

Neue Daten zur Geologie des Gebietes von Naruja-Andriesul, Rumänien.

Von Ovidiu Bolgiu, Ploesti.

Mit 1 geologischen Karte und 4 Fossiltafeln.

INHALT.

Einleitung	243
Morphologie und Hydrographie	244
Stratigraphie	245
Mediterran	246
Buglov — Sarmat	249
Mäot	253
Pont	255
Daz	255
Levantin	256
Quartär	256
Beschreibung der Fossilien	257
Die Gattung <i>Unio</i> Retzius	258
Die Gattung <i>Anodonta</i> Lamarck	260
Die Gattung <i>Viviparus</i> Montfort	261
Die Gattung <i>Radix</i> Montfort	261
Tektonik	262
Zusammenfassung	264

EINLEITUNG.

Die Untersuchungen, die ich im Gebiet von Năruja-Andrieşul vornahm, wurden in Hinblick auf die Möglichkeit des Vorhandenseins von Erdöllagerstätten für die Gesellschaften „Creditul-Minier“ und „Kontinentale Oel“ durchgeführt.

Ich danke hiemit sowohl der Gesellschaft „Creditul-Minier“ als auch der Gesellschaft „Kontinentale Oel“.*)

Die gänzlich isolierte geographische Lage dieses Gebietes am rumänischen Karpatenbogen und der Mangel an bequemen Verkehrswegen haben bewirkt, daß es verhältnismäßig wenig studiert wurde; trotzdem fanden sich Forscher, die es sowohl vom geographischen als auch vom geologischen Gesichtspunkt aus ziemlich eingehend bearbeiteten.

*) Ebenso danke ich den Herren Bergrat Dr. Heinrich Beck und Dr. Hans Bürgl, die sich um die Uebersetzung dieser Arbeit ins Deutsche bemühten.

Unter diesen seien Emm. de Martonne, G. Botez, L. Mrazec, Șt. Mateescu, M. Paucă, Mircea Ilie und N. Rădulescu erwähnt. Emm. de Martonne (1907) und N. Rădulescu (1937) haben das Gebiet vor allem in geographischer Hinsicht untersucht.

Die einzigen geologischen Karten, die das ganze Gebiet umfassen, wurden vom Rumänischen Geologischen Institut im Maßstab 1 : 1.500.000 und 1 : 500.000 veröffentlicht.

Bei der Darstellung der Grenzen der Unterabteilungen des Pliozäns auf der geologischen Karte Rumäniens im Maßstab 1 : 500.000 wurde dieser Arbeit angeschlossenen Karte Rechnung getragen.

Der nördliche Teil des Gebietes befindet sich außerdem auf der von Șt. Mateescu (1906—07) im Maßstab 1 : 100.000 veröffentlichten Karte.

MORPHOLOGIE UND HYDROGRAPHIE.

Ausführliche morphologische und hydrographische Studien über dieses Gebiet würden den Rahmen der vorliegenden Arbeit überschreiten, weshalb wir uns auf einige zusammenfassende Betrachtungen in enger Verbindung mit der geologischen Seite des Problems beschränken wollen.

Hydrographisch gehört das untersuchte Gebiet zum Teil dem Flußgebiet der Zăbala und zum Teil dem des Milcov an. Der im Flußgebiet der Zăbala gelegene Teil besteht aus einer Depressionszone — „Vrancea“ genannt —, die durch die in den Mergeln stärker als in den vulkanischen Tuffen, Sandsteinen und Kalken wirkende Erosion entstanden ist. Der im Flußgebiet des Milcov gelegene Teil wird durch ein lebhaftes Relief mit Sandsteinmauern und Steilhängen charakterisiert. In geologischer Hinsicht ist die Vrancea-Depression zur Gänze auf eng monoklin gefalteten Mediterranablagerungen mit Salzvorkommen in den Zonen der Antiklinalachsen gelegen.

Das Flußgebiet des Milcov kann vom geologischen und zugleich vom morphologischen Standpunkt aus in zwei Teilgebiete zerlegt werden, deren Grenze ungefähr durch den Unterlauf des Milcov gegeben ist.

Das westliche Teilgebiet besteht aus Mediterranablagerungen, während das östliche Teilgebiet aus sarmatopliozänen Ablagerungen aufgebaut ist.

Bezüglich der morphologischen Entwicklung des Gebietes sei noch erwähnt, daß das ganze heutige Relief das Ergebnis der Quartärerosion ist; die Vrancea-Depression ist ausschließlich durch die Verschiedenheit der Widerstandskraft der einzelnen Formationen gegen die Erosion

entstanden, und nicht durch eine tektonische Senkung oder durch Setzungserscheinungen.

Die Behauptung, daß das gegenwärtige Relief zur Gänze das Ergebnis der Quartärerosion ist, wird durch das Vorhandensein einer Terrasse in 880 m Höhe unmittelbar südlich des Vârful Răiuțului vollkommen bestätigt. Diese Terrasse stammt mit Sicherheit aus dem Quartär und zwingt uns, da sie höher liegt als das ganze heutige Relief mit Ausnahme des Vârful Răiuțului, das gesamte unterhalb dieser Terrasse gelegene Relief als jünger zu betrachten.

Selbst wenn man annimmt, daß diese Terrasse nicht die Căndești-Schotter, das heißt das obere Levantin, vertritt, so muß jedenfalls das ganze tiefer liegende Relief als jünger, also als Quartärbildung, angesehen werden. Das Vorhandensein dieser Terrasse beweist, daß die untere, zwischen 800 und 1100 m gelegene Einebnungsfläche, von der N. Rădulescu spricht (1937, S. 36), ebenfalls als quartäre Bildung betrachtet werden muß.

Es erweist sich somit das Alter der verschiedenen Erosionsflächen, wie es von N. Rădulescu (1937, S. 38) angenommen wurde, als vollkommen willkürlich. Dies ergibt sich auch aus theoretischen Erwägungen. Denn Erosionsflächen entsprechen zumeist den allgemeinen oder örtlichen Regressionsperioden und solche sind meiner Ansicht nach weder im Sarmat noch in einer Unterabteilung des Pliozäns nachweisbar.

Ob die hydrographische Entwicklung des Gebietes ursprünglich durch longitudinale Flußläufe bedingt war, wie dies Emm. de Martonne (1907, S. 109 bis 120) und N. Rădulescu (1937, S. 39) behaupten, oder gemäß der Ansicht von M. Paucă (1942, S. 24 bis 35) durch Quertäler, kann man weder in dem einen noch in dem anderen Sinne durch entscheidende Argumente erhärten. Die geologische Struktur des Gebietes scheint uns eher die Annahme ursprünglicher Quertäler als die Annahme von Längstälern zu rechtfertigen.

Für die Morphologie des Gebietes sind große Terrassen charakteristisch, die unter dem Namen „Poduri“ bekannt sind und durch einige der genannten Autoren ausführlich beschrieben wurden.

STRATIGRAPHIE.

Die im Gebiet von Năruja-Andrieșul zutage tretenden Ablagerungen beginnen mit dem unteren Miozän und enden mit Anschwemmungen der Gegenwart.

Wiederholt behauptete Șt. Mateescu (1930, 1931, 1937, 1938), daß in diesem Gebiet noch einige eoazäne Klippen aufscheinen. Für

kurze Zeit (1934/35) schloß sich M. Paucă (1938) dieser Meinung an. 1934 gaben aber G. Macovei, D. M. Preda und D. Ștefănescu — auf Grund eines Berichtes von M. Paucă (1937) — der Meinung Ausdruck, daß es sich hier um miozäne Ablagerungen mit umgelagerten eozänen Foraminiferen handelt. 1935 schlossen sich Mircea Ilie (1940) und M. Paucă (1940) dieser letztgenannten Ansicht an und auch wir halten diese für die am ehesten der Wirklichkeit entsprechende. Weiter würden nach Șt. Mateescu (1937, 1938), dem sich M. Paucă anschließt, gewisse Dysodilschiefer mit verkieselten menilitartigen Zwischenlagen dem Oligozän angehören; wir jedoch betrachten diese Ablagerungen als Miozän.

Mediterran.

Die ältesten Mediterranablagerungen gehören der unteren Salzformation an. Außer Salz enthält diese noch salzhaltige Tone mit Blöcken sehr verschiedener Herkunft, Tone und schwarze Mergel mit Gips, weißgraue Mergel, Konglomerate mit grünen Bestandteilen und rotem, tonigem Bindemittel, Konglomerate mit großen Blöcken von Grünschiefern und anderen Gesteinen, schwarze Schiefer und Konglomerate, deren Farbe durch Manganausscheidungen bedingt ist.

Diese Gesteinsvergesellschaftung ist in der das Salzmassiv von Nistorești umhüllenden Serie gut zu sehen.

Im Hangenden der unteren Salzformation von Năruja und vor allem am Nordrand dieses Massivs, an einem kleinen Nebenfluß des P. Sărat, sind Dysodilschiefer mit Fischresten, mit kieseligen, menilitartigen Schichten und mit braunen Mergellagen deutlich sichtbar. Stellenweise zeigen sich in der Verlängerung dieser Zone nach Süden gegen Năruja in der Dysodil-Serie weiße dazitische Tuffe.

In stratigraphischer Hinsicht scheinen diese Dysodilschiefer zwischen die Konglomerate mit den grünen Bestandteilen im Hangenden der Salzserie und den Gipsen an der Basis der roten Serie eingeschaltet zu sein. Das Vorhandensein der Tuffe, die Einschaltung der Dysodilschiefer im Hangenden der Konglomerate, sowie das Fehlen des Kliwa-Sandsteins zwingen uns, diese Ablagerungen nicht als oligozän oder genauer als Vertreter der paläogenen Dysodilschieferserie und des Kliwa-Sandsteins, sondern als dem Miozän angehörend anzusehen.

Als Stütze dieser Ansicht mag das Auftreten von Dysodilschiefern mit Diatomeen, Radiolarien, mit Spongiennadeln, vielen Fischresten und Mergeln mit *Spiralis* sp im Gebiet von Măgurele am rechten Ufer des Teleajen, im Tal Rotăriei und von Mălăești betrachtet werden,

die ohne Zweifel dem Alter nach zwischen das obere Helvet und das Buglow (dieses eingeschlossen) eingereiht werden müssen; ferner das Auftreten von Schiefern mit einer gleichartigen Fauna, die im Hangenden der dazitischen Tuffe von Mârlogea (Apostolache, Jud. Prahova) gefunden wurden; sodann die Dysodilschiefer, die sich oberhalb der Dazituffe im Gebiet des Râmnictales und des Slănictales (Buzău) befinden; schließlich die Dysodilschiefer mit Diatomeen und Radiolarien des Helvets von Cămpina und die Dysodilschiefer mit den umgelagerten oligozänen Elementen im unteren Helvet von Lopătari (Valea Brebu). Diese letztgenannten lassen sich vollkommen mit denen von Năruja vergleichen.

Hinsichtlich des Alters der unteren Salzserie kann man kein entscheidendes Urteil abgeben, wenn man sich nur auf das hier behandelte Gebiet beschränkt. Berücksichtigt man jedoch die im westlich, gegen die Flyschgrenze zu, anschließenden Gebiet, sowie in der ganzen südlichen, bis zum Buzăufluß gelegenen Landschaft festgestellten Tatsachen, so kommt man zur Ueberzeugung, daß die ganze untere Salzserie ins Hangende der unteren Gipse (Schichten von Cornu) einzureihen ist und bis in das untere Helvet reichen kann.

Weiter im Süden (Lopătari) bilden die unteren Gipse (Schichten von Cornu) mit den paläogenen Dysodilschiefern und dem Kliwasandstein eine vollkommen kontinuierliche Ablagerung. Sie scheinen, zumindest in der Flyschzone, zum größten Teil vor Ablagerung der unteren Salzserie erodiert worden zu sein, eine Annahme, die uns das so seltene Auftreten dieser Formation zu erklären vermag. Eine eingehende Begründung dieser Behauptungen würde den Rahmen der vorliegenden Arbeit zu sehr überschreiten, so daß wir uns für den Augenblick lediglich mit diesen Festlegungen begnügen wollen.

Oberhalb der Dysodilschiefer am Scheitel des Salzmassivs von Năruja folgt eine Serie von stellenweise mächtig entwickelten, stellenweise gering mächtigen grauen und schwärzlichen Mergeln mit bis 50 m mächtigen Gipszwischenlagen. Dasselbe ist der Fall im Sărat-Tal südwestlich von Vârful-Răuţului, im Bouluigraben westlich von Reghiu und am Nordostende des Salzmassivs von Nistoreşti.

In der Salzzone von Reghiu erscheinen, zwischen Störungen eingeschlossen, schwarze Gipse, die wir ebenfalls dieser Serie oder sogar der Salzserie zurechnen wollen. Ihre tektonische Stellung zeigt nur an, daß sie älter sind als die rote Serie und mit tektonischem Kontakt das Salzmassiv überlagern.

Ebenso scheinen in dieser Serie einige massive, kieselige Sandsteine eingeschaltet zu sein; sie sind im Graben des Boului-Baches und in

gleicher Position im Tal Ghiabul nordöstlich von Lopătari anzutreffen. Bei Măgăstirea Caşin bilden sie den „Stânca Haloşului“ genannten Felsen.

Unmittelbar über diesen Ablagerungen folgt ein vorwiegend mergeliger Komplex mit Lagen von roten Mergeln, Sandsteinen und auch Gipslagen. Diese Serie weist nicht immer dieselbe Entwicklung auf, das heißt, die roten Einschaltungen treten manchmal auch höher auf als die eigentliche rote Serie reicht. In diesem Fall werden zwar die roten Einschaltungen immer seltener und andererseits Einschaltungen von Sandsteinen immer häufiger, aber trotzdem ist es fast unmöglich, im Gelände die Serie, die überall rote Einschaltungen aufweist, von der unmittelbar darüber befindlichen, die nur vereinzelte Einschaltungen zeigt, zu trennen. Deshalb darf die rote Serie, so wie sie auf der Karte ausgeschieden wurde, nicht in ihrer ganzen Ausdehnung von einer Grenze zur anderen als vollkommen gleichartig betrachtet werden.

Es muß hier bemerkt werden, daß nicht jedes Auftreten roter Schichten durchgehend ausgeschieden wurde und daß sich solche ziemlich häufig als Quetschzone in der Nähe der angegebenen Salzvorkommen entlang der Ueberschiebungslinie, die sich in der südlichen Verlängerung des Salzmassivs von Năruja feststellen läßt, zeigen. Ob dieses rote Material zur roten Serie oder zur Salzformation gehört, ist sehr schwer zu entscheiden. Um Mißverständnissen in dieser Hinsicht vorzubeugen, wurde vorgezogen, diese Vorkommen auf unserer Karte nicht zu verzeichnen. Das gleiche gilt auch für jene roten Gesteine, die in der Nähe der Ueberschiebungen entlang dem Oberlauf des Reghiu-Baches auftreten. Die roten Gesteine in der Zone des Salzmassivs von Paltinu gehören zur Salzformation.

Ueber dem Horizont mit roten Zwischenlagen folgt eine graue, vorwiegend mergelige Serie mit stärkeren Einschaltungen von Sandstein an der Basis, zahlreichen Gipsschichten (besonders im oberen Teil), mit einigen schwachen Einschaltungen weißer oder grünlicher vulkanischer Tuffe und in der oberen Partie mit Einschaltungen gipsführender, bituminöser Kalkschiefer, die Dysodilschiefern ähneln.

Schließlich erscheint in der oberen Partie des Mediterran eine Serie dünnschichtiger Sandsteine mit mächtigen Einschaltungen dazitischer Tuffe und weißen Mergeln mit Foraminiferen und *Spiralis* sp., welche die aus den Beschreibungen von Şt. Mateescu (1930, 1931, 1937, 1938) und M. Paucă (1938, 1942) unter dem Namen Răchitaşul-Sandstein bekannte Formation unterlagert.

Im hangenden Teil des grauen Horizontes und im Komplex der Dazituffe und der weißen Mergel erscheinen streckenweise Salzspuren,

die möglicherweise das Vorhandensein von Salzlagern aus der Zeit der letzten Rückzugsperiode des Helvet und den Anfang des Torton anzuzeigen.

In der Masse der mediterranen Ablagerungen wurden keinerlei Grenzen gezogen, die sich irgendwie auf das Alter der Sedimente beziehen könnten, da ich solche Grenzen für vollkommen willkürlich halte. Alles, was man mit Sicherheit sagen kann, ist, daß wir es zweifellos mit einer ununterbrochenen Folge von Ablagerungen zu tun haben, die mit der miozänen Transgression beginnt und mit den Regressionsablagerungen des grauen Helvets endet. Da es sehr wahrscheinlich ist, daß die miozäne Transgression mit dem Burdigal beginnt, müssen wir annehmen, daß die untere Salzformation Sedimente aus dieser Periode enthält. Es ist aber auch sehr gut möglich, daß besonders in der Randzone der Vorkarpaten Lagunen des paläogenen Meeres zurückblieben, die gleichaltrig sind mit den Ablagerungen der tiefen Gipsformation (Schichten von Cornu) und in denen Salz sogar vor der Burdigaltransgression abgelagert wurde, die in ihrem vermutlich schwankenden Anfangsstadium lediglich die Oberfläche der Lagunen erweiterte und ihnen von Zeit zu Zeit oder vielleicht sogar ununterbrochen Salzwasser zuführte, das unter dem Einfluß des heißen Klimas verdunstete. Dieses heiße Klima ist am Bindemittel und den rötlichen Gesteinen der Konglomerate der Salzserie zu erkennen.

Ob die rote Serie als dem Helvet oder dem Burdigal zugehörig anzusehen ist, bleibt eine offene Frage. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die grauen Ablagerungen oberhalb der roten Serie helvetisch sind.

Ob ferner der Komplex der Răchitaşul-Sandsteine mit den eingeschalteten Dazituffen zusammen mit den unmittelbar darunter liegenden Schichten dem Helvet angehört, oder, wie M. Paucă (1942) behauptet, dem Torton, bleibt ebenfalls ein ungelöstes Problem, da nach meiner Meinung die Beweise, welche die Behauptung des tortonen Alters stützen sollen, derzeit noch unzulänglich sind. Vielleicht wird uns später genaueres Studium der Foraminiferen gestatten, das Mediterran hier entsprechend aufzugliedern.

Buglov — Sarmat.

Auf der beige geschlossenen Karte wurde eine Serie von Ablagerungen unter dem Namen „Schichten von Andriesul“ ausgeschieden. Diese Ablagerungen setzen sich aus Sanden, grobkörnigen Sandsteinen mit Pyriten in verschiedenen Verwitterungsstadien, sandigen weißen Mergeln und feinen Konglomeraten mit Pyritfragmenten zusammen. Ueberall in diesem Horizont finden sich reichlich Schwefelquellen

und reiche Durchtränkung mit Erdöl. Mit diesen Ablagerungen steht auch das gewaltige Gasvorkommen „Focul Viu“ (das ewige Feuer) südlich von Andrieşul de Jos in Verbindung.

Das Fehlen von Fossilien sowie die strukturelle Lage dieser Ablagerungen erschweren eine genaue Bestimmung ihres Alters. Möglicherweise hat deshalb Şt. Mateescu (1927) einen Teil dieser Ablagerungen dem Mäot zugesprochen. Ein aufmerksameres Studium zeigt jedoch deutlich, daß sie nichts mit dem Mäot gemein haben, denn man findet für sie weder in der oben behandelten mediterranen Serie noch in der ganzen pliozänen Serie einen Platz, so daß sie vermutlich zeitlich dem Buglov bis Sarmat einzureihen sind.

Diese Ablagerungen sind deutlich transgressiv, was anläßlich einer mit Radu Ciocârdel in das Gebiet von Valea Sării unternommenen Exkursion festgestellt werden konnte. Es ist einerseits deutlich sichtbar, daß zwischen ihnen und den mediterranen Ablagerungen keinerlei Kontinuität besteht, andererseits aber, daß sie zweifellos einer Stufe, die älter ist als das fossilführende Sarmat dieses Gebietes, angehören.

Ob diese Ablagerungen dem Buglov oder dem Volhyn zuzuteilen sind, läßt sich nur schwer entscheiden.

Wenn wir nun die Andrieşul-Schichten als Buglov-Volhyn einstufen, müssen wir folglich die Dazittuffe sowie auch die weißen Foraminiferenmergel und die Răchitaşul-Sandsteine als Vertreter des oberen Helvet oder — was noch wahrscheinlicher ist — des unteren Torton betrachten. Die Erosionsperiode muß dem Obertorton-Buglov entsprechen. In diesem Fall würde sich daraus ergeben, daß ein Teil des Torton fehlt, was auch der Fall sein dürfte, und zwar nicht nur in dem Gebiet, mit dem wir uns hier beschäftigen, sondern auch im größten Teil der Vorkarpaten der Walachei.

In der untertortonen Serie zeigen sich gelegentlich Gipse und Salzspuren, aber wir besitzen noch keine ausreichenden Beweise dafür, daß es sich um bedeutendere Salzablagerungen handeln könnte.

Ich neige der Ansicht zu, daß der Komplex mit den Dazittuffen und den Răchitaşul-Sandsteinen als Vertreter des transgressiven Torton zu betrachten ist, das durch eine stratigraphische Lücke vom Helvet getrennt ist. In unserem Gebiet ist diese Lücke allerdings nicht erkennbar, weiter im Süden ist sie jedoch klar zu beobachten.

Oberhalb der Andrieşul-Schichten — in unserem Gebiet mit tektonischem Kontakt, im Norden des Putnatales in normaler Folge — folgt eine mergelige Serie, die wir nach ihrem petrographischen Habitus im Vergleich mit gewissen Ablagerungen der Walachei als Buglov zu

betrachten versucht wären, die jedoch gemäß dem folgenden mit Sicherheit einen Teil des eigentlichen Sarmat darstellt.

Ich fand nämlich an der Basis dieser mergeligen Serie ein Exemplar von *Ervilia* sp., aber auf einer gemeinsam mit Radu Ciocârdel in das Putnatale unternommene Exkursion zeigte mir dieser einen Komplex dieser mergeligen Serie mit einer ausnehmend reichen sarmatischen Fauna, unter der ich bessarabische Formen feststellen konnte.

Oberhalb der mergeligen Serie folgt ein Sandstein-Mergelkomplex, in welchem ich im Milcovtal nur *Cerithium* sp. und *Hydrobia* sp. fand. Dann folgt eine mergelig-sandige Schicht mit einer Mächtigkeit von ungefähr 20 m, in welcher sich einige Süßwasserfossilien zeigen. Schließlich folgen oberhalb dieser Ablagerungen Kalk- und Sandsteinschichten mit Mergel- und Sandsteinlagen. In diesen Schichten finden sich zahlreiche Sandsteinbänke, Kalksandsteine und Mactramergel. Die untere fossilführende Bank enthält *Macra podolica* Eichw. und *Macra eichwaldi* Lask.; die zweite Bank enthält *Macra caspia* Eichw., *Macra bulgarica bisocensis* Sim. und *Helix* sp.; die dritte enthält *Macra bulgarica* Toul., *Macra bulgarica bisocensis* Sim., *Macra crassicollis* Sim., *Macra pallasii* Bally, *Macra vitaliana* d'Orb. und *Macra eichwaldi* Lask. In den höheren fossilführenden Bänken finden sich keine anderen Mactraarten, sondern sie werden mehr konglomeratisch und enthalten vereinzelt *Planorbis* sp.

Wir erwähnen die in den ersten drei fossilführenden Bänken gefundenen Mactren, um leichter feststellen zu können, zumindest hinsichtlich der dritten obersten, die die typische Form *Macra bulgarica* Toul. enthält, daß diese Ablagerungen als zum Cherson gehörig zu betrachten sind.

Die Mactraformen der ersten und zweiten Bank können, außer *Macra bulgarica bisocensis* Sim., von der noch nicht genügend stratigraphische Daten bekannt sind, ebenso im Cherson wie im Bessarab gefunden werden. Ich glaube jedoch, daß die Einheit der Fazies von den Süßwasserablagerungen an nach oben und das Fehlen irgendeiner für das Bessarab typischen Form uns ermächtigen, auch die Basis der Mactraserie als chersonisch zu betrachten.

Ungefähr 50 m stratigraphisch oberhalb der letzten Mactrasandsteinbank befindet sich eine sehr charakteristische Schicht von violett-rottem Mergel, die der Verfasser von Mânzălești an im Slănicital und bis Mănăstirea Caşin im Bett des Păcura-Baches verfolgen konnte.

Da sich ungefähr 50 m oberhalb dieser Bank die ersten mäotischen Fossilien finden (*Congeria panticaeae* Andr., *C. tournoueri* Andr., *C. novorossica* Sinz., *Planorbis* sp., *Theodoxus* sp., *Hydrobia* sp.,

Valvata sp.) und der Uebergang vom Sarmat zum Mäot nicht unterbrochen ist, halte ich es für richtig, die rote Mergelschichte als Grenze zwischen Sarmat und Mäot zu betrachten. Bei Mănăstirea Cașin am Păcura-Bache fanden wir in der roten Mergelschichte eine Anodonta, was beweist, daß zur Zeit der Bildung dieser Schichte die Süßwasserperiode des Mäot bereits eingesetzt hatte. In den weiter oben beschriebenen sarmatischen Ablagerungen ist die Einschaltung der Mergel und Sande mit Süßwasserfauna klar festzustellen, in welcher der Verfasser anlässlich einer gemeinsam mit R. Ciocârdel unternommenen Exkursion folgende Formen fand:

Congerina neumayri moldavica Andr., *Hydrobia* sp., *Viviparus* sp., *Unio simionescui* nov. sp. und *Radix* sp.

Das Vorhandensein einer Einschaltung mit einer derartigen Fauna in der Basis des fossilführenden Cherson läßt an die Feststellung von M. David (1922, S. 177) denken, daß das Bessarab der Moldavischen Platte mit Süßwasserablagerungen endet.

Aus all dem ergibt sich, daß sich die Buglov-Sarmatserie folgendermaßen unterteilen läßt:

1. Die Schichten von Andrieșul gehören vermutlich dem Buglov-Volhyn an.

2. Der untere Teil der mergeligen Serie gehört dem Volhyn an.

3. Der obere Teil der mergeligen Serie mit der Sandstein-Mergelzone mit Cerithien und mit der mergelig-sandigen Serie mit Süßwasserfauna ist Bessarab.

4. Der obere, vorwiegend aus Sandstein bestehende Teil mit Mactren gehört dem Cherson an.

Das Fehlen irgendwelcher petrographischer Verschiedenheiten, die im Terrain weiter verfolgt werden könnten, hat verursacht, daß die auf der Karte gezogenen Grenzlinien im allgemeinen nicht mit den stratigraphischen, sondern mit den petrographischen Grenzen zusammenfallen.

Da sich die sarmatischen Schichten in fast vertikaler Stellung befinden, kann man jederzeit auf der Karte die untere Grenze des Cherson einzeichnen, die sich ungefähr in einer Entfernung von 65 m östlich der unteren Grenze der Sandstein-Kalkzone befindet.

Hinsichtlich der oberen und unteren Grenze des Volhyn wurden bei den geologischen Aufnahmen noch keine brauchbaren Anhaltspunkte gefunden, doch ist anzunehmen, daß ein eingehendes Studium der Mikrofauna solche Kennzeichen erbringen könnte. Die Mächtigkeit der Buglov-Sarmatablagerungen überschreitet 1200 m, wovon die Mächtigkeit des Cherson allein ungefähr 260 m beträgt.

Das Vorhandensein von Cherson in dem behandelten Gebiet stellt uns vor die Frage dessen Ausdehnung nach Norden und Süden. Nach dem, was der Verfasser im Terrain beobachten konnte, kann man die Anwesenheit des Cherson in der perikarpatischen Überschiebungszone, zumindest vom Trotuștal bis zum Südteil des Slănic-Tales (Buzău), als sicher annehmen.

Im Buzăutal zieht sich die Zone des gesicherten Vorkommens von Cherson gegen Osten und Süden zurück, so daß die äußersten Grenzpunkte des Auftretens in der Gegend Călugăreni—Tătaru—Udrești liegen, wo der Verfasser *Mastra bulgarica* Toulă in den grünlichen Mergeln fand, die oberhalb der bisher als bessarab angesehenen Kalke erscheinen. Diese Kalke gehören jedoch möglicherweise ebenfalls zum Teil dem Cherson an.

Mäot.

Als Beginn des Mäot betrachte ich die roten Mergel mit grünen und violetten Flecken, von denen anlässlich der Begrenzung des Sarmat gesprochen wurde.

Wie schon erwähnt, findet sich ungefähr 50 m stratigraphisch oberhalb dieser Mergel ein fossilführender Sandstein, in welchem ich folgende Formen fand:

Congeria panticapaea Andr., *C. panticapaea tournoueri* Andr., *C. novorossica* Sinz, *Theodoxus* sp., *Valvata* sp. und *Planorbis* sp. Diese Fauna beweist mäotisches Alter. Ungefähr 20 m oberhalb dieses Sandsteins folgt ein anderer Sandstein mit *Congeria novorossica* Sinz. Trotz eingehender Nachforschungen konnte ich nirgends *Dosinia exoleta* Andr. (*Dosinia maeotica* Andr.) noch irgendeine andere Dosinienart finden, die Șt. Mateescu gefunden zu haben angibt.

Oberhalb der Congeriensandsteine folgt eine Sandsteinserie mit mergelig-sandigen Einschaltungen und sogar Sanden bis zur oberen Grenze des Mäot. Sowohl in dieser Serie als auch in der basalen Sandsteinserie des Sarmat ist an der Zusammensetzung des Gesteins andesitisches Material beteiligt. Außer den genannten Fossilien fand ich oberhalb der Congeriensandsteine folgende Formen:

Unio subatavus Teisseyre, *Psilunio subrecurvus* Teisseyre, *Psilunio subhoernesi* Sinz., *Anodonta maeotica* nov. sp., *Theodoxus* sp., *Hydrobia* sp., *Viviparus moldavicus* Wenz und *Planorbis* sp.

Es liegt somit hier eine mäotische Sedimentationsserie vor, die in ungestörtem Zusammenhang mit dem Cherson steht, in der aber Schichten mit Dosinien fehlen. Die Fauna des gesamten Mäot stimmt in ihrer Mehrheit mit der des Moldav überein. Eine Unterteilung des

Mäot in Moldav und darunter liegende Dosinienschichten entspricht somit in dieser Gegend nicht ganz den gegebenen Tatsachen. Das Vorhandensein von Sandstein mit *Anodonta maeotica* nov. sp., die ich auch in den Dosinienschichten des Râmnic-Tales sowie in der Sonde 2 Sarpetrol von Copăceni fand, zeigt aber, daß es sich bei diesen Sandsteinen um Äquivalente jener Schichten handelt, die in der Walachei als häufigste Fossilform *Dosinia maeotica* Andr. führen und in der Krümmungszone durch *Congeria panticapaea* Andr. und manchmal *Anodonta maeotica* Andr. charakterisiert werden.

Als obere Grenze des Mäot betrachte ich die Unterkante einer Serie von sehr sandigen Mergeln, in der ich etwa 40 m oberhalb der Unterkante folgende pontische Fauna fand: *Monodacna* (*Pseudocatillus*) *pseudocatillus* (Barbot de Marny), *Limnocardium nobile* S. Ștefănescu, *Prosodacna* (*Stylodacna*) *sturi* (Cabălcescu), *Melanopsis* (*melanopsis*) *decollata* Stoliczka, *Melanoides* (*Stenmelania*) sp. und *Hydrobia* sp.

Unterhalb dieser mergeligen Serie befindet sich, faziell eine einheitliche Serie mit dem Mäot bildend, eine Schichtfolge mit mächtigen Sandsteineinschaltungen, in welcher ich in einem Abstand von ungefähr 120 m vom Hangenden gegen das Liegende *Psilunio* (*Psilunio*) *subhoernesi* (Sinz.) fand. Dies bekräftigt das mäotische Alter dieses Horizontes.

Es braucht wohl nicht erst betont zu werden, daß infolge des stratigraphischen Ueberganges zwischen dem Mäot und dem Pont die angenommene Grenze in einem gewissen Maß willkürlich ist, ebenso wie dies bei der Grenzziehung zwischen Sarmat und Mäot der Fall war. Eine genaue Festlegung dieser Grenze wird vielleicht durch ein vergleichendes Studium der Ostracodenfauna mit der von der Grenze Pont—Mäot in der Walachei möglich werden. Dazu muß ich noch erwähnen, daß in der ganzen Serie der mäotischen Ablagerungen keine einzige Lignitschicht vorkommt. Die von Șt. Mateescu (1927) angeblich im Mäot beobachteten Lignite liegen oberhalb der ersten Schichten mit der obengenannten pontischen Fauna. Ebenso wie hier fehlen die Lignite im Mäot auch weiter gegen Norden bis Mănăstirea Câșin sowie in der ganzen südlichen mäotischen Zone.

Die kürzlich von R. Ciocârdel (1943) aufgestellte Behauptung, daß die Lignite im Becken von Comănești ebenfalls pontisch sind, würde zeigen, daß es sich hier um eine allgemeine Erscheinung handelt. Zumindest kann in der Zone südlich von Mănăstirea Câșin die erste Schicht von Ligniten oder kohligten Mergeln oberhalb des

Mäot vielleicht als eine für die Grenze zwischen Pont und Mäot bezeichnende Schichte angesehen werden.

Die wahre Mächtigkeit des Mäot beträgt ungefähr 1000 m.

Pont.

Der petrographische Unterschied zwischen Pont und Mäot ist nicht groß, aber selbst über große Strecken hin genügend deutlich. Kennt man das Pont des Milcov-Tales, so ist es schon allein auf Grund der petrographischen Beschaffenheit möglich, es im Putna- und Sușița-Tal wieder zu erkennen.

Noch deutlicher ist die Unterscheidung nach der allgemeinen Färbung, da diese im Pont heller ist als im Mäot, was zum großen Teil auf Verringerung oder sogar Fehlen von andesitischem Material im Gestein zurückzuführen ist. Im Daz ändert sich die Färbung plötzlich. Die gelbliche Farbe der Sande und das Graublau der Mergel ist im Gesamtbild von der des Mäot und des Pont grundverschieden.

Die gesamte von mir auf der Karte ausgeschiedene Serie pontischer fossilführender Ablagerungen wurde von Șt. Mateescu, zusammen mit einem Teil des Daz, dem Mäot zugeteilt. Die Anwesenheit der genannten Fossilien an der Basis der Serie, die ich als Pont ausschied, sowie auch das Vorkommen von zahlreichen Exemplaren von *Prosodacna* (*Stylodacna*) *sturi* (Cobălcescu), *Dreissena rimestiensis* (Fontanes) und *Hyriopsis krausi* Wenz in höheren Lagen der Serie läßt mir keinen Zweifel darüber, daß diese Ablagerungen dem Pont angehören.

Die Mächtigkeit der pontischen Ablagerungen beträgt ungefähr 900 m.

Daz.

Die paläontologische Grenze zwischen Pont und Daz ist, wie überall, schwer festzulegen.

Ich habe diese Grenze oberhalb des letzten Punktes, an welchem ich *Prosodacna* (*Stylodacna*) *sturi* (Cobălcescu) in größerer Menge fand, angesetzt. Dabei wurde auch der Veränderung der petrographischen Fazies Rechnung getragen. Diese wird im Daz vorherrschend mergelig-sandig mit untergeordneten Sandsteineinschaltungen und zeigt eine von der des Pont stark abweichende Färbung.

In den dazischen Ablagerungen findet sich eine reiche Fauna, von der folgende Formen angeführt seien: *Dreissena polymorpha* (Pallas), *Hyriopsis krei* Wenz, *Unio* sp., *Theodoxus* (*Calvertia*) *quadrifascia-*

tus (Bielz), *Theodoxus (Calvertia) licherdopoli scriptus* (Ștefanescu), *Didacna subcarinata* (Deshayes), *Unio rumanus* Tournouer (diese Form wurde in anderen Zonen im Mäot und Pont gefunden), *Melanopsis sp.* und *Planorbis sp.*

Im Daz finden sich ebenso wie im Pont Einschaltungen von Ligniten und kohligen Mergeln. Die wahre Mächtigkeit des Daz beträgt ungefähr 1500 m.

Levantin.

Als Levantin schied ich eine Formation von Ablagerungen aus, die mit einem Schichtpaket bläulicher Mergel, die den bereits bekannten Levantinmergeln der Walachei vollkommen gleich sind, in einer Mächtigkeit von ungefähr 100 m beginnt. Diese Mergel sind reich an *Helix (Helix) sublutescens* Wenz und *Campylaea (Faustina) cf. faustina* (Roßmäbler).

Auf der Karte ist lediglich ein Teil der mergelig-sandigen Formation ausgeschieden, in welchem sich auch zahlreiche Einschaltungen von Ligniten und schwarzen, kohligen Mergeln finden. Oberhalb der Mergelformation und viel weiter östlich, ungefähr gegenüber dem Dorf Valea Rea, beginnen sich in der Serie der Levantinablagerungen auch Schotter einzuschalten, die sich gegen Osten zu vermehren und die in der Nähe von Odobești vollkommen vorherrschend werden.

Măgura Odobeștilor (Kote 1001 m) besteht aus solchen Schottern, die den Schottern von Căndești (Buzău) gleichwertig sind und die letzten levantinen Ablagerungen darstellen. Ich halte diese Schotter für Regressivbildungen, hier sowohl wie möglicherweise auch in ihrer ganzen Ausdehnung in der Walachei.

Die Mächtigkeit des unteren mergelig-sandigen Levantin muß mit ungefähr 3000 m und die des oberen (Căndești-schotter) mit ungefähr 1000 m angenommen werden.

Quartär.

Das Quartär ist in diesem Gebiet vertreten:

1. Durch eine Hochterrasse, von der ich lediglich einen kleinen Rest südsüdwestlich des Vârful-Răiutului in einer Höhe von 880 m fand. Diese Terrasse liegt also mehr als 500 m oberhalb des heutigen Niveaus der Flüsse Milcov und Zăbala an den Punkten, wo sie sich am meisten nähern.

2. Durch eine höhere, aus früheren Arbeiten bereits bekannte Terrasse.

3. Durch eine Gruppe tieferer Terrassen und rezenter Anschwemmungen, die ebenfalls aus der Literatur zur Genüge bekannt sind.

Die Hochterrasse des Vârful-Răiuțului stammt aus dem Pleistozän. Denn die Ablagerungen dieser Terrasse liegen horizontal, während die sie unterlagernden miozänen Ablagerungen am Ende des Levantin stark gefaltet wurden. Die postlevantinen Faltungen waren so intensiv, daß die sarmato-pliozänen Ablagerungen vertikal aufgerichtet und in der unteren Partie sogar überkippt wurden. Sogar die Cădești-schotter zeigen Neigungen von über 25°. Aus diesen Tatsachen ergibt sich eindeutig, daß die Terrasse, mit der wir uns hier beschäftigen, jünger ist als die Faltung und als die Ablagerung der Cădești-schotter, somit quartär.

Wenn wir nun berücksichtigen, daß das Niveau dieser Terrasse viel niedriger liegt (880 m) als der höchste Punkt, an dem wir heute die Cădești-schotter finden (Măgura Odobestilor, Kote 1001 m), und das Vorhandensein einer Erosion bis auf das Niveau des Miozäns vor der Ablagerung der Terrasse in Erwägung ziehen, kommen wir zu dem Schluß, daß die Terrasse des Vârful-Răiuțului, auch wenn sie älter wäre, als sich derzeit erkennen läßt, kaum die älteste der pleistozänen Ablagerungen darstellt. Diese sind heute entweder vollkommen erodiert oder möglicherweise finden sich noch irgendwelche bis jetzt unbekannte Reste davon in der Flyschzone auf den von Rădulescu (1937, S. 34—37) genannten Ebenflächen oberhalb 1100 m. Bezüglich der jüngeren Terrassen habe ich den Ansichten meiner Vorgänger nichts hinzuzufügen. Hinsichtlich der Karte bemerke ich noch, daß ich nur jene Terrassen eingezeichnet habe, die tatsächlich durch Sedimente festgestellt werden konnten, und davor zurückscheute, Terrassen einzutragen, die nur im Relief als solche erscheinen.

Unter diesen Umständen ist es leicht möglich, daß einige Terrassenbildungen meiner direkten Beobachtung entgangen sind und auf der Karte nicht eingezeichnet wurden.

BESCHREIBUNG DER FOSSILIEN.

Außer den Fossilien, die aus anderen Gegenden bekannt sind, finden sich im Sarmat und Plioziän dieses Gebietes infolge deren Süßwasserfazies, mehrere gänzlich neue Formen.

Meine Untersuchungen galten nicht einer Spezialarbeit über diese Fauna, ebenso bemühte ich mich nicht besonders, vollständige Exemplare, die eine Beschreibung rechtfertigen, zu gewinnen. Die sarmatischen Süßwasserablagerungen zogen jedoch meine Aufmerksamkeit

ganz speziell auf sich und ich fand darin ein sehr bemerkenswertes Exemplar von *Unio*, das ich zwar nicht vollständig gewinnen konnte, das jedoch einer Beschreibung wert erscheint. Außerdem fand ich hier im Sarmat einen deformierten *Viviparus* und einen *Radix*, der ebenfalls abgebildet wurde.

Aus dem Mäot konnte ich mehrere vollständige und gut erhaltene Exemplare von *Anodonta* sammeln. Die anderen neuen Formen konnten nur als Fragmente gewonnen werden, die nicht als Gegenstand einer Beschreibung dienen können. Andere Forscher werden, wie ich hoffe, in der Lage sein, uns auch die genaue Kenntnis der anderen Formen zu vermitteln.

Die Gattung *Unio* Retzius, 1788

(*Lymnium* Oken, 1815; *Mysca* Turton, 1822; *Canthyrina* Swainson, 1840; *Nodularia* Conrad, 1853).

Von dieser Gattung fand ich ein Exemplar mit Fragmenten von zwei Schalen im Sarmat des Milcovtales. Ebenso hat M. D. David (1922, S. 177) aus dem Sarmat und dem oberen Bessarab der Moldavischen Platte *Unio cf. moravicus* Hoern. und *Unio mactroides* David genannt.

Die letztgenannte Form wurde weder abgebildet noch beschrieben. Sie befindet sich jedoch in der Sammlung des Laboratoriums für Geologie an der Universität von Jassy und ist von der von mir gefundenen Form vollkommen verschieden.

N. Macarovici (1940, S. 219—221) beschreibt aus dem Cherson des südlichen Bessarabien die neue Form *Unio sarmaticus* Macarovici, die der von mir gefundenen Form ähnlich ist. Aus den Fragmenten an der Universität von Jassy und nach der Beschreibung ergeben sich jedoch einige merkliche Verschiedenheiten.

Unio simionescui nov. sp.

Tafel I—III, Fig. 1—3.

Die Schale ist groß und ungefähr eiförmig. Am rückwärtigen Ende ist sie durch eine fast gerade Linie, die nach vorne zu mit der Längsachse der Schale einen etwas spitzen Winkel bildet, leicht abgestumpft. Der Wirbel liegt ganz vorne; er ragt nicht über die Ränder der Schale und tritt aus der Oberfläche nicht heraus. Der vordere Teil der Schale ist kurz und reicht nur wenig über den Wirbel hinaus, der rückwärtige Teil hingegen ist lang. Der obere Rand der Schale ist konvex; der untere Rand, der in der vorderen Hälfte ebenfalls konvex ist, hat in der rückwärtigen Hälfte die Tendenz, sich gerade zu strecken. Die

Schale zeigt Anwachsstreifen, die in der Gegend des Wirbels und am unteren Rand, speziell im rückwärtigen unteren Drittel, verhältnismäßig wenig erhaben sind. Der mediane Teil der Schale ist sowohl in der zentralen wie in der dorsalen Zone glatt.

Die Wandung der Muschel ist in der unteren vorderen Partie dick und wird gegen die zentrale und dorsale Partie zu immer dünner, bis sie in der Schloßregion mit dem leistenförmig verbreiteten Teil des rückwärtigen Seitenzahnes ein Minimum an Dicke (1 mm) erreicht, und verdickt sich dann von neuem gegen die rückwärtige Partie zu, ohne jedoch die Hälfte ihrer Dicke in der vorderen Partie zu erreichen. Am unteren Rand der Schale zeigt sich eine ziemlich umfangreiche Verstärkung, die am vorderen Ende unter dem Eindruck des Schließmuskels beginnt, sich dann gegen das Innere der Schale zu weiter entwickelt und gegen die rückwärtige Partie zu dünner wird, so daß sie an ihrem Ende, wo sie ganz abgeplattet ist, nur ein wenig die Dicke der Schale überschreitet.

An der Innenseite der Schale sieht man in beiden Hälften:

Die Eindrücke des vorderen Schließmuskels der Schalen, die verhältnismäßig groß, tief und kreisförmig sind; die verhältnismäßig kleinen Eindrücke des Fuß-Adduktors hinter und oberhalb der Medianlinie des Schalenschließmuskels; die verhältnismäßig sehr kleinen, aber ziemlich tiefen und deutlich erkennbaren Eindrücke des Eingeweidehaftmuskels, die hinter den Eindrücken des Schalenschließmuskels gelegen sind und — bei dem abgebildeten Exemplar — nicht ganz die gleiche Stellung in den beiden Schalen haben.

Die Zahnung besteht in der rechten Schale aus zwei pyramidenförmigen Schloßzähnen, die mit ihren Spitzen gegen die Schloßregion gerichtet sind und durch eine dreieckige Vertiefung getrennt werden, und aus einem rückwärts liegenden leistenförmigen Seitenzahn. Von den Schloßzähnen ist der vordere etwas kleiner; bei meinem Exemplar sind beide etwas beschädigt. In der linken Schale lassen sich zwei Schloßzähne unterscheiden, die durch eine dreieckige Grube getrennt sind, ebenso wie die beiden dahinter liegenden leistenförmigen Seitenzähne durch eine Furche getrennt werden, in welche der hintere Seitenzahn der rechten Schale eingreift. Bei meinem Exemplar haben die Schloßzähne abgebrochene Spitzen. Der äußere rückwärtige Seitenzahn ist nur teilweise sichtbar und liegt hinter dem inneren. Die Ligamentfläche ist in der Schloßregion gut entwickelt und zeigt Längsriefungen, die parallel zum Rand der Schale verlaufen.

Die Maße des abgebildeten Exemplares sind: 190 mm Länge, 102 mm Höhe und ungefähr 75 mm Abstand zwischen den Außen-

flächen der zwei Schalen an der am stärksten gewölbten Zone, die mit einem Punkt zusammenfällt, der in einem Drittel der Länge der Schale gegen die vordere Partie zu und etwas oberhalb der Medianlinie gelegen ist.

Das abgebildete Exemplar wurde mit beiden vollständigen Schalen gefunden, aber es konnte nicht vollständig gewonnen und aufbewahrt werden, so daß es hinsichtlich der Einzelheiten nach den aufbewahrten Fragmenten und hinsichtlich der allgemeinen Form nach den Feststellungen an Ort und Stelle beschrieben werden mußte.

Ich widme diese Form Herrn Prof. Simionescu, Präsident der rumänischen Akademie.

Die Gattung *Anodonta* Lamarck, 1799.

Als zu dieser Gattung gehörig wurde eine Form betrachtet, die im unteren Mäot des Milcovtales sehr gut vertreten ist und die ich im Râmnic-tal und in der Sonde 2 Naphtha-Sarpetrol von Copăceni (Jud. Prahova) wieder fand.

***Anodonta maeotica* nov. sp.**

Tafel IV, Fig. 4–5.

Die Schale ist mittelgroß mit dünner Wandung und stark gewölbt mit einem stark erhabenen Wirbel, der die Schloßlinie ungefähr in ihrer Mitte überragt und mit einer fast geraden Schloßlinie, die nur gegenüber dem Wirbel leicht gekrümmt ist. An der Oberfläche der Schale zeigen sich einige wenige Anwachsstreifen, die vor allem auf der unteren rückwärtigen Partie sichtbar sind und manchmal mit leichten Krümmungen der Schalenwände zusammenfallen. Die Muschel ist im großen und ganzen trapezförmig. Sie wird begrenzt von der geraden Schloßlinie, die in ihrer mittleren Partie vom Wirbel verdeckt wird, einem mitunter fast gerade verlaufenden Rand in der vorderen Partie, der mit der Schloßlinie fast einen rechten Winkel bildet, einen konvexen Rand in der unteren Partie und einen geraden Rand in der rückwärtigen Partie, der mit der Schloßlinie einen stumpfen Winkel bildet. Nach hinten zu ist die Schale etwas verlängert.

Der rückwärtige Flügel (das Feld) ist von der übrigen Schale durch einen abgerundeten Kiel getrennt, auf welchem man manchmal einige Radialrippen bemerkt, die beim Wirbel beginnen und sich gegen den Schalenrand hinziehen.

Diese Feststellungen sind an dem typischen Exemplar (Fig. 4) gut ersichtlich, an den anderen Exemplaren jedoch erscheint dies alles weniger deutlich, wie z. B. an der paratypen Form Fig. 5.

Die Zahnung fehlt vollkommen. Die Muskeleindrücke sind nur schwach sichtbar, so daß man gerade nur das Vorhandensein der Schalenschließmuskel erkennen kann, ohne jedoch ihre Umrisse festlegen zu können.

Es besteht zwischen dieser Form und *Anodonta subundata* Wenz (1942, S. 109) einige Ähnlichkeit im allgemeinen Aussehen der Muschel.

Diese Art ist ziemlich veränderlich, einige Exemplare sind länger, haben die vordere Partie stärker abgerundet und zeigen einen die Schloßlinie weniger überragenden Wirbel. Dies ist der Fall bei der paratypen Form Fig. 5, die zum Unterschied von der typischen Form noch ihre beiden Schalen besitzt, die aber etwas deformiert in dem Sandstein, in dem sie gefunden wurde, aus ihrer ursprünglichen gegenseitigen Lage verschoben sind, so daß sie auf den ersten Blick einen falschen Eindruck machen könnte. Ich beschrieb als typische Form eine rechte, nicht deformierte und vollständig erhaltene Schale. Es wurde auch ein paratypes Exemplar mit seinen beiden Schalen abgebildet, das etwas deformiert ist; es fehlt der rückwärtige Teil der rechten Schale und ein Teil des unteren (ventralen) Randes der linken Schale.

Die Maße des typischen Exemplares sind: Länge 72 mm, Höhe 63 mm, Schalendicke (einer Klappe) 24 mm.

Die Gattung *Viviparus* Montfort, 1810

Viviparus sp.

Tafel IV, Fig. 7.

Von dieser Art fand ich ein vollständiges, aber deformiertes Exemplar. Es ist zur Beschreibung zwar nicht geeignet, trotzdem bilde ich es ab, da es das einzige Exemplar von *Viviparus* ist, das im Sarmat Rumäniens gefunden wurde und das charakteristische Eigenschaften aufweist, durch die es sich von allen aus dem Sarmat bekannten *Viviparus*-formen deutlich unterscheidet.

Die Gattung *Radix* Montfort, 1810

Radix sp.

Tafel IV, Fig. 6.

Im Süßwassersarmat fand ich zwei identische Exemplare von *Radix* sp., die ziemlich gut erhalten sind. Eines davon wurde abgebildet, es war jedoch nicht möglich, es artlich zu bestimmen.

Alle abgebildeten Formen wurden in der Sammlung des Rumänischen Geologischen Institutes hinterlegt.

TEKTONIK.

Vom tektonischen Standpunkt aus unterscheiden wir in diesem Gebiet die stark gefaltete Miozänzone und die Pliozänzone, die an ihrem westlichen Rand etwas vom Miozän überfahren ist und in ihrer Gesamtheit kein tektonisches Geschehen durchgemacht hat.

In von Westen nach Osten geordneter Reihenfolge sind die wichtigsten tektonischen Linien folgende:

1. Die Antiklinallinie der Salzmassive von Nistoreşti, V. Peşicului und Paltinu.
2. Die Antiklinallinie des Salzmassivs nördlich Năruja und ihre Verlängerung gegen Süden.
3. Die Antiklinallinie mit dem Salzmassiv des Sărat-Baches (südwestlich des Vârful Răiuşului) und des Boului-Baches.
4. Die Antiklinallinie östlich des Vârful Răiuşului und westlich des Hügels D. Titilei mit dem Salz und den schwarzen Gipsen von Reghiu und die Störungen beiderseits der Andrieşul-Schichten.
5. Die Antiklinallinie östlich des Hügels D. Titilei (Andrieşul de Sus).

Alle diese tektonischen Linien tragen den Charakter von Ueberschiebungslinien, entlang welcher die Westseite über die östliche geschoben wurde, die überall darunter einfällt.

Das Ausmaß dieser Ueberschiebungserscheinungen läßt sich schwer schätzen, aber ich glaube, daß in dem der Karte angeschlossenen Profil die kleinstmöglichen Ueberschiebungen eingetragen wurden.

Der tektonische Kontakt an der Grenze zwischen Mediterran und Sarmat scheint mir eine wichtige Ueberschiebungserscheinung darzustellen. Ich glaube, ihre Bedeutung durch eine eingehendere Ueberschneidung der nördlich des Putnatales gelegenen Gebiete feststellen zu können, wo die Fazies und die Art des Auftretens einiger Sarmat-ablagerungen vollkommen die Ansichten von L. Mrázec und I. P. Voiteşti zu rechtfertigen scheinen, daß wir es hier mit einer beginnenden Decke zu tun haben (1927, S. 548).

Hinsichtlich des Alters dieser tektonischen Erscheinungen können wir mehrere orogene Paroxysmen unterscheiden:

- a) einen Paroxysmus vor der Ablagerung des Salzes;
- b) einen Paroxysmus im oberen Helvet, der vor der Ablagerung der Dazituffe und der weißen Mergel liegt;
- c) einen Paroxysmus im oberen Torton;
- d) einen Paroxysmus im oberen Levantin.

Es ist zu vermuten, daß nach den drei ersten Phasen die ihnen entsprechenden Rückzugsedimente zum Teil erodiert wurden und daß wahrscheinlich ein Teil des Oligozän und des Torton fehlt.

Nach der vierten Phase folgte die quartäre Erosion. Sie ließ noch einen Teil der oberlevantinen Regressionsablagerungen zurück.

Es ist möglich, daß neben den oben angeführten Paroxysmen noch bedeutende orogene Erscheinungen im Cherson und im Daz vorgekommen sind; aber in dieser Hinsicht besitzen wir keinerlei Beweise, höchstens außerhalb des geschlossenen Gebietes, mit dem wir uns beschäftigen.

Im Zusammenhang mit diesen orogenen Erscheinungen müssen wir — wie sich dies teilweise auch aus den Darlegungen über die Stratigraphie ergibt — annehmen, daß die Salzablagerungen teilweise am Beginn der mediterranen Transgression nach einer Erosionsperiode abgesetzt wurden. Außer einigen paläogenen Ablagerungen griff diese Erosion auch die Grünschiefer der „Dobrukscha-Provinz“ (Mrazec, 1911) stark an, die sich in großen Blöcken und in großer Menge in den Konglomeraten, oberhalb und in Zwischenlagen innerhalb der Salzformation zeigen.

Das Auftreten der Konglomerate mit großen Blöcken oberhalb des Salzes fällt mit dem Auftreten lebhafter Transgressionserscheinungen und mit dem Ende der Lagunenperiode des ersten schwankenden Einbruchs der Meeresgewässer, die die Bildung von Salzablagerungen begünstigte und sich über einer wesentlich reduzierten Fläche vielleicht seit dem Ende des Paläogen fortgesetzt hat, zusammen. Auch nach der Sedimentation der Konglomerate haben sich die miozänen Meeresgewässer noch lange mit geringen Tiefen erhalten, so daß sich zur Zeit der Sedimentation der roten Serie und der unmittelbar darüber liegenden Schichten Sandsteine mit Wellenspuren und Sandstein mit Spuren von Palmipeden gebildet haben, die von M. Paucă (1942) westlich von Andriesul de Sus am Bach Porcului beschrieben wurden. Vielleicht haben sich diese Salzsichten noch lokal während dieses ganzen Zeitraumes abgelagert. In der Zeit der Sedimentation der grauen Serie hat sich das Miozänmeer für eine kurze Zeitspanne, die der Bildung der Gipse oberhalb und unterhalb der Dazituffe und vielleicht sogar der Absetzung einiger Salzsichten von sekundärer Bedeutung im Vergleich mit denen des tiefen Salzkomplexes vorausgegangen ist, noch vertieft.

Nach der Transgression der Andriesul-Schichten (Buglov? Volhyn?) haben sich die Erscheinungen in ungefähr gleicher Weise abgespielt;

die Ablagerungen beginnen mit Konglomeraten und Sanden und setzen sich mit einer mergeligen Fazies aus tieferem Brackwasser fort.

Gegen das Ende des Bessarab ging die Tiefe des Meeres zurück und es begannen sich von neuem Sandsteine zu bilden. Im letzten Abschnitt des Bessarab süßte das Wasser schließlich aus und es bildeten sich regressive Süßwasserablagerungen. Darauf folgte eine neue Brackwasserperiode, während der sich die Sandsteine, Kalke und einige Mergel des Cherson absetzten. Nach ihr setzte in diesem Gebiet eine Süßwasserperiode ein, die sich während des ganzen Pliozäns erhielt. Dabei entstand keine Lücke in den Ablagerungen, sondern es ergaben sich nur einige kleine Aenderungen der Fazies und der Wassertiefe des Pliozänsees, die in mancher Hinsicht den bedeutenderen Erscheinungen in entfernteren Gebieten im Südwesten entsprechen.

ZUSAMMENFASSUNG.

Fassen wir die obigen Ausführungen zusammen, so können wir folgende Schlußfolgerungen ziehen:

1. Im untersuchten Gebiet liegen heute nur miozäne, pliozäne und quartäre Ablagerungen an der Oberfläche. Die als Paläogen angesehenen Klippen sind tatsächlich miozänen Alters, doch sind sie in einer dem Paläogen sehr ähnlichen Fazies entwickelt oder enthalten umgelagerte paläogene Foraminiferen.

2. Auf Grund der uns gegenwärtig zur Verfügung stehenden paläontologischen Daten kann keine genaue Altersbestimmung der mediterranen Ablagerungen durchgeführt werden. Anstatt nun willkürlich Formationsgrenzen festzulegen, ist es wohl vorzuziehen, vorläufig Abtrennungen auf petrographischer Grundlage durchzuführen, bis uns neue paläontologische Daten zur Verfügung stehen. Wir dürfen hoffen, daß ein genaues Studium der Foraminiferen die nötigen Kriterien zu einer Parallelisierung unserer mediterranen Ablagerungen mit denen der klassisch gewordenen Lokalitäten erbringen wird.

Auf Grund von Beobachtungen und Schlußfolgerungen in anderen, ähnlichen Gebieten, die bei einer späteren Gelegenheit behandelt werden sollen, wurde die tiefe Salzformation als zum größten Teil zum mediterranen Sedimentationszyklus gehörend betrachtet, der hier vermutlich das Burdigal und das Helvet umfaßt.

3. Gegen Ende des Helvet setzte eine Regressionsphase und in ihrer Folge eine Zeit der Erosion ein.

4. Nach der helvetischen Regression setzte der tortone Ablagerungszyklus ein, dem eine starke präarmatische Erosionsphase folgte.

5. Der sarmatische Sedimentationszyklus beginnt in unserem Gebiet mit einer Serie von Konglomeraten, Sandsteinen und Sanden (Schichten von Andriesul), welche wahrscheinlich dem Buglov und vielleicht auch dem Volhyn entsprechen.

6. Das Volhyn ist zweifellos zumindest teilweise in der mergeligen Serie des Sarmat enthalten.

7. Das Bessarab umfaßt sicher den mittleren und oberen Teil der mergeligen Serie, ferner den sandsteinführenden unteren Teil mit Cerithium und eine Folge von Süßwasserablagerungen, die mit jenen, die M. David (1922) aus dem oberen Teil des Bessarab der Moldavischen Platte beschrieb, parallelisiert werden können.

8. Das Cherson umfaßt eine Folge von Sandsteinen, Kalken und Mergeln mit Mactra.

9. Das Pliozän ist vollständig entwickelt, also auch das Pont, welches von Şt. Mateescu im Milcov-Tal zur Gänze ins Mäot einbezogen wurde.

10. Dosinienschichten fehlen im Mäot, doch enthält dessen liegender Teil Schichten, die dem Alter nach mit den Dosinienschichten gleichgestellt werden können.

11. In der ganzen Zone des Karpatenkniees und in der Muntenia kommen weder Lignite noch kohlige schwarze Mergel im Mäot vor. Die Anwesenheit derartiger Ablagerungen muß daher beim geologischen Kartieren als Anzeichen eines postmäotischen Alters angesehen werden.

12. Die Ablagerungen der sarmato-pliozänen Serie erfolgten im behandelten Gebiet kontinuierlich und es läßt sich deshalb nirgends eine genaue Grenze festlegen, wie bereits M. Ilie und M. Paucă (1940) gezeigt haben.

13. Das Vorhandensein des Pont wird durch eine charakteristische Fauna bewiesen und diese Stufe zum ersten Male auf der Karte als solche ausgeschieden.

14. Die dem Oberlevantin angehörenden Schotter von Căndeşti haben keinen transgressiven Charakter, sondern sind im Gegenteil als Regressionsbildung zu betrachten. Die levantinen Schotter, die sich stellenweise in der Muntenia transgressiv über älteren Ablagerungen finden, gehören stellenweise dem unteren Levantin an und wurden hier nur fälschlicherweise, wegen der Ähnlichkeit der Fazies, als Schotter von Căndeşti (Buzău) bezeichnet. Stellenweise aber sind sie tatsächlich Căndeşti-Schotter, die infolge einer durch orogenetische Ereignisse verursachten lokalen Ingression in transgressiver Lagerung erscheinen. Diese orogenetischen Bewegungen verursachten in gewisser Hinsicht

die allgemeine Regression des oberen Levantin, gleichzeitig aber auch in ursprünglich trockenen Zonen mit intensiver Faltung die Bildung lokaler Mulden, die mit Căndești-Schottern ausgefüllt wurden.

15. Das Vorhandensein einer höheren Terrasse (880 m) von quartärem Alter in der Umgebung des Vârful Răiutului beweist, daß zumindest das gesamte tiefere Relief jünger und daher ebenfalls quartär ist.

In verhältnismäßig geringer Entfernung von jener hohen Terrasse und 120 m höher als jene liegen Căndești-Schotter in geneigter Lage (Măgura Odobești). Es folgt daraus, daß zwischen der Bildung der Căndești-Schotter und der der hohen Terrasse eine geraume Zeit intensiver Faltung und intensiver Erosion verstrichen sein muß. Die erwähnte hohe Terrasse ist zwar die älteste quartäre Bildung, von der wir heute Kenntnis besitzen, vielleicht aber nicht die erste, die im Quartär geformt worden ist.

16. In den Süßwasserschichten der Sarmatformation und des Pliozäns findet man viele fossile Formen, die auch aus anderen Gegenden nicht bekannt sind. Von diesen Formen wurden *Unio sarmaticus nov. sp.* und *Anodonta macotica nov. sp.* neu beschrieben und ein *Viviparus sp.* sowie eine *Radix sp.* abgebildet.

17. In struktureller Hinsicht läßt sich im Miozän eine monoklinale Faltung feststellen. Mitunter erscheinen in den Scheitelzonen der stärksten Auffaltung Salzmassive, die sich manchmal in den strukturell tieferen Zonen in Salzmassiven fortsetzen, die entlang der Ueberschiebungslinien emporgedrungen sind. Die Ueberschiebungsflächen zeigen eine steile Neigung gegen Westen und daraus geht hervor, daß die Ueberschiebung nur ein bescheidenes Ausmaß erreicht haben kann. Dennoch glauben wir, daß das Ausmaß der Ueberschiebungen, wie wir es in den beigezeichneten Profilen dargestellt haben, nur ein Minimum darstellt.

Als Ausdruck sekundären tektonischen Geschehens lassen sich mitunter kleine Störungen feststellen.

Angeführte Arbeiten.

- Botez G.: Communication préliminaire des études géologiques faites dans le district de Putna. — Comptes rendus des Séances de l'Institut Géol. Roum., 4, S. 42—47, Bukarest 1912.
- Ciocârdel R.: Neue Daten über das Alter des Beckens von Comănești (Bezirk Bacău-Rumänien). Monitorul Petrolului Român, 1—2, S. 15—23, Bukarest 1943.
- David M.: Cercetări geologice în Podișul Moldovenesc. — An. Inst. Geol. Rom., 9, S. 73—207, 1915—1920, Bukarest 1922.
- Ilie D. M. u. Paucă M.: Observations sur le Pliocène entre les vallées du Râmnicul Sărat et du Trotus. — C. R. de Séances de l'Inst. Géol. de Roum., 23, S. 46—50, 1934—1935, Bukarest 1940.
- Ilie D. M.: Sur le tectonique de la zone mio-pliocène de la courbure des Carpathes orientales. — C. R. des Séances Inst. Géol. Roum., 22, S. 37—41, 1934, Bukarest 1938.
- Macarovici N.: Recherches géologiques et paléontologiques dans la Bessarabie méridionale (Roumanie). — Ann. Sc. de l'Université de Jassy, 26, fasc. 1. Jassy 1940.
- Martonne E. de: L'Evolution Morphologique des Alpes de transylvanie. — Revue de géographie annuelle, T. I., 1906—1907, Paris.
- Mateescu St.: Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii colinelor subcarpatice din districtul Râmnicul-Sărat. Dări de seamă ale Ședințelor Inst. Geol. Rom., 7, S. 261—278, 1915—1916, Bukarest 1917.
- Relațiuni asupra cercetărilor geologice făcute în jud. Putna și Râmnicul Sărat în vara anului 1923. — Dări de seamă ale Ședințelor Inst. Geol. Rom., 12, 1924, Bukarest 1930.
- Cercetări geologice în partea externă a curburei sudestice a Carpaților Români. — An. Inst. Geol. Rom., 12, S. 67—324, 1927, Bukarest 1927.
- Structura Geologică a culmei Răchitașului (Jud. Putna). — Dări de seamă ale Șed. Inst. Geol. Rom., 12, 1929, Bukarest 1931.
- La structure géologique de la dépression Vrancea distr. Putna. — C. R. de l'Acad. des Sc. de Roum., 2, Nr. 2, S. 169—171, 1937, Bukarest 1938.
- Présentation de la carte géologique de la région de Vrancea, distr. Putna (en manuscrit), 1:50.000. — C. R. de l'Acad. des Sc. de Roum., 2, Nr. 1, S. 75—80, 1937, Bukarest 1937.
- Mrazec L.: Despre rocele verzi din conglomeratele terțiare ale Carpaților și Subcarpaților României. — Dări de seamă ale Ședințelor Inst. Geol. Rom., 2, pag. 26—39, 1910, Bukarest 1911.
- u. Voitești I. P.: Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Flișului Carpatic. — An. Inst. Geol. Rom., 5, S. 495—559, 1911, Bukarest 1912.
- Paucă M.: Contribution à la connaissance de la zone néogène comprise entre la Susița et l'Oituz. — C. R. des Séances Inst. Géol. Roum., 22, S. 106—111, 1934, Bukarest 1938.
- Position tectonique de l'Eocène dans la chaîne des collines péricarpathiques. — C. R. des Séances Inst. Géol. Roum., 22, S. 41—45, 1934, Bukarest 1938.
- Empreintes de pas de Palmipèdes dans l'Helvétien carpathique du département de Putna. Bul. Soc. Rom. de Geol., 5, S. 85—87, Bukarest 1942.
- Cercetări geologice în Miocenul dintre Putna și Milcov. — C. R. des Séances Inst. Geol. Roum., 31. Im Erscheinen. Bukarest.
- Asupra rețelei hidrografice și morfologiei regiunii dela curbura de S—E a Carpaților. — Revista Geografică Română, fas. I—II, S. 24—36. Bukarest 1942.
- Rădulescu N.: Vrancea geografie fizică și umană. — Soc. Reg. Rom. de Geografie, Studii și cercetări geografice, 1. Bukarest 1937.
- Wenz W.: Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete. — Senckenbergiana, 24, S. 1—293, Frankfurt a. M. 1942.

Erklärungen der Tafeln.

Fig. 1—3: *Unio simionescui* n. sp., Typus, natürliche Größe, Seite 23.

Fig. 1: Linke Klappe, Außenansicht;

Fig. 2: Linke Klappe, Innenansicht;

Fig. 3 a: Rechte Klappe, Außenansicht;

Fig. 3 b: Rechte Klappe, Innenansicht.

Fig. 4—5: *Anodonta maeotica* n. sp.; natürliche Größe, Seite 25.

Fig. 4 a: Typus, rechte Klappe, Außenansicht;

Fig. 4 b: Typus, rechte Klappe, rückwärtige Seitenansicht;

Fig. 4 c: Typus, rechte Klappe, Seitenansicht der Wirbelregion;

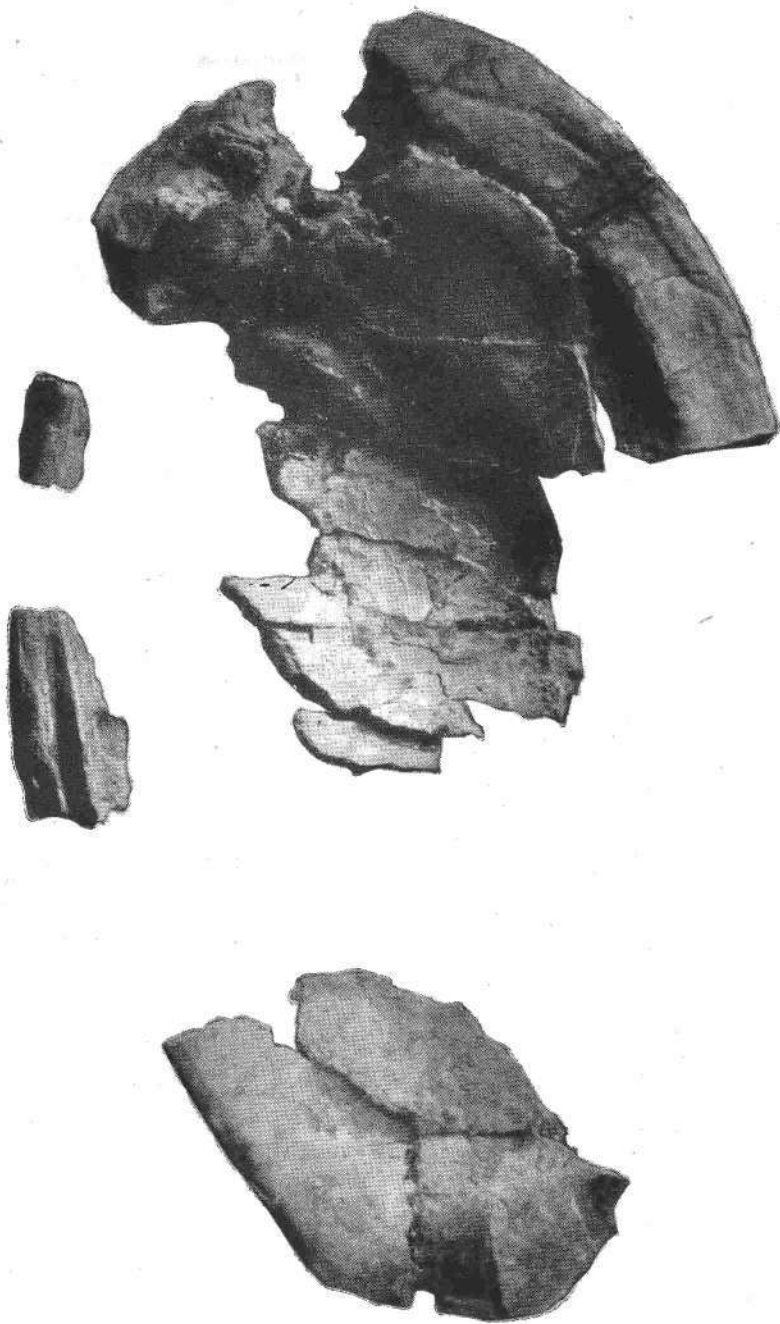
Fig. 5: Paratypus.

Fig. 6: *Viviparus* sp., natürliche Größe, Seite 25.

Fig. 7: *Radix* sp., natürliche Größe, Seite 27.

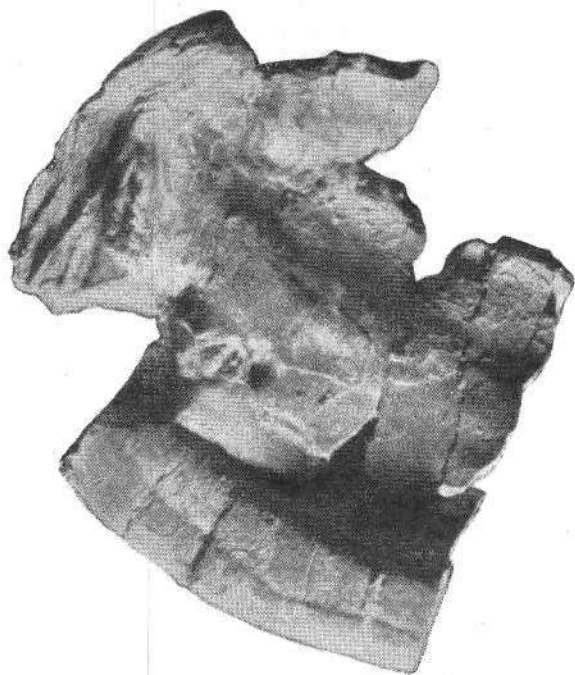
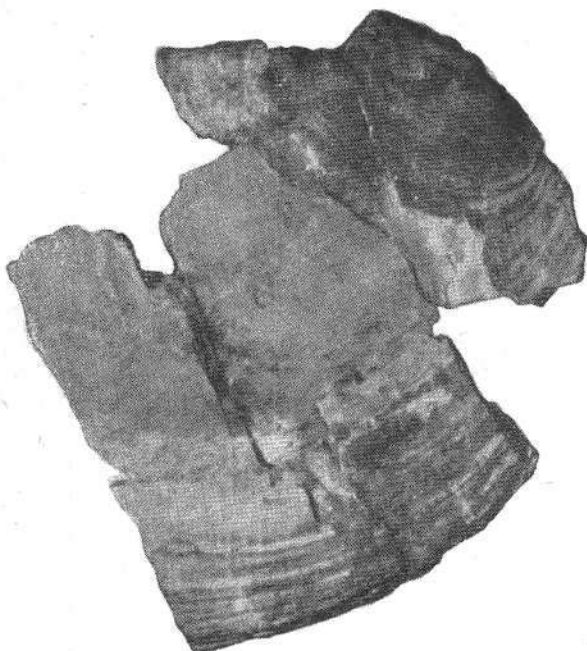
Die abgebildeten Stücke stammen aus den Süßwasserablagerungen des Sarmats
von Reghiu, im Tale des Miloov.







3a



3b

