

Zur Mikromorphologie und Genese von Paläoböden aus Löss im Karpatenbecken

A. BRONGER

Geographisches Institut der Universität, Kiel, B.R.D.

In den Jahren 1966 bis 1968 konnte ich u.a. mehrere große Lößaufschlüsse im Karpatenbecken insbesondere entlang der Donau studieren. Von allen fossilen Böden und unterlagernden Lössen der in Abb. 1 dargestellten Lößprofile wurden Proben für mikromorphologische, chemisch-physikalische und tonmineralogische Untersuchungen genommen. Hier soll ein erster zusammenfassender Bericht über mikromorphologische Beobachtungen gegeben werden. Zur Auswertung gelangten dabei über 200 Dünnschliffe.

Die Mikromorphologie ist für die typologische Zuordnung von Paläoböden als Ausdruck ihrer Genese deshalb von besonderer Wichtigkeit, weil diese meistens gekappt, ferner sekundär aufgekalkt und dadurch in ihrem Chemismus (z.B. Sättigungs-, pH-Werte) weitgehend verändert wurden. Selbst bei vollständig erhaltenen Profilen erschwert der Abbau der organischen Substanz, damit eine Entfärbung die Ausgliederung von Horizonten, so daß viele Kriterien für die bodentypologische Einordnung von rezenten Böden bei fossilen Böden nur noch mit Vorbehalten oder gar nicht mehr anwendbar sind [2].

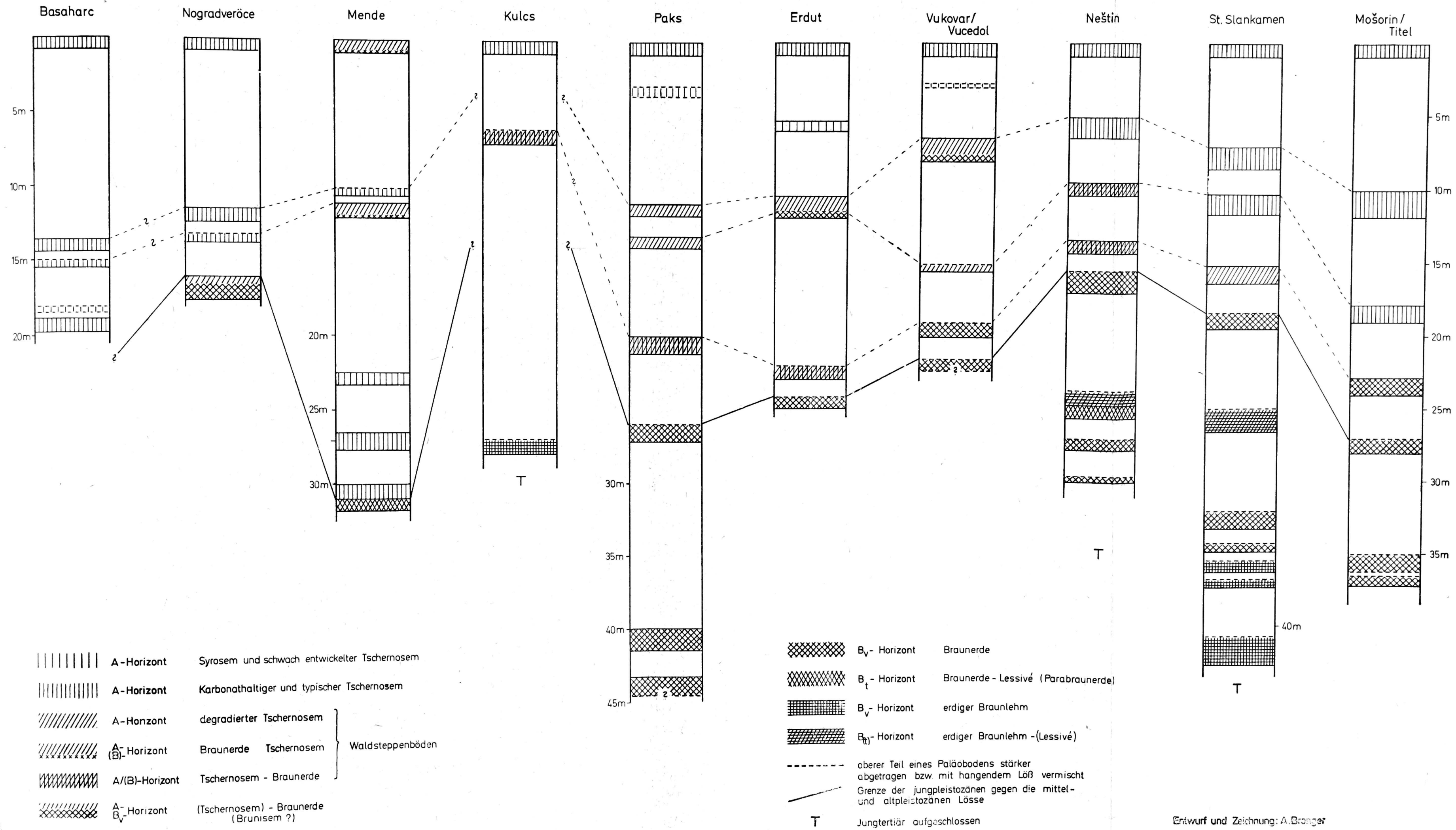
Neben den Befunden im Gelände erfolgte die Einordnung der Paläoböden aus Löß zu Typen bzw. Subtypen deshalb nach den mikromorphologischen Merkmalen, wie sie vor allem von Kubiëna [5-7] herausgearbeitet worden sind. Hervorgehoben sei dabei, daß eine sichere Unterscheidung von Braunerde und Braunerde-Lessivé (Parabraunerde) m.E. nur auf mikromorphologischen Wege möglich ist: die Braunerde ist danach charakterisiert durch eine gute Durchflockung der Schlämmstoffe; die Hohlräume zwischen den meist schorfig-krümelig (bis scharf umgrenzten) Aggregaten sind durch die oft beträchtliche Auflast jedoch stark reduziert, besonders, wenn sie höheres Alter und größere Tongehalte aufweisen [2]. Neben diesen Merkmalen tritt beim Braunerde-Lessivé besonders in den Leitbahnen ein sehr bewegliches leuchtend eigelb bis ockerbraunes, unter +N stark doppelbrechendes, oft noch in Schichten abgelagertes Braun-

lehm-Teilplasma auf als Ausdruck stärkerer Verlagerung von Feintonsubstanz ($< 0,2 \mu$), das sich vom Braunerde-Grundgefüge scharf absetzt (Abb. 6). Dagegen zeigt sich in der Braunerde trotz einer in unseren Beispielen beträchtlichen Tonmineralneubildung von 15-20% lediglich eine Orientierungsdoppelbrechung in einigen Teilen des Gefüges, und ganz selten winzige Teilchen von Fließplasma, die meist bereits granuliert sind, (mit stärker abgenommener Doppelbrechung), so daß eine nennenswerte Tonverlagerung über größere vertikale Distanzen nicht stattgefunden hat.

Bei einer größeren Zahl der untersuchten Böden sind braunlehmreiche Waldböden im Gegensatz zu den rezenten Vertretern dieser Bodenklasse (aus Löß) häufig, so daß Übergänge von Braunerdegefüge zum erdigen Braunlehmgefüge bestehen (Abb. 5). Fast kontinuierlich sind in den hier als Jungpleistozän bezeichneten Abschnitten die Übergänge zwischen Steppenböden und der Braunerde, besonders bei makroskopischer Betrachtung infolge des Abbaus von Humusstoffen. Die braune Verfärbung bei den Steppen- und Waldböden, (die bis in die 7,5 YR-Skala reichen kann), führte besonders bei Vorhandensein von Krotowinen zur Vermutung bzw. Annahme des Vorhandenseins von Kastanosemen [4, 9], was sowohl nach der Mikromorphologie wie nach dem Ausmaß der Tonmineralneubildung nicht zutreffen kann: es handelt sich jeweils um Braunerden oder Tschernosem-Braunerden [2]. Die fast stets erfolgte sekundäre Aufkalkung macht eine Unterteilung des Tschernosems in Subtypen schwierig, so daß auch hier vor allem mikromorphologische Merkmale herangezogen wurden¹. Neben Tschernosemen i.e.S. wurden degradierte Tschernoseme, Braunerde-Tschernoseme und Tschernosem-Braunerden [8] unterschieden.

Deutlich heben sich (vgl. Abb. 1) die Paläoboden-Abfolgen des Alt- und Mittelpleistozäns von denen des Jungpleistozäns ab. Besonders reich gegliedert ist in diesem Abschnitt das Profil von Stari Slankamen; die Löß-Boden-Abfolge reicht hier aller Wahrscheinlichkeit nach in die Prägünzzeit zurück. Die Bodensequenzen der übrigen Aufschlüsse dürften jeweils wahrscheinlich nur Teilausschnitte dieses Profils enthalten. In Stari Slankamen liegt an der Basis ein mächtiger, rotgefärbter (2,5 YR 5/6) erdiger Braunlehm mit sehr intensiver Verwitterung, darüber zwei weitere fast so stark verwitterte erdige Braunlehme, die stark gekappt aber noch mit sehr kräftigen Ca-Horizonten erhalten sind. Das von zahlreichen Sprungrissen durchzogene erdige Braunlehmgefüge mit Orientierungsdoppelbrechung aber ohne Braunlehm-Teilplasma zeigt keine fleckenförmige, sondern eine über die ganze Fläche gleichmäßige Rotfärbung (im Auflicht gelb-rötlich), die möglicherweise als eine beginnende Rubefizie-

¹ Herrn Prof. Dr. Kubiëna bin ich bei der mir zuteil gewordenen Hilfe bei der Auswertung von Dünnschliffen sehr dankbar.



Basaharc

Nogradveröce

Mende

Kulcs

Paks

Erdut

Vukovar/
Vucedol

Neštín

St. Slankamen

Mošorin/
Titel

- ||||| A-Horizont Syrosem und schwach entwickelter Tschernosem
 - ||||| A-Horizont Karbonathaltiger und typischer Tschernosem
 - ////// A-Horizont degradiertes Tschernosem
 - ////// (B)-Horizont Braunerde Tschernosem
 - ////// A/(B)-Horizont Tschernosem - Braunerde
 - ////// A-Bv-Horizont (Tschernosem) - Braunerde (Brunisem ?)
- } Waldsteppenböden

- XXXXXX B_v-Horizont Braunerde
- XXXXXX B_t-Horizont Braunerde - Lessivé (Parabraunerde)
- XXXXXX B_v-Horizont erdiger Braunlehm
- XXXXXX B_{tt}-Horizont erdiger Braunlehm - (Lessivé)
- oberer Teil eines Paläobodens stärker abgetragen bzw. mit hangendem Löß vermischt
- Grenze der jungpleistozänen gegen die mittel- und altpleistozänen Löss
- T Jungtertiär aufgeschlossen

Entwurf und Zeichnung: A. Bronger

Abb. 1. Schematische Darstellung der Paläoböden in Lössprofilen des Karpatenbeckens.

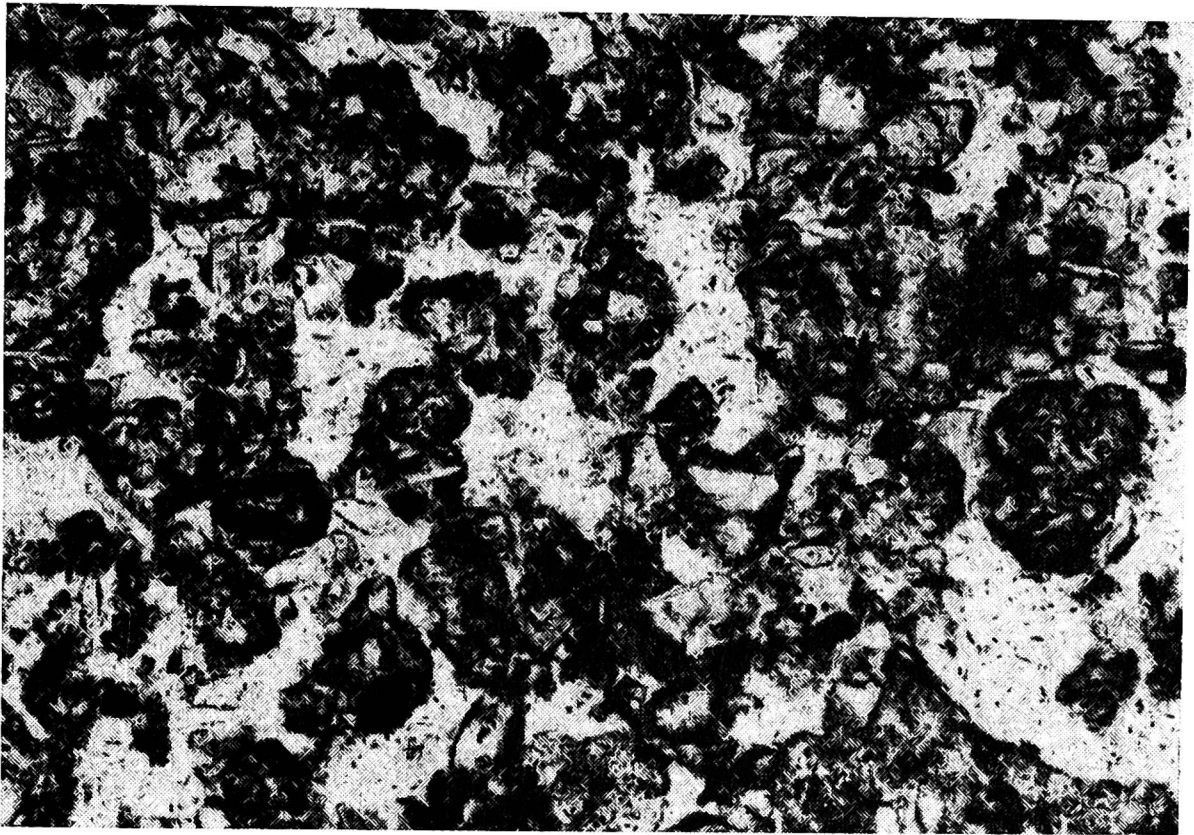


Abb. 2. "Paudorfer Boden", locus typicus. Lockeres, hohlraumreiches Feinschwammgefüge mit vielen Mikroaggregaten und primären Calciten — kennzeichnend für einen Tschernosem.

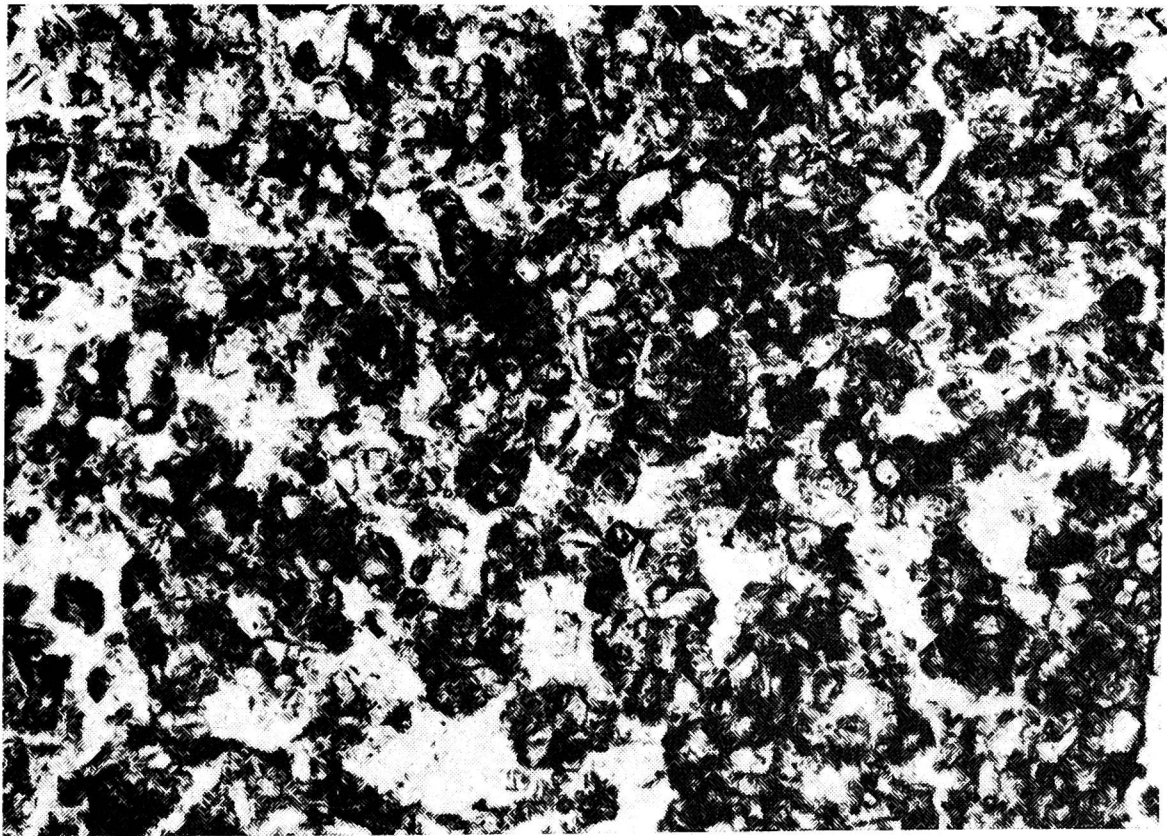


Abb. 3. Oberster fossiler Tschernosem des Profils von Stari Slankamen. Die Hohlräume zwischen den zahlreichen Mikroaggregaten sind wohl wegen der beträchtlichen Überlagerung von etwa 7 m stärker reduziert.

rung [6, 12] gedeutet werden kann. Jedoch kommt hier eine tropische Verwitterung, die sich in einer Kaolinitdominanz ausdrückt, nicht in Betracht: der Tonmineralbestand enthält wie bei den jüngeren pleistozänen Böden

(neben Kaolinit) Illit und — besonders in der mengenmäßig stets dominierenden Feintonfraktion $< 0,2 \mu$ vor allem Montmorillonit [2a]. Diese Böden entsprechen der "subtropischen Bodenprovinz" Kubiënas [7].

Der mittlere Abschnitt des Pleistozäns ist demgegenüber charakterisiert durch die Abfolge von zwei Braunerden mit geringerer Verwitterungsintensität (z.B. pleochroitische Biotiten), überlagert von (in Slankamen) einem mächtigen rötlichen (5 YR 4/6-5/6) erdigen Braunlehm (Lessivé), dessen dichtes skelettarmes, von zahlreichen Sprungrissen durchsetztes, gleichmäßig braunrot (im Auflicht gelb-rötlich) gefärbtes Braunlehmgefüge nur im unteren Teil relativ wenig Braunlehm-Teilplasma enthält. Seine Verwitterungsintensität (Zunahme $< 2 \mu : 28\%$, $< 0,2 \mu : 22,5\%$) erreicht fast die des basalen Braunlehms [2a]. Auch dieser Boden hat seiner Genese und seiner Verwitterungsintensität nach zu den Böden des Jungpleistozäns keine Analogie, was im Falle der Lößgebiete der ČSSR erst für die altpleistozänen Böden gilt [12]. Im Karpatenbecken muß noch in Mittelpleistozän ein subtropischwechselfeuchtes (mediterranes) Klima geherrscht haben, wobei die mangelhafte Kenntnis entsprechender rezenter Böden aus Löß eine genauere paläoklimatische Auswertung erschwert.

Die jungpleistozäne Bodenabfolge ist demgegenüber in charakteristischer Weise in vielen Lößaufschlüssen sichtbar (vgl. Abb. 1). Dabei zeigt die Abfolge im nordwestlichen Ungarn noch Ähnlichkeit mit der Südmährens und Niederoesterreichs. Über dem jüngsten fossilen Waldboden,

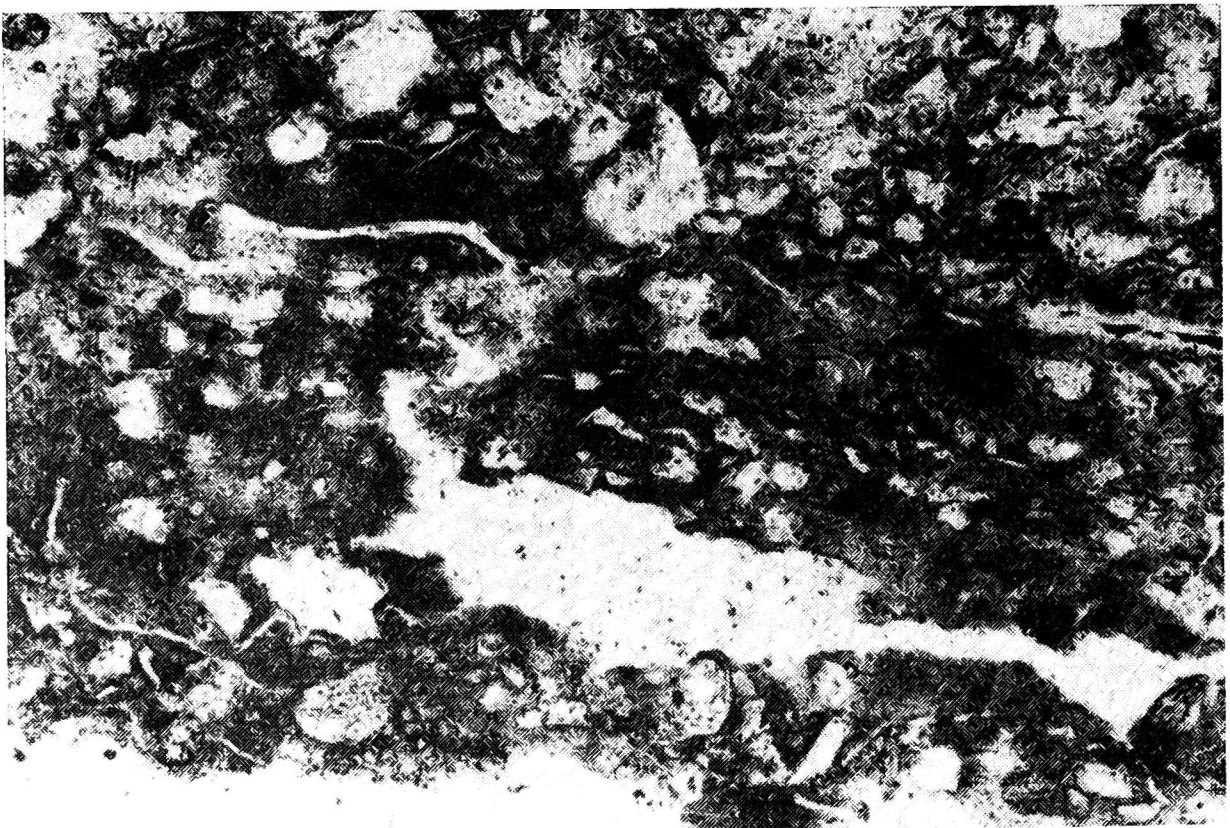


Abb. 4. Basale schwach durchschlammte Parabraunerde des Profils von Mende. "Aktives", geschichtetes neben "inaktivem" bereits granuliertem Braunlehm-Teilplasma.

der hier wie dort das Riß/Würm-Interglazial markieren dürfte [2, 2a], folgt im allgemeinen eine Tschernosem-Braunerde, jedoch mit einem einheitlichen bräunlichen (10 YR 5/3 bis 7,5 YR 4/4) A/(B)-Horizont mit oft vielen Krotowinen im unterlagernden Löß. Dessen Farbe dürfte einerseits durch Abbau von Humusstoffen erklärbar sein, andererseits ist das Mikrogefüge schon ähnlich dem einer Braunerde mit noch häufiger pleochroitischen Biotiten. Im Südteil des Karpatenbeckens — in größerer Entfernung vom Eisrand — kann in dieser stratigraphischen Position bereits eine kräftig entwickelte Braunerde auftreten, im Nordteil in zwei Profilen (Mende und Basaharc) ein typischer bzw. primär kalkhaltiger Tschernosem, überlagert — durch Löß getrennt — von einem schwach entwickelten Tschernosem.

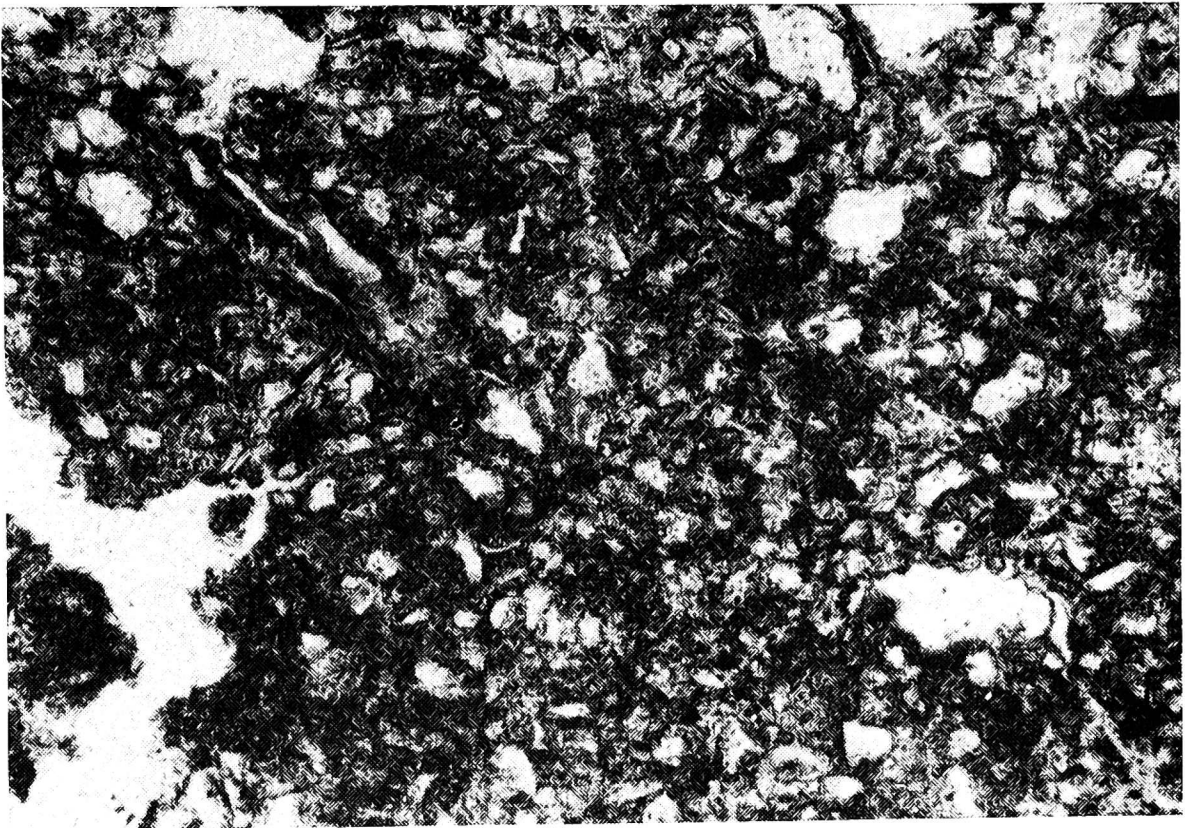


Abb. 5. Jüngster fossiler Waldboden im Profil von Paks. Bei den wenigen Spuren von "inaktivem" Braunlehm-Teilplasma (im Bild oben rechts) wird hier noch von Braunerde gesprochen.

Im oberen Teil des Jungpleistozäns treten zwei Tschernoseme auf, die im Südteil sehr mächtig und z.T. intensiv verwittert sein können. Trotz hohen Tongehaltes und beträchtlicher Tonneubildungsrate ($> 10\%$) kam es nicht zur Bildung eines Pseudo-Tschernosems, der durch ein stark bewegliches Braunlehm-Teilplasma im A-Horizont gekennzeichnet ist [5]. Dagegen finden sich nur gelegentlich Spuren von inaktiven, meist schon im Grundgefüge vereinnahmten Braunlehm-Teilplasma (Vukovar) neben Orientierungsdoppelbrechung, der "Lessivierungsfaktor" (Tongehalt des $B_{(t)}$: Tongehalt des A-Horizonts nach Tavernier, zit. nach Fink [3]) liegt unter 1. Bei den degradierten Tschernosemen ist häufig ein "gefleckter Horizont" (wie im Paudorfer Boden, loc. typ.) zu beobachten, der

auf Humusabbau in den braunen Stellen zurückzuführen sein dürfte. Die Fleckung kommt in Böden verschiedener stratigraphischer Position vor [2, 10]. Selbst bei den typischen Tschernosemen ist bei größerer Auflast infolge Reduzierung der Hohlräume das Gefüge stärker verdichtet. Auch diese erreichen ihrer Verwitterungsintensität nach (ausgedrückt u.a. durch das Ausmaß der Tonmineralneubildung [2, 2a]) den des heutigen Klimaxbodens dieses Gebietes, einem typischen, im Norden des Alfölds degradierten bis Braunerde-Tschernosem. Somit wird in diesem Raum eine Unterscheidung von "Interglazial" und "Interstadial", insbesondere der Terminus "Letztes Interglazial" problematisch: im Gegensatz zu den stratigraphisch entsprechenden Böden Nordwest- u. Mitteleuropas sind die jungpleistozänen Böden hier z.T. Bildungen eines warmzeitlichen Klimas. Im obersten Lößstockwerk findet sich in mehreren Aufschlüssen (s. Abb. 1) noch ein Löß-Syrosem, der sicherlich jünger als der "Paudorfer Boden" sein dürfte.

Abschließend sei noch einmal die Tatsache betont, daß sich unter den Löß-Paläoböden im Untersuchungsgebiet sehr häufig Braunerden finden, nur in zwei Fällen (s. Abb. 1) dagegen eine Parabraunerde. Gerade weil hier die Lößbraunerde streng nur auf solche Böden beschränkt wird, (s.o.), die höchstens Spuren von meist inaktivem Braunlehm-Teilplasma (Bild) enthalten², ist ihr häufiges Vorkommen gegenüber der Parabraun-

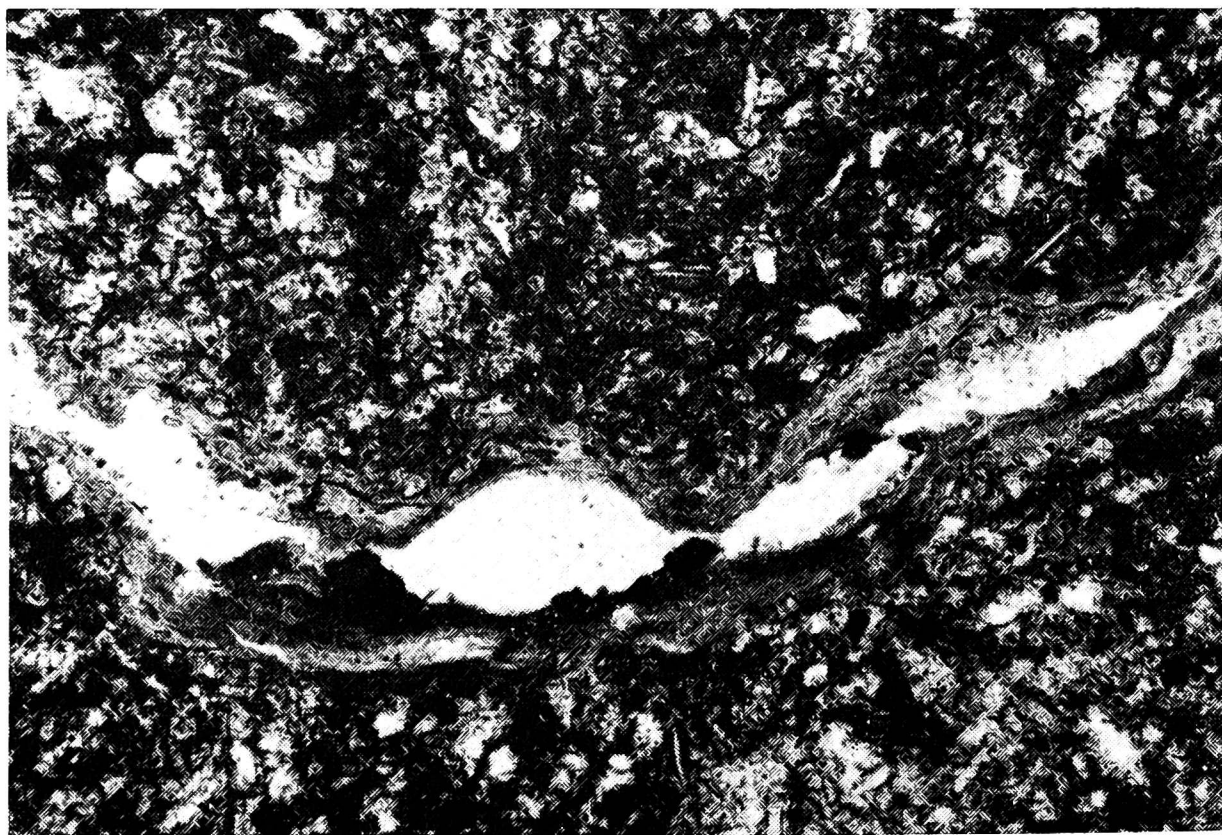


Abb. 6. Untere Parabraunerde im Profil von Něstín (vgl. Abb. 1). Scharf hebt sich das wandständige, schlierenförmige Braunlehm-Teilplasma vom Braunerdegrundgefüge ab.

² Damit erscheint diese Abgrenzung strenger, d.h. sie schränkt den Begriffsinhalt der Braunerde noch stärker ein als diejenige von Mückenhausen [8].

erde bemerkenswert. Somit bedarf die These Kubiënas [5], daß die Braunerde in der "Pannonischen Bodenprovinz" nur als rezente Bildung vorkommt, einer Ergänzung auch für den fossilen Bereich. Dabei sind die fossilen Braunerden hier keinesfalls als polygenetische Bildungen in der Weise zu betrachten, daß sie aus Parabraunerden durch Granulierung und Vererdung des Braunlehm-Teilplasmas entstanden sind.



Abb. 7. Mittlerer Braunlehm — (Lessivé) des Profils von Stari Slankamen, unterer Teil. Vergrößerung der Abb. 2-7 etwa 50-fach.

Über die Entstehung der Braunerde wird entweder die Meinung vertreten, daß sich (Pararendzinen und) Schwarzerden "bevorzugt zu Parabraunerden entwickeln, wobei Braunerde — Zwischenstufe kurzfristig durchlaufen werden können" [11], bzw. daß Lößbraunerden höchstens aus Pararendzinen entstehen können [7, 11]. Die hier im fossilen, d.h. anthropogen nicht gestörten Bereich häufig beobachteten, kontinuierlichen Übergänge von Tschernosem über den degradierten Tschernosem, Braunerde-Tschernosem, Tschernosem-Braunerde zur Braunerde stützen die Annahme, daß eine Braunerde auch aus einer Schwarzerde entstehen kann, wobei die Braunerde dann als zonaler Bodentyp das Endglied einer Entwicklung darstellt.

LITERATUR

1. Bronger A., 1969/1970. Zur Mikromorphogenese und zum Tonmineralbestand quartärer Lößböden in Südbaden. *Geoderma* 3, 281-320.
2. Bronger A., 1970. Zur Mikromorphologie und zum Tonmineralbestand von Böden ungarischer Lößprofile und ihrer paläoklimatischen Auswertung. *Eiszeitalter und Gegenwart* 21, 122-144.

- 2a. Bronger A., 1971. Zur Genese und Verwitterungsintensität fossiler Lössböden in Jugoslawien. *Paleopedology, Origin, Nature and Age of Paleosols*, ed. by D. H. Yaalon, Jerusalem.
3. Fink J., 1961. Die Südostabdachung der Alpen. *Mitt. Oesterr. Bodenkundl. Ges.* 6, 123-183.
4. Haase G., 1963. Stand und Probleme der Lössforschung in Europa. *Geographische Berichte* 27, 97-129.
5. Kubiëna W. L., 1956. Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lössböden. *Eiszeitalter und Gegenwart* 7, 102-112.
6. Kubiëna W. L., 1956. Rubefizierung und Laterisierung (zu ihrer Unterscheidung durch mikromorphologische Merkmale). VI^e Congrès Int. de la Science du Sol, Paris, S. 247-249.
7. Kubiëna W. L., 1964. Zur Mikromorphologie und Mikromorphogenese der Lössböden Neuseelands. in: *Soil Micromorphology*, Amsterdam, S. 219-235.
8. Mückenhausen E., 1962. Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. Frankfurt.
9. Pécsi M., 1965. Genetic Classification of the Deposits constituting the Loess Profiles of Hungary. *Acta Geologica Hung.* IX, 65-84.
10. Rhodenburg H., 1964. Ein Beitrag zur Deutung des "Gefleckten Horizontes". *Eiszeitalter und Gegenwart* 15, 66-71.
11. Scheffer F., Schachtschabel P., 1966. *Lehrbuch der Bodenkunde*. Stuttgart.
12. Smolíková L., 1967. Polygenese der fossilen Lössböden der Tschechoslowakei im Lichte mikromorphologischer Untersuchungen. *Geoderma* 1, 315-324.

Problem of micromorphology and genesis of loess-paleosols in the Carpathian basin

Summary

In the continental Carpathian basin the range of types of Quaternary loess soils is particularly rich as compared with the Atlantic region of Central Europe, for example Southern Baden [1]. The author's investigations of loess-profiles from Sarmia, Bačka and Hungary have shown by the use of micromorphological methods that there were in the Upper Pleistocene (higher part) generally two chernozems together with a loess-syroseme but with a large distribution. According to their degree of weathering the two chernozems of sometimes greater thickness are nearly similar to the present zonal soil of the area, which is a typical chernozem turning brown in the northern part of the basin. This means that it is questionable to distinguish between "interglacial" and "interstadial" phases and the term "last interglacial period (Riss/Würm)" has to be reconsidered.

The Upper Pleistocene (lower part) begins with a brown forest soil (characterized micromorphologically by the absence or almost complete absence of the braunlehmteilplasma), in only one case also with graybrown podzolic soil. Above, there exists sometimes a transition soil type between forest and steppe soil (Fig. 1).

The Middle Pleistocene is represented locally by an intensively weathered, reddish coloured, flocculated ("erdiger") slightly pseudogleyized braunlehm-(lessivé); this is a hint of a strong mediterranean climatic influence. The transition from Middle to Lower Quaternary contains only moderately weathered reddish brown forest soils partly very well flocculated ("durchflockt"), partly with completely flocculated rests of braunlehmteilplasma.

In the Lower Pleistocene up to two remainders of reddish and strongly flocculated ("vererdeten") braunlehms are present, intensively weathered. Finally, the greatest degree of weathering is shown by an earthened ("vererdeter") rubefied braunlehm slightly pseudogleyizationated; it marks the boundary between the Quaternary and Pliocene period.

The Middle and Lower Quaternary soils of this area, too, are characterized by their polygenetic modification (the features mentioned above) caused by climate.