al României

pseudopodzols (Gerasimov, 1960) and semi-podzols (Kubiëna, 1953); sandy podzols, loam podzols (Joffe, 1932) and clay podzols (Georgievski, 1888); primary podzols and secondary podzols (Cernescu, 1934); pre-podzols and post-podzols (Ameryckx, 1960); crypto-podzols, phanero-podzols (Nikiforoff, 1937), nomo-podzols, lepto-podzols and amphi-podzols (Hallsworth et al., 1953); micro-podzols (Lyford, 1952), nano-podzols (Kubiëna, 1953) and giant podzols (Wortmann, Mass, 1954); salt earth podzols (Kubiëna, 1953) and alkaline podzols (Gallagher, Walsh, 1942); gley-podzols (Frosterus, 1912; Mückenhausen, 1962) and peaty gleyed podzols (Crompton, 1956); Podzol-Gleys, Podzol-Pseudogleys and Pseudogley-Podzols (Mückenhausen, 1962); Molken-Podzols (Kubiëna, 1953) and gleyed pseudo-podzols (Gerasimov, 1960); moder-podzols, hydro-podzols and xero-podzols (De Bakker, Schelling, 1966); boreal podzols, maritime podzols, tropical podzols and alpine podzols; heather podzols, forest podzols (Edelman, 1960), bluff-podzols (Moss, St. Arnaud, 1955) and prairie podzols (Milfred et al., 1967); Podzol-Braunerde, Podzol-Parabraunerde (Mückenhausen, 1962) and Podzol-Fahlerde (Ehwald et al., 1966); Braunerde-Podzol and Parabraunerde-Podzol (Mückenhausen, 1962); podzolic Ranker and Ranker-Podzol (Aubert, Duchaufour, 1956); ortho-podzolic, derno-podzolic (Sibirtzev, 1900), para-podzolic (Filipovski, Ćirić, 1969) and pseudo-podzolic soils (Gerasimov, 1960); eupodzolic and stesopodzolic soils (Kubiëna, 1953); grey (Dudal, Moormann, 1964; Moss, St. Arnaud, 1955), brown, grey-brown, red and yellow podzolic soils (Baldwin et al., 1938); sols bruns podzoliques, sols lessivés podzoliques, sols lessivés podzoliques à pseudogley (Aubert, Duchaufour, 1956; Duchaufour, 1968); podzol-pseudogley lessivé soils (Reuter, 1962); podzolised brown forest soils and podzolised chernozems (Ivanova, 1956); lateritic podzolic soils (Stephens, 1962) and podzolised zeltozems (Ivanova, 1956); podzolic solodised soils (Gorshenin, 1955); podzolised gajnacha (Filipovski, Ćirić, 1969); pseudo-podzolic cinnamonic soils and pseudo-podzolic smolnitzas (Koinoff, 1966); podzolised illuvial humic-ferruginous volcanic sod forest soils (Gerasimov, Ilina, 1960); podbels (Liverovski, Roslikova, 1962); podasols (Muir, 1969), podic soils (Pohlen, 1962) and spodosols (Soil Survey Staff, 1960—1967).

Institutul Geologic al României

Though this list is far from being exhaustive, it illustrates the extreme diversification which the podzolic nomenclature has undergone and the variety of different soils which it embraces.

WHAT HAS "PODZOLIC" COME TO MEAN [3]

1. "True" podzolisation. On the basis of various fundamental studies which have been devoted to podzolisation (Bloomfield, 1953—1955; De Coninck, 1967; Duchaufour, 1968; Reuter, 1962; Stobbe, Wright, 1959), it seems now generally agreed that this soil forming process is characterized by the decomposition, under the influence of stable organic compounds, of primary and secondary minerals with subsequent removal of iron and aluminium from the upper part of the soil. The migration of these components may result in an illuvial accumulation of amorphous organo-metallic complexes (and mineral colloids) in a subsurface horizon.

Among the list of soils referred to above, the following have the diagnostic features of podzolisation as defined here: podzols (pp)[4], sandy podzols (pp), humic, ferric and humo-ferric podzols, crypto-podzols (pp), phanero-podzols (pp), peaty gleyed podzols (pp), micro-podzols, nano-podzols (pp), gley-podzols (pp), pseudogley-podzols, moder podzols, hydro-podzols, xeropodzols, heather podzols, brown podzolic soils (pp), podic soils (pp), podasols and spodosols.

The factors which govern the formation of podzols are: low biological activity causing a weak decomposition of organic matter and the formation of aggressive organic compounds; pervious parent materials; low content of clay and of weatherable minerals; a leaching moisture regime.

The decomposition of organic matter is strongly reduced by cold climatic conditions so that large extensions of podzols are therefore found in the boreal, so called "podzolic" zone. However, as Kovda pointed out (1934), podzol formation is not restricted to the frigid zone but may occur under a variety of thermal regimes. Podzols can be found where

[3] The scope of this paper does not permit to make a comprehensive review of the vast amount of literature on "podzolic" soils. Special reference should be made, however, to the work of late Dr. A. Muir (1961) who has contributed so much to clarifying the intricacy of the "podzolic" nomenclature.

[4] (pp): pro parte; the names marked with (pp) have been used for soils formed by podzolisation but have also been used for soils developed by other soil forming processes as will be shown below.

Institutul Geologic al României

low biological activity is caused by a combination of factors among which climate is not necessarily the essential one, e.g. a strongly acidifying vegetation, quartz rich parent materials, seasonally high groundwater levels. Thus podzols also occur in Atlantic climates (e.g. in the Belgian sandy region and the French landes), under Mediterranean conditions (e.g. in South Portugal), in subtropical (e.g. Florida) and tropical regions (e.g. Amazonia, Cambodia, Indonesia).

It should be noted that podzolisation may be active without the development of bleached surface horizon. This is the case e.g. in the so-called brown podzolic soils (B a l d w i n et al., 1938) and cryptopodzolic soils (D u c h a u f o u r, S o u c h i e r, 1968) so that the presence or degree of bleaching is not necessarily diagnostic for the intensity of the podzolisation process.

2. **Argilluviation or "lessivage".** By the 1930's it was realized that a number of soils which were called "podzolic" did develop under the influence of soil forming processes other than podzolisation. In 1928, B a l d w i n described "grey-brown podzolic soils" in the Eastern United States, in which he recognized a blocky B horizon of clay accumulation which was considered to be of illuvial origin. In 1934, C e r n e s c u distinguished primary and secondary podzols, the former showing an accumulation of amorphous silica in the bleached horizon while in the latter the silica concentration was considered to be residual as a result of the removal of colloidal material to deeper layers. In 1938, A u b e r t coined the term "sol lessivé" for soils with an illuvial accumulation of clay without showing signs of "true" podzolisation.

The term "lessivage" came into use to name the soil forming process by which fine clay and the ferric iron bound to it is translocated mechanically from surface horizons and accumulates in "textural B" horizons. Morphological evidence of clay accumulation from percolation water is provided by local concentration of clay in the form of oriented clay skins on structural ped surfaces and of clay fillings in channels and pores (F r e i, C l i n e, 1949). Weathering *in situ* is for a large percentage responsible for the total clay content in the B horizon of these soils, however the translocation of clay is sufficiently significant to account for the textural differentiation between the surface horizons and the B horizon. Considering the difficulty of translating the term "lessivage", while keeping the specific meaning it has acquired, it has recently been proposed (D u d a l, 1968—1969; FAO, 1966 a) to use the term "argil-

Institutul Geologic al României

luviation" for the soil forming process by which translocation of clay takes place without destruction.

The paler surface horizons and the increase of clay and iron in the B horizons of "lessivé" soils carry an external resemblance with podzols, however their genesis is governed by basically different soil forming processes. This distinction was progressively recognized and a number of other names were coined to replace the former "podzolic" terminology. Besides "sol lessivé", which was commonly used in France and Belgium, the following terms implying argilluviation are used in current literature: Parabraunerde in Germany (Mückenhausen, 1962), solos argiluviados in Portugal (Carvalho Cardoso, 1965); hnedozem in Czechoslovakia (Němeček et al., 1967); clay illuvial brown forest soils in Hungary (Stefanovits, Szucs, 1961); fulvic soils in New Zealand (Pohlen, 1962); soluri brune podzolite argilo-iluviale and soluri podzolice argilo-iluviale in Romania (Chiritza et al., 1967; Florea et al., 1968); brick soils in the Netherlands (De Bakker, Schelling, 1966), terri bruni lisciviati in Italy (Mancini, 1960); illimerized soils in Yugoslavia (Filipovski, Ćirić, 1969); alfisols and ultisols in the USA (Soil Survey Staff, 1960—1967). The term "illimerized soils" was coined in the USSR (Fridland, 1958), but does not seem to have been introduced in the USSR soil classification. It should be noted that B horizons formed by clay illuviation in medium to coarse textured materials develop in the form of ochre brown bands, 1 to 8 cm thick. These bands have often been taken for podzol fibers or pseudo-fiber- and the soils in which they occur are sometimes inappropriately classis fied as podzols.

The occurence of a horizon of illuvial clay accumulation indicates that processes of translocation are dominant over those that destroy and remove the clay from the soil; furthermore, textural profiles resulting from illuviation are formed in the absence of strong mixing or churning of horizons (Soil Survey Staff, 1960—1967); as a result the factors which favour illuvial clay accumulation are good biological activity, medium textured soil material which is fairly well supplied in bases, good porosity, low content of swelling clays, a downwards movement of water in the soil alternating with periods of relative dryness which allow the clay to concentrate. These conditions are fulfilled under a wide range of climates: boreal (e.g. the grey wooded soils of Canada) (Moss, St. Arnaud, 1955); cool temperate (e.g. the sols lessivés of the loess belt of Western Europe (Dudal, 1953); mediterranean (e.g. solos argilu-

Institutul Geologic al României

viados mediterrãneos in Portugal) (Carvalho Cardoso, 1965); warm temperate (e.g. ultisols in the S. E. United States) (Soil Survey Staff, 1960—1967); subtropical (e.g. sols ferrugineux tropicaux lessivés in the savannah belt south of the Sahara) (D'Hoore, 1964); and tropical with alternating wet and dry seasons (e.g. soils with a textural B horizon and low base saturation in Brasil) (Bennema, 1956).

In most classification systems, soils which are characterized by illuvial clay accumulation have been further subdivided according to differences in their other properties, e.g. base saturation, degree of weathering, textural contrast, influence of groundwater, colour of the iron components etc. These subdivisions are not commented upon in detail since, the intention here is merely to stress the necessity of distinguishing soils in which argilluviation is important from the bulk of the "podzolic" soils.

3. **"Glossic degradation".** While studying the distribution of grey-brown podzolic soils in the United States, Cline, in 1949, pointed to variation which existed within this unit. He found grey-brown podzolic soils to change with time and textural B horizons to be a temporary stage of soil development under certain conditions. With the depletion of bases continuing it was observed that the humus layers would change from a mull to a mor, that moderately acid leaching of brown podzolic soils would be initiated, that clays would be lost from the upper part of the B horizon and be reprecipitated lower in the profile or be broken down. As a result the acid A2 horizon would "sink" into the B.

In 1953, Dudal described soils on loess in which the pale coloured eluvial horizon penetrates the horizon of clay illuviation in the form of tongues and pockets, with formation of concentrations in the transitional horizons and the accumulation of powdery sand and silt particles on ped surfaces or in pores and secondary movement of fine clay in channels and cracks. These features were used as diagnostic properties for separating soils with "degraded B horizons" from the normal "sols lessivés". On coarse and medium textured materials the "degradation" of the B horizon is reflected by spotwise fading of the illuvial bands marked by concretions and rusty patches (De Coninck et al., 1968).

Because of the local appearance of superficial podzol features (Cline, 1949), the spotted bleaching of the eluvial horizon and the destruction of the upper part of the B horizon, these soils have commonly been considered to be "podzolic". On the other hand, the mottled aspect

Institutul Geologic al României

resulting from tonguing of the eluvial horizon in the B, the occurence of pockets of pale coloured material and of concretions are suggestive of a genetic relationship with gley soils. In 1928, Kraus distinguished such soils as "gleyartige Böden" (gley-like soils). In 1953, Kubiëna renamed these soils "Pseudogley" and elevated them to a separate soil group. It is significant that Kubiëna, whose classification of soils is genetic, clearly separated the pseudogleys both from gley-soils and from podzols. He considered that they differed from podzols by not having illuvial horizons of humus or sesquioxides, while the pale coloured surface horizon and the concretions were ascribed to surface hydromorphy. The surface waterlogging in spring followed by a relatively dry summer was considered as essential for the development of pseudogley soils. In the United States, it was realized that the "grey-brown podzolic" unit had come too broad so that, in the new classification, soils with "degraded" textural B horizons were separated as "glossic" groups or subgroups within different suborders of the alfisols (Soil Survey Staff, 1960—1967).

Through international correlation a relationship was established between derno-podzolic soils of the USSR, some of the pseudogley soils in Germany (Mückenhausen, 1963), and glossic soils in the USA (Smith, 1962). Indeed, numerous descriptions and field observations of derno-podzolic soils point to the penetration of eluvial material in the lower parts of the profile. Already in 1911, Glinka described podzolisation "invading the reddish brown mass (B horizon) in the form of whitish spots and veins". Rode (1930) reported strongly podzolised soils in which the A2 penetrates into the B horizon in the form of "tortuous tongue-like projections and streaks"; the B horizon is described as a heavy loam with polyedral structure and in which the aggregates are separated from one another by fine layers of clay particles showing as a kind of "polish" on the ped surfaces. The latter part of the description clearly points to the presence of clay skins. Joffe (1932) described "loamy podzols" with B horizons of dull brown colouration showing light and dark streaks or veins, pocket-like on top and extending deeper in tongue-shaped fashion.

Soils with "degraded" textural B horizons are known under a number of different names: derno-podzolic soils in the USSR (pp) (Tavernier, 1960); sols podzoliques lessivés à pseudogley (pp) (Duchaufour, 1968) and sols lessivés dégradés (Fedoroff, 1968) in France; sols podzoliques (Dudal, 1953) or sols à B textural dégradé

Institutul Geologic al României

(De Coninck et al., 1968) in Belgium; Pseudogley-Parabraunerde (Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde, 1965) and Fahlerde (pp) (Ehwald et al., 1966) in Germany; soluri podzolice argilo-iluviale pseudogleice şi pseudogleizate (pp) (Chiritza et al., 1967; Florea et al., 1968); illimerizovana puda (podzolovana) (pp) in Czechoslovakia (Němeček et al., 1967); glossudalfs, glossoboralfs, glossaqualfs in the USA (Soil Survey Staff, 1960—1967).

"Glossic degradation" of textural B horizons is generally connected with strong depletion of bases and severe acidification, at least in the upper part of the profile. This acidification has often been related to the presence of poorly decomposed organic matter in the surface layers. However, occasional waterlogging seems to play an important role, possibly even more important than the one ascribed to raw humus. Soils with degraded B horizons do occur extensively in cold areas where seasonal surface wetting is due to melting snow in spring, e.g. in the north-eastern United States and the southern taiga of the USSR. In the United States, this surface hydromorphy is combined with a slow decomposition of organic matter. In the southern taiga of the USSR, however, the so-called sod-forming process assures a relatively better biological activity, which seems to indicate that surface hydromorphy is a more important factor in causing the break down of the B horizon. Soils showing glossic degradation in temperate climates are often found in combination with fragipan (Dudal, 1953; Giles, 1958; Jamagne, 1964) or compacted B horizons, which induce a slowing down the internal soil drainage. Though the formation of raw humus and the appearance of thin podzols immediately underlying the organic matter layer (Cline, 1949; Dudal, 1953) may be a secondary process resulting from the acidification, it is obvious that factors which slow down the decomposition of organic matter, such as cold climatic conditions or certain types of vegetation (Dudal, 1953; Dzhaharov, 1967) reinforce the degradation process.

Within the reach of former periglacial belts, certain medium and fine textured soils show a pattern, sometimes extending to a great depth, of vertical and horizontal fissures. These fissures can often be related to frost action and should not be mistaken for glossic degradation features. However, both phenomena are often combined since the break down of the upper part of the B horizon seems rather common in soils which have previously been compacted by frost action. The morphological expression of both processes, however, can easily by distinguished.

Institutul Geologic al României

4. **"Claypan formation".** The study of soils with strongly expressed textural differentiation revealed that textural profiles cannot always be ascribed to argilluviation only.

In 1934, Smith suggested that the development of so-called "claypans" was essentially due to the formation of colloidal material in place and to its flocculation in the presence of electrolytes from stagnant groundwater. Nikiforoff and Drosdoff (1943) attributed the strong textural differentiation whithin a claypan soil to the destruction of a large part of the clay minerals, especially of the montmorillonite group, in the upper part of the profile, and considered that the A2 horizon could be the product of "degradation" of the claypan. In France, Servat (1966) suggested that in certain instances textural differentiation is due to lateral movement and is not necessarily related to illuvial clay accumulation. In order to distinguish these two processes he introduced the term "sols lavés" in opposition to "sols lessivés". In Pakistan, Brinkman[5] reported prominent bleaching and textural differentiation in the surface layers of heavy materials to result from a destruction of clay in the upper part of soils subjected to alternating waterlogging and drying. Brammer (1964) surveyed large areas of such soils in the eastern part of the country. In the USSR, Rozanov (1957) pointed out that strong bleaching of surface horizons, accompanied by marked textural differentiation, takes place under the influence of excess surface water rather than through podzolisation.

On the basis of the strongly leached surface horizon overlying a layer of clay or cemented material at varying depth below the surface, a number of these soils have been named after the podzolic terminology, e.g. Molkenpodzols (pp) (Kubiëna, 1953), clay podzols (pp) (Georgievski, 1888), gley podzols (pp) (Frosterus, 1912; Mückenhausen, 1962), sols podzoliques à pseudogley (pp) (Bornand et al., 1968), podbels (Liverovski, Roslikova, 1962), gley meadow podzols (Nikiforoff, 1937), strongly surface gleyed sod podzolic soils (pp) (Ufimtseva, 1968), pseudo-podzols or pseudo-podzolic soils (D'Hoore, 1964; Gerasimov, 1960), parapodzols (Filipovski, Ćirić, 1969), bluff podzols (Moss, St. Arnaud, 1955) salt earth podzols (Kubiëna, 1953) and podzolic solodized soils (Gorshenin, 1955).

---

[5] Brinkman R. (1969). Personal communication. Soil Survey Project of Pakistan, FAO/UNDP, Lahore.

Institutul Geologic al României

In 1938, the term "planosol" was coined in the United States (B a l d w i n et al., 1938) in order to separate "claypan soils" from soils in which textural differentiation is due mainly to argilluviation or podzolisation. The name planosol is connotative of level relief and restricted surface drainage which prevail in the areas where these soils are found.

Planosols have been distinguished under a number of other names, e.g. Pseudogley-Pelosols (Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde, 1965), paragleys (G e r a s i m o v a, 1968), Stagnogleys (pp) (Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde, 1965), soluri podzolice pseudogleizate (pp) (C h i r i t z a et al., 1967), sols lessivés à pseudogley avec horizon B de couleur foncée (C o n e a et al., 1964), pseudo-podzolised smolnitzas and pseudo-podzolised cinnamonic soils (K o i n o f f, 1966), brunizems planosolicos (FAO, 1966 b), low humic gley soils (D u d a l, M o o r m a n n, 1964), beidzhan-tu (F i l i p o v s k i, Ćirić, 1969), solos argiluviados para-hidromorficos (C a r v a l h o C a r d o s o, 1965), duplex soils with bleached A2 horizons (N o r t h c o t e, 1965), epihydromorphic soils (pp) (G r a č a n i n, 1969), vertisols dégradés (B o c q u i e r, 1964), Staublehme (F i n k, 1964), albaqualfs and argialbolls (Soil Survey Staff, 1960—1967). It is felt that a number of soils which have been called solods or solodized are only a special case of planosols, in which the seasonal surface waterlogging is due to the imperviousness of the sodium clay in the B horizon. Such planosol-solod "intergrades" have been described in the Kenya highlands (T h o r p, B e l l i s, 1960).

The factors which favour the formation of planosols are those which induce poor external and internal drainage during some period of the year. As a result, they are generally found in level topography, on heavy textured or compacted materials and under climatic conditions which cause surface wetting alternating with drought. These conditions may be met in a wide range of environments. Under different names, as referred to above, planosols have been identified in mediterranean climates (e.g. Portugal), under cool temperate conditions (e.g. central France), in warm temperate regions (e.g. Bulgaria, Romania and Transcarpathian USSR), under strongly continental climates (e.g. W. Siberia), in grassland regions (e.g. Argentina, the United States, N. E. China and the maritime region of E. USSR), in certain tropical areas (e.g. N. E. Thailand and E. Pakistan), in arid areas where surface wetting is caused by seasonal flooding (e.g. in the Chad basin). It should be noted that although overall climatic conditions in these regions are different, they

Institutul Geologic al României

all have a common soil climate characterized by an alternation of strong wetting and drying.

With regard to internal drainage conditions, it has been observed that reduced permeability in the subsurface horizons may be due to either originally heavy textured parent materials, presence of swelling clays, strong argilluviation, high sodium percentage in the exchange complex, compaction resulting from periglacial phenomena or to a combination of several of these factors. When argilluviation is active in materials containing swelling clays, oriented clay skins are not necessarily prominent since they smear out over ped surfaces with successive churning (F e d o r o f f, 1968).

Marked textural differentiation within a soil may be caused by original stratification in the parent materials, as has been indicated by G e r a s i m o v (1960) in his description of "pseudopodzols" on binary deposits in Poland and in the USSR. Although stratification may speed up the formation of "pseudopodzols", the binary nature of parent materials may not be an essential prerequisite for their development. It is felt that in many instances, lithological discontinuities have been invoked to explain textural differentiations within soils which can now be ascribed to pedogenetic processes. It should be noted that G e r a s i m o v makes a clear separation between podzols, forming under forest vegetation, and the pseudopodzols which are also found under cultivation and in grasslands. It appears however that the term "pseudo-podzolisation" covers the two processes described above under the headings argilluviation and "claypan formation".

AN INTERNATIONAL APPROACH

Over the years the podzolic terminology has been applied to a number of strikingly different soils. If soil nomenclature is to be a scientific means for conveying precise concepts and be connotative of well defined sets of characteristics, it is essential that the "podzolic" terminology be used in accordance with a specific meaning and that other terms be adopted for soils which, although having an external resemblance to podzols, have different properties, distribution and genesis. The extreme variety of names used in different languages and in different soil classification systems clearly indicates that the problem can be solved only by a genuine international approach.

Though a number of soil correlation meetings, an intensive study of literature and a great amount of field observations, it has been at-

Institutul Geologic al României

tempted, in the framework of the FAO/UNESCO Soil Map of the World Project, to correlate the soil units which have been recognized in different parts of the world and to promote the adoption of a unified nomenclature for international use.

A list of 97 soil units (D u d a l, 1968—1969), defined in terms to precise criteria, has been drawn up on the basis of present knowledge of the genesis, characteristics and distribution of the major soils covering the earth's surface. The nomenclature used is inspired as much as possible from traditional and popular soil terminology. Certain names, however, though firmly established in current soils literature, such as "podzolic soils" e.g., could no longer be used without perpetuating the confusion which different use of these terms in different countries had created. Furthermore, new names were needed to cover new concepts which have been developed during the last two decades. The selection of these names has been guided by the requirements of an international terminology which should not change markedly with translation.

The "podzolic" soils as dealt with above fall under five main divisions of the Soil Map of the World legend :

Podzols (from Russian *pod*, under, and *zola*, ash) : this name is restricted to soils having a B horizon of iron or aluminium or humus accumulation, or either in combination, formed under the influence of agressive organic matter compounds.

Luvisols (from L. *luvi*, perfect tense of *luo*, to wash, "*lessiver*") : soils in which a dominant soil forming process is argilluviation, that is translocation of fine clay, whithout destruction, and of the ferric iron bound to it.[6]

Acrisols (from L. *acris*, very acid) : soils in which argilluviation is accompanied by intense weathering resulting in strong depletion of bases and primary minerals.

Podzoluvisols[7] (from Russian *podzol* and L. *luvi*, perfect tense of *luo*, to wash, "*lessiver*") : soils in which argilluviation is followed by a progressive break down of the upper part of the B horizon.

---

[6] For soils in which argilluviation is active but is not a dominant soil forming process, the presence of textural differenciation is indicated with the adjective „*luvic*", e. g. Luvic Chernozems, Luvic Xerosols, etc.

[7] The term „*Podzoluvisols*" is proposed in respect of the precedence of the podzolic nomenclature which has originally been applied to these soils. New insight in their formation, however, may prove that the „podzolic" connotation of this name is not fully justified.

Institutul Geologic al României

Planosols (from L. *planus*, flat, level) : soils with marked textural differentiation and bleached surface horizons related to seasonal surface waterlogging.

The brief descriptions given above are *not* definitions but aim merely at indicating which of the "podzolic" soils have been classified in these major divisions. In accordance with the more specific characteristics of the different soils which have been grouped under each of these headings, a further subdivision has been made into soil groups, 5 for the Podzols, 7 for the Luvisols, 5 for the Acrisols, 4 for the Podzoluvisols, 5 for the Planosols (D u d a l, 1968—1969). It would be beyond the scope of this paper to go into further detail on each of these groups. However, it is worth mentioning that they have been distinguished on the basis of knowledge on their formation as reflected by their morphology and relationships to the environment in which they occur.

It is realized that the definitions and nomenclature of soil units proposed to be used for the FAO/UNESCO Soil Map of the World present a great number of weaknesses and have been subject to criticism. It should be stressed however that they can be improved only by an international co-operation and that they constitute only a first step towards reaching a general agreement on a common scientific language which, it appears more and more, is becoming a need for the further progress of soil science and its widespread application. The study presented here on "podzolic" soils illustrates the fact that the newly proposed units are not just arbitrary subdivisions but that they have been defined against a background of morphological, genetical and soil geographical studies. No attempt was made to present the 97 soil units according to taxonomic hierarchy. Indeed, the levels of generalization at which these different soils are recognized in existing soil classification systems varies widely in relation to the importance which is attached by different schools to the various diagnostic soil characteristics. The proposed soil units could however be arranged according to the taxonomic rules adopted in each of the major soil classification systems and in this way establish a common denominator between them.

CONCLUSIONS

1. If soil names are to have a scientific meaning, the use which has been made of the names podzol, podzolic and podzolised needs to be seriously reconsidered. This problem is not limited to "podzolic" soils but applied, equally well to a number of other soil groups.

Institutul Geologic al României

2. It appears that bleached or pale surface horizons are not necessarily developed by podzolisation but may also formed by argilluviation or seasonal surface waterlogging, or both. As a result, certain soils which have been classified as "podzolic" have to be reclassified and renamed (e.g. as Luvisols, Acrisols, Podzoluvisols or Planosols). Such adjustments should not be considered as a break with tradition but as a reflection of dynamic progress in soil science.

3. Podzolisation is not always accompanied by the formation of bleached horizons. Consequently, the intensity of podzolisation is not necessarily indicated by the degree of bleaching of the surface or subsurface horizons. On the other hand, bleached horizons may be obliterated by cultivation. It is therefore necessary that podzols be defined in first place on the characteristics of their B horizon rather than on the nature of their A horizons.

4. Marked textural profiles in soils may not be the result of argilluviation only. It appears that seasonal surface waterlogging alternating with drying may be an important process in their formation. Furthermore, it seems that in certain environments illuvial clay accumulation is only temporary stage in soil formation and that it may be followed by a progressive break down of the B horizon. Both these processes seem to warrant the separation at high level of the soils in which they play an important role (Planosols and Podzoluvisols respectively).

5. Although soils have major zones of distribution it appears that their development and occurence may result from different combinations of soil forming factors which are not necessarily bound to present day climatic zones.

6. In order to promote comparative studies and the transfer of experience and knowledge over country boundaries, it is highly desirable that an international agreement be reached on a common classification and nomenclature of soils. An attempt has been made, within the FAO/UNESCO Soil Map of the World Project, to prepare a comprehensive list of the major soils covering the earth's surface, taking into account present knowledge on their characteristics, genesis and relationships to environmental conditions. The proposed subdivision and nomenclature are in no way meant as a substitute for existing soil classification systems and names, but they could be used as a common denominator with a view to strengthening international understanding.

Institutul Geologic al României

REFERENCES

Ameryckx J. (1960) La pédogenèse en Flandre sablonneuse. *Pédologie*, Gand. X : 124—190.

Aubert G. (1938) In : A. Demolon, La Dynamique du Sol, 2nd. ed. Dunod, Paris.

— Duchaufour Ph. (1956) Projet de classification des sols. *Comptes rendus 6ème Congr. Int. Sci. Sol.* Paris, E 597—604.

Baldwin M. (1928) The gray-brown podzolic soils of the Eastern United States. *Proc. and Papers*, 1 *st. Int. Congr. Soil. Sci.* 4. 276—282.

— Kellogg C. E., Thorp J. (1938) Soil classification. In : Soils and Men, Yearbook of Agriculture, United States Department of Agriculture, Washington.

Bennema J. (1956) Classification of Brazilian soils. FAO/EPTA, 2197, 83 p. Rome.

Bloomfield G. (1953—1955) A study of podzolization. I—VI, *J. of Soil Sci.*, 4, 5, 6.

Bocquier G. (1964) Présence et caractères des solonetz solodisés tropicaux dans le bassin tchadien. *Comptes rendus 8-ème Congr. Int. Sci. Sol*, V. 76 : 687—695, Bucarest.

Bornand M., Callot G., Favrot J. C. (1968) La carte pédologique du Val d'Allier au 1/100.000. *Bull. Ass. franc., Étude Sol*, 6 : 21—29.

Brammer H. (1964) The soils of East Pakistan in relation to agricultural development. *Pak. J. Soil Sci.*, II, 1.

Carvalho Cardoso de J. V. (1965) Os solos de Portugal. 1—A .Secretaria de Estado da Agricultura, Direcçao Geral dos Serviços Agricolos 362 p., Lisboa.

Cernescu N. C. (1934) Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie, *St. tehn. econ. seria C*, 2, București.

Chiritza C. D., Păunescu C., Teaci D. (1967) Solurile României. Ed. Agrosilvică, 179 p., 100 plates. București.

Cline M. G. (1949) Profile studies of normal soils of New York. I, *Soil Sci.*, 68 : 259—272.

Conea Ana, Popovăț Angela, Rapaport Camelia (1964) Les „Smonitzas" (Vertisols) et leurs termes de transition vers d'autres types de sols au sud de la Roumanie. *Trans. 8th Int. Congr. Soil Sci.*, V, 30 : 263—274, Bucharest.

Crompton E. (1956) The environmental and pedological relationships of peaty gleyed podzols. *Comptes rendus 6ème Congr. Int. Sci. Sol*, E : 155—161, Paris.

De Bakker H. Schelling J. (1966) Systeem van bodemclassificatie voor Nederland. Soil Survey Institute, Wageningen, 217 p.

De Coninck F. (1967) Aspects physico-chimiques de la pédogenèse en Campine Anversoise. Thèse, Laboratoire de physico-chimie minérale, Louvain.

— Herbillon A. J., Tavernier R., Fripiat J. J. (1968) Weathering of clay minerals and formation of amorphous material during the degradation of a Bt horizon and podzolisation in Belgium. *Trans. 9th Int. Congr. Soil Sci.*, IV : 353—365, Adelaide.

D'Hoore J. L. (1964) Soil map of Africa, scale 1 : 5,000,000 Explanatory Monograph. CCTA, 93, 205 p., 6 maps, Lagos.

Dokuchaev V. V. (1879) Cartography of Russian soils. In : Collected Works, 2, Acad. Sci., USSR, Moscow.

Duchaufour Ph. (1968) L'évolution des sols, essai sur la dynamique des profils. Masson et Cie. 94 p, Paris.

Institutul Geologic al României

— Souchier B. (1968) Note sur la migration sélective de l'aluminium dans les sols cryptopodzoliques. *Comptes rendus*, Acad. Sci., 266: 204—206, Paris.

Dudal R. (1953) Étude morphologique et génétique d'une séquence de sols sur limon loessique. Agricultura. I/2/2: 119—163, Louvain.

— Moormann F. R. (1964) Major soils of Southeast Asia. *J. trop. Geogr.*, 18: 54—80.

— (1968—1969) Definitions of soil units for the soil map of the world and Supplement, World Soil Resources Reports, 33, 72 p. and 37, 10 p. FAO, Rome.

Dzhaharov B. A. (1967) Influence of beech forests on soil formation. *Soviet Soil Sci.*, 9: 1200—1208.

Edelman C. H. (1960) Podzols forestiers et podzols de bruyère. *Pédologie*, X, 2: 229—249, fig. 7.

Ehwald E., Liberoth I., Schwanecke W. (1966) Zur Systematik der Böden der Deutschen Demokratischen Republik besonders im Hinblick auf die Bodenkartierung. Deutsche Akademie der Landwissenschaften, XV, 18, 96 p, Berlin.

Fedoroff N. (1968) Genèse et morphologie de sols à horizon B textural en France Atlantique. *Science du Sol*, I: 29—65.

Filipovski G., Ćirić M. (1969) Soils of Yugoslavia (Zemljista Yugoslavye). *Yugoslav Soc. Soil Sci.*, 9, 500 p. Belgrade.

Fink J. (1964) Die Böden Niederösterreichs. Jahrbuch für Landeskunde von Niederösterreich, 36, 965—988.

Florea N., Munteanu I., Rapaport C., Chiţu C., Opriş M. (1968) Geografia solurilor României. Editura Ştiinţifică, 509 p. Bucureşti.

Frei E., Cline M. G. (1949) Profile studies of normal soils of New York. II, *Soil Sci.*, 68: 333—344.

Fridland V. M. (1958) Podzolisation and illimerization. *Pochvovedenye*, 1: 27—38, (in Russian).

Frosterus B. (1912) Geologiska Kommissionen in Finland. *Geotekniska Meddelanden*, 10.

Gallacher P. H., Walsh T. (1942) Alkaline Podzols, *Proc. Roy. Irish Acad.*, 47 (B) 8: 205—249.

Georgievski A. (1888) Angaben über rüssische Bodenuntersuchungen. Kreis Luga (Gvt. St. Petersburg), IV.

Gerasimov I. P. (1960) Gleyey pseudo-podzols of Central Europe and the formation of binary surface deposits. Soils and Fertilizers, XXIII, 1: 1—7 (translated from Russian: *Izv. Akad. Nauk., ser. geogr.*, 1959, 3: 20—30).

— Ilina L. P. (1960) Recent volcanic activity and soil formation in Kamchatka. *Izv. SO AN*, SSSR, 10 (in Russian).

Gerasimova M. I. (1968) Types of gley phenomena in Carpathian foothill soils. *Trans. 9th Int. Congr. Soil Sci.* IV: 433—439, Adelaide.

Giles L. H. (1958) Fragipan and water-table relationships of some brown podzolic and low humic gley soils. *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.*, 22, 560—565.

Glinka K. (1911) *Pochvovedenie*, 13: 17—48, In: Tavernier R. and Smith G. D., 1957 (83).

Gorshenin K. P. (1955) Soils of Southern Siberia (from the Urals to the Baykal). *Izv. An.* SSSR, In: Ufimtseva K. A. 1968 (85), Moscow.

Gračanin M. (1969) Zur Klassifikation Hydromorpher Böden. *Bull. scient.*, section A, 14, 3—4: 78 — 79.

Institutul Geologic al României

Hallsworth E. G., Costin A. B., Gibbons F. R. (1953) Studies in pedogenesis in New South Wales. VI. On the classification of soils showing features of podzol morphology. *J. Soil Sci.*, 4.2 : 241—256.

Ivanova E. N. (1956) Essai de classification générale des sols. *Comptes rendus, 6ème Congr. Int. Sci. Sol.* E : 387—394, Paris.

Jamagne M. (1964) Introduction à une étude pédologique dans la partie nord du bassin de Paris. *Pédologie*, XIV, 2 : 228—342, Gand.

Joffe J. S. (1932) Soil profile studies. IV. Morphological and chemical evidence on podzolisation. *Soil Sci.* 33 : 217—237.

Koinoff W. (1966) Soils with mediterranean character in Bulgaria. *Trans. Conf. Medit. Soils*, Soc. Esp. Ciencia del Suelo, 156—162, Madrid.

Kovda V. A. (1934) Contribution to the geography of the podzol stage of soil formation. *Trudy Pochvennovo Instituta AN*, 10, 2 (in Russian).

Krauss C. (1928) Die sogenannten Bodenerkrankungen. *Jahresber. Deutsch. Forstvereins.*

Kubiëna W. L. (1953) The soils of Europe. Thomas Murby and Co., 317 p, London.

Liverovski Yu. A., Roslikova V. I. (1962) Genesis of some meadow soils in the maritime territory. *Soviet Soil Sci.*, 8 : 814—823.

Lyford W. H. (1952) Characteristics of some podzolic soils of the northeastern United States. *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.*, 16, 3 : 231—235.

Mancini F. (1960) Carta dei suoli d'Italia, scale 1 :1,500,000. Agricoltura, Inst. Tecn. Propag. Agr., Roma.

Milfred C. J., Olson C. W., Hole F. D. (1967) Soil resources and forest ecology of Monominee county, Wisconsin. Bulletin 85, *Soil Series* 60, The University of Wisconsin, Madison.

Moss H. C., St. Arnaud R. J. (1955) Grey wooded (podzolic) soils of Saskatschewan, Canada. *J. Soil Sci.*, VI, 2 : 293—311.

Mückenhausen E. (1962) Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland. *Wissenschaftliche Schriftenreihe des AID.* Bad Godesberg, XIV, 146. p.

— (1963) Le Pseudogley. *Science du Sol*, 1 : 1—8.

Muir A. (1961) The podzol and podzolic soils. *Adv. Agr.*, 13 : 1—53.

Muir J. W. (1969) A natural system of soil classification. *J. Soil Sci.*, 20, 1 : 153—166.

Nemeček J. et al. (1967) Handbook of the large-scale mapping of agricultural soils in Czechoslovakia. Ministry of Agriculture, 246 p, Prague.

Nikiforoff C. C. (1937) Soils of the phaneropodzolic group in Western Oregon, *Soil. Sci*, 44 : 447.

— Drosdoff M. (1943) Genesis of a clay pan soil, II, *Soil Sci.*, 56 : 43—62.

Northcote K. H. (1965) A factual key for the recognition of Australian soils (2nd ed.) C.S.I.R.O., Div. Soils 2/65, 112 p, Adelaide.

Pohlen I. J. (1962) Soil classification in New Zealand. *Trans. Int. Soil Conf.*, Soil Bureau, D.S.I.R., 440—452, Wellington.

Reuter G. (1962) Lessivé-Braunerde Interferenzen auf Geschiebemergel. *Z. Pflanzenernähr., Düng. Bodenkunde*, 98 : 240—246.

Rode A. A. (1930) An excursion to the Lisino experimental forest, II, *Congress Guide*, Dokuchaev Inst. Soil Sci. In : Muir A., 1961 (64), Leningrad.

— (1937) The process of podzolisation. Acad. Sci. 454 p. (in Russian), Moscow-Leningrad.

Rozanov B. G. (1957) The nature of the contact between the bleached horizon of soils on binary parent materials. *Pochvovedenie*, 6. In. : Gerasimov I. P., 1960 (42).

Institutul Geologic al României

Servat E. (1966) Sur quelques problèmes de cartographie pédologique en région méditerranéenne. *Comptes rendus Conf. Sols Médit.*, Soc. Esp. Ciencia del Suelo, 407—411, Madrid.

Sibirtzev N. M. (1900) *Pochvovedenye* (text book) Quotations from 2nd ed., 1900, Fralova, St. Petersburg. In: Muir A., 1961—(64).

Smith G. D. (1934) Experimental studies on the development of heavy claypans in soils. *Research Bull.* 210, Agr. Exp. St., Col. Agr., Univ. Missouri.

— (1962) Correlation of soils in Europe and North America. First Soil Correlation Seminar for Europe. World Soil Resources Reports, 3: 39—42, FAO, Rome.

Stefanovits P., Szucs L. (1961) Magyarország genetikus talajtérképe. OMMI, I, 1, 103 p.

Stephens C. G. (1962) A manual of Australian soils. 3rd edition. C.S.I.R.O., 61 p., 48 fig, Melbourne, Australia.

Stobbe P. C., Wright J. R. (1959) Modern concepts of the genesis of podzols. *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.*, 23: 161—164.

Tavernier R. (1960) La carte des sols de l'Europe. *Pédologie*, X, 2: 324—347, Gand.

— Smith G. D. (1957) The concept of Braunerde (Brown Forest soil) in Europe and the United States. *Adv. Agr.*, IX: 217—289.

Thorp J., Bellis E. (1960) Soils of the Kenya Highlands in relation to landform. *Trans. 7th Int. Congr. Soil Sci.*, IV: 329—334, Madison.

Ufimtseva K. A. (1968) Present and relict properties of West Siberian Lowland soils. *Soviet Soil Sci.*, 5: 586—594, Moscow.

Vysotzki G. N. (1899) *Pochvovedenye*, 1: 36—44 (in Russian).

Wortmann H., Maas H. (1954) Aussergewöhnlich starke Humuspodsole bei Haltern/Westfalen. *Z. Pflanzenähra. Düng. Bodenkunde*, 65 (109) 1: 15—16.

Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde (1965) Die Bodenkarte 1: 25.000, Anleitung und Richtlinien zu ihrer Herstellung, 134. p, Hannover.

Food and Agriculture Organization of the United Nations (1966 a) Fifth meeting of the Advisory Panel on the Soil Map of the World. World Soil Resources Reports, 29, 33 p, Rome.

Food and Agriculture Organization of the United Nations (1966 b) Meeting of the Soil Correlation Committee for South America. World Soil Resources Reports, 30, 66 p Rome.

U.S.D.A., Soil Survey Staff, Soil Conservation Service (1960—1967) Soil classification, a comprehensive system (7 th Approximation) and subsequent supplements. 265 p, Washington.

90 ANNÉES DE SOLS „PODZOLIQUES"

(Résumé)

Dans les 90 années qui se sont écoulées depuis l'introduction dans la littérature pédoloqigue du terme „podzol" par Dokuchaev (1879), le nom de podzol ainsi que les formes adjectivales dérivées ont été attri-

Institutul Geologic al României

bués à un très grand nombre de sols, développés dans des milieux très différents. Les raisons qui ont déterminé la classification de ces sols comme „podzoliques" suggèrent les critériums qui doivent être pris en considération pour les renommer et les reclassifier, en concordance avec les différences existentes dans leurs morphologie et genèse.

On présente les processus qui sont à l'origine des sols classifiés dans de divers pays comme „podzoliques", à savoir : la vraie podzolisation (dans l'acception actuelle du terme), l'argilluviation ou le lessivage, la dégradation glossique et la formation des horizons B imperméables (clay pans). La nécessité d'élaborer une classification et une nomenclature, qui doivent tenir compte de ces différences, s'impose. Il est à souhaiter que, pour promouvoir des études comparatives et des échanges d'expérience et de connaissance, les spécialistes du monde entier arrivent à un accord quant à ces classifications et nomenclatures.

Une proposition dans ce sens est représentée par la liste compréhensive des principaux sols du monde, élaborée pour la carte des sols du monde par la FAO/UNESCO. Dans la liste, les sols nommés jusqu'à présent „podzoliques" sont divisés en 5 unités principales : *podzols*, sols ayant un horizon B d'illuviation du fer ou de l'aluminium ou de l'humus ou des combinaisons de ceux-ci, formés sous l'influence des composants de matière organique agressifs, *luvisols*, dont le processus de genèse est dominé par l'argilluviation ; *acrisols*, dans la formation desquels l'argilluviation est accompagnée par une altération intense, résultant un appauvrissement en bases et en minéraux primaires ; *podzoluvisols*, dans lesquels l'argilluviation est suivie par un morcellement progressifs de la partie supérieure de l'horizon B ; *planosols*, caractérisés par une différenciation texturale marquée et par des horizons de surfaces blanchâtres, dus à la stagnation saisonière de l'eau à la surface du sol.

---

90 DE ANI DE SOLURI „PODZOLICE"

(Rezumat)

În cei 90 de ani care au trecut de la introducerea în literatura pedologică a termenului de „podzol" de D o k u c e a e v (1879), numele de podzol, ca și formele adjectivale derivate au fost date unui foarte mare număr de soluri, evoluate în condiţii foarte variate. Din analiza motivelor

Institutul Geologic al României

care au dus la clasificarea acestor soluri ca „podzolice", sînt sugerate criteriile care pot sta la baza redenumirii şi reclasificării lor, în concordanţă cu diferenţele existente între ele din punct de vedere morfologic şi genetic.

Sînt discutate procesele prin care s-au format solurile clasificate în diferite ţări ca „podzolice" şi anume: procesul de podzolire (în accepţia actuală a termenului), de argiluviere sau lesivaj, de degradare glossică şi de formare a orizonturilor B impermeabile (clay pan).

Rezultă necesitatea de a se ajunge la o clasificare şi o nomenclatură care să reflecte aceste deosebiri. Este util în scopul promovării studiilor comparative, ca şi al schimbului de experienţă şi de cunoştinţe, ca această clasificare şi nomenclatură să fie acceptată la nivel internaţional.

O propunere în acest sens o constituie lista comprehensivă a principalelor soluri ale lumii, întocmită în cadrul Proiectului hărţii solurilor lumii a FAO/UNESCO. În această listă solurile cuprinse pînă în prezent sub denumirea de „podzolice" sînt împărţite în 5 unităţi principale: *podzoluri*, cuprinzînd solurile avînd un orizont B de acumulare a fierului sau aluminiului sau humusului sau a acestora împreună, formate sub influenţa unor compuşi de substanţă organică agresivi; *luvisoluri*, al căror proces genetic dominant este iluvierea de argilă; *acrisoluri*, în a căror formare argiluvierea este însoţită de o alterare puternică rezultînd o spălare intensă a bazelor şi o alterare puternică a mineralelor primare; *podzoluvisoluri*, în care argiluvierea este urmată de o fărîmiţare progresivă a părţii superioare a orizontului B; *planosoluri*, caracterizate printr-o mare diferenţiere texturală şi prin orizonturi de suprafaţă albicioase rezultînd din stagnarea temporară a apei la suprafaţa solului.

Institutul Geologic al României

Redactor: MARGARETA PELTZ
Tehnoredactori și corectori: VIORELA ANASTASIU, OVIDIU RIFAAT
Traduceri: MARIANA SAULEA, MARGARETA HÂRJEU
Ilustrația: V. NITU

Dat la culeș: ian. 1970. Bun de tipar: iunie 1970. Tiraj: 950 ex. Hîrtie scris I A. Format 70 × 100/56 g. Coli de tipar: 38,5. Com. nr. 59. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058).

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația"
str. Brezoianu nr. 23–25, București – România.

Institutul Geologic al României