

Zur Geologie der Bacau'er Karpathen.

Von Dr. Wawrzyniec Teisseyre*).

Mit 2 Profiltafeln (Nr. XVI u. XVII) und 33 Zinkotypien im Text.

Vorwort.

Ein noch dunkles Problem der karpathischen Geologie Rumäniens besteht bekanntlich in der Annahme von mächtigen eocänen Salzthonschichten. Zuerst von Coquand mit Bezug auf die bereits durch Fichtel (1780) und Liseli früher beschriebene Salzlagerstätte von Târgu-Ocna¹⁾ in's Treffen geführt, erfreute sich diese geologische Altersfrage bis zum heutigen Tage eines sehr wechselvollen Schicksales²⁾. Es wurde die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna hauptsächlich durch Paul und Tietze (1879), Toula (1883), ferner durch Cobalcescu (1883), sowie zuletzt durch Sabba Stefanescu (1897) als Miocän hingestellt³⁾, während dieselbe hingegen von Tschermak⁴⁾ als von unsicherem geologischen Alter (d. h. Eocän oder Miocän) gedeutet wird und schliesslich auf der geologischen Karte des ehemaligen rumänischen geologischen Comités und noch auf jener von Draghicénu als Eocän bezeichnet erscheint⁵⁾. Es blieb bei diesen Anlässen den späteren Untersuchungen vorbehalten, für diese vielfach auf allgemeine Gesichtspunkte der karpathischen Geologie gestützten, werthvollen Meinungsäusserungen eine Basis an entscheidenden local-geologischen Details zu schaffen. Als ich nun

¹⁾ Auszusprechen: Tyrgu-Okna.

²⁾ G. Liseli: Coupes et plans des mines de sel d'Okna. Gornoi Journal 1835, St. Petersburg, pag. 125 und pag. 328 (teste Toula).

Coquand: Sur les gites de pétrole de la Valachie et de la Moldavie etc. Bull. Soc. géol. de France 1866—1867, 2. Serie, Tom. XXIV, pag. 513 (Profil von Târgu-Ocna).

³⁾ Tietze und Paul: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 202.

Toula: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 81.

Cobalcescu: Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1883; derselbe: Memoriele geol. de Scolei Militare din Jassi, Bucuresci 1883.

Sabba Stefanescu: Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Lille 1897, pag. 98—99.

⁴⁾ Tschermak: Mineralogische und petrographische Mittheilungen, Neue Folge, Bd. III, 1881, pag. 333. („Aus den angeführten Beobachtungen kann man, wie Coquand, auf ein eocänes Alter der Steinsalzbildung schliessen, doch ist die Zugehörigkeit zu jüngeren Tertiärbildungen nicht ausgeschlossen.“)

⁵⁾ Draghicénu: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1890, Tafel III.

*) Die früheren, in deutscher Sprache veröffentlichten Schriften des Verf. sind mit L. Teisseyre gezeichnet (Wawrzyniec = Laurentius). Anm. d. Red.

im Jahre 1895. einem Rufe seitens eines hohen königlich-rumänischen Domänen-Ministeriums Folge leistend, mich nach Rumänien behufs geologischer Untersuchungen begab, war es vorerst die Gegend von Târgu-Ocna, welche mein Interesse in Anspruch nahm.

Ein von mir bereits im Jahre 1895 unternommener Versuch, die stratigraphische und geographische Begrenzung der nachweislich miocänen subkarpathischen Salzformation des Districtes Bacau zu regeln¹⁾, wurde nachträglich durch das Ergebniss ergänzt, dass bezüglich der hingegen karpathischen Salzthonserie in Tazlau am Tazlau sarat sicherlich ein palaeogenes Alter in Aussicht zu nehmen ist²⁾. Allein die Gegend von Târgu-Ocna selbst blieb für mich vorläufig in mancher Beziehung ein Räthsel.

Die auf einige sich bei Târgu-Ocna darbietenden Schwierigkeiten bezüglich Studien ergaben zwar die Unbrauchbarkeit des für Târgu-Ocna bereits von Cobalcescu publicirten geologischen Profiles. Doch konnten diese Untersuchungen zumal in Ermangelung einer zweckdienlichen hypsometrischen Karte nicht in präziser Weise ausgeführt und vollendet werden. Schliesslich blieben in meinen beiden einschlägigen Reiseberichten die Salzablagerungen von Târgu-Ocna noch ganz ausser Betracht.

Im Jahre 1896 hatte ich Gelegenheit, die Gegend von Târgu-Ocna und von Lapoş gemeinschaftlich mit dem Herrn Berg-Ingenieur C. Alimanestiano, Chef des Minenwesens im Königreiche Rumänien, sowie mit Herrn Berg-Ingenieur Mircea von Neuem zu besuchen. Während dieser zweiwöchentlichen Excursionen konnte ein Theil der strittigen geologischen Profile bereits an der Hand einer genauen hypsometrischen Karte im Massstabe 1:20.000 revidirt werden. Herrn Alimanestiano und mir gelang es, bei dieser Gelegenheit bezeichnende sarmatische Fossilien in anstehendem subkarpathischen Gestein, dicht neben dem Flyschrand bei Târgu-Ocna, aufzufinden, wodurch ein wichtiger Anhaltspunkt für die Beurtheilung dieser Gegend gewonnen wurde.

Nach Abschluss eines zweijährigen Turnus von Excursionen in den Karpathen der Districte Buzeu und Prahova, verweilte ich zuletzt noch im Jahre 1897 mehrere Tage in meinem früheren Bacau'er Untersuchungsgebiete, um die sich nunmehr ergebenden, zum Theil wichtigen Vergleichspunkte zu jenen entlegenen Gebirgsantheilen zu verwerthen. Auf diesem Wege wurde meinem Studium die gewünschte relative und temporäre Abrundung zu Theil.

Es soll demgemäss in dieser Publication über den Rahmen eines allerersten Versuches von Detailuntersuchungen innerhalb einer weit-ausgedehnten, näher bis jetzt noch fast unbekanntem Karpathengegend nicht hinausgegriffen werden. Die in dieser Publication somit topogeologisch und unabhängig von theoretischen Folgerungen zu be-

¹⁾ Geologische Reiseberichte aus den Karpathen Rumäniens (District Bacau). I. Theil, Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1896, Nr. 4, pag. 132 ff.

²⁾ Geologische Reiseberichte aus den Karpathen Rumäniens (District Bacau). II. Theil (Gegend von Moinesci und Solonţu), Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1896, Nr. 7-8, pag. 230 ff.

schreibende Gegend umfasst das Trotschbecken von Târgu-Ocna bis oberhalb von Comanesti, ferner das Slanic- und das Oitozthal. Es gehört dieses Gebiet der karpathischen Menilitschieferzone im weitesten Sinne des Wortes an.

Die von mir ausserhalb der Menilitschieferzone gegen die höheren Berge zu besuchten Gegenden am Trotsch- und Uzuflusse sollen nur insoferne berücksichtigt werden, als es zur Schilderung der Menilitschieferzone nöthig erscheint.

Lemberg, am 14. November 1897.

Stratigraphische Skizze.

Abgesehen von den nur nebenbei zu erwähnenden terrassirten, fluviatilen Schotterabsätzen, welche in unserem Gebiete je nach ihrer hypsometrischen Lage in zwei verschiedenaltige, stratigraphisch nicht näher bestimmbare Niveaus (etwa Altalluvium und Diluvium) unterzubringen sind, treten in dieser Gegend nachstehende Bildungen auf:

1. Pliocän als innerkarpathische Beckenausfüllung bei Lapoş.
 2. Sarmatische Stufe.
 3. Miocäne Salzformation.
 4. Tiseşti-Sandstein als obere Abtheilung der Menilitschieferstufe
 5. Menilitschiefer mit Schipoter Schichten, als untere Abtheilung der Menilitstufe
 6. Schichten von Târgu-Ocna
 7. Palaeogene Salzthon-Facies
 8. Schichten von Uzu.
- } Oligocän.
- } unteres Oligocän, wahrscheinlich
- } sammt einem Theile von Eocän.

Bezüglich der petrographischen und faunistischen Entwicklung des Pliocän und des Miocän erlaube ich mir, auf die weiter unten folgenden Capitel unter dem Titel: „Das Pliocänbecken von Lapoş“, resp. unter dem Titel: „Die Neogenzone der Bacau'er Karpathen“ zu verweisen.

Der für die rumänischen Karpathen sehr wichtige Tiseşti-Sandstein ist als eine kalk- und glimmerfreie, überaus feinkörnige und dickbankige Felsart überall in gleichmässiger Weise charakterisirt und wurde als ein Analogon des galizischen Kliwa-Sandsteines bereits in meinem Reiseberichte (l. c. 1896, II. Theil) ausführlich besprochen.

Von A. Koch wurde der Tiseşti-Sandstein („grobe, ungleichkörnige, plumpe Sandsteinschichten“ im Hangenden der Menilitschiefer bei Sosmözö) als Aequivalent der aquitanischen Stufe hingestellt, wobei die darunter liegenden Menilitschiefer als mittleres Oligocän zu gelten haben¹⁾. Im Hinblick auf die locale stratigraphische Position von bei-

¹⁾ A. Koch: Die Tertiärbild. d. Beckens d. siebenbürgischen Landestheile, I. Theil. — Mittheil. a. d. Jahrb. d. k. ungar. geol. Anstalt, Bd. X, Heft 6, Budapest 1894, pag. 355, 356 und 388.

derlei erwähnten Schichtengruppen mag diese Ansicht als für unser Gebiet zutreffend erscheinen. Einerseits ist das an unseren Tisești-Sandstein als nächst jüngeres Gebirgs-glied sich anreihende Miocän durch Fossilienfunde sichergestellt; andererseits führen aber die unmittelbar im Liegenden der Menilitschiefer auftauchenden oberen Schichten der Târgu-Ocna'er Gruppe stets nur kleinwüchsige Nummuliten, was an die unteroligocänen Hojaschichten gemahnt.

Während der dickbankige, mit ganz untergeordneten Lagen von Menilitschiefer alternierende Tisești-Sandstein stets den oberen, an Mächtigkeit (bis 400 *m*) bei Weitem überwiegenden Theil der Menilitstufe darstellt, gibt es nur ausnahmsweise ansehnliche, 10—20 *m* starke Einschaltungen von dickbankigem Tisești-Sandstein auch im Niveau der unteren Menilitschiefer.

Typische, sogenannte Menilitschiefer erscheinen in unserem Gebiete in verschiedenen, auch in anderen Karpathengegenden miteinander vergesellschafteten Abarten. Nicht selten sind schwarze, papierdünn spaltbare, sehr wenig biegsame, bituminöse, mit leuchtender Flamme brennende, kurzum dysodilartige Schiefer, welche durch die bekannten schwefelgelben Efflorescenzen und die auf Schichtflächen vorkommenden Gypsrosetten gekennzeichnet sind. Eine gröber geschieferte Abart ist im Gegensatz zu der vorigen nicht biegsam. Licht-chocoladefarbige Schiefer mit weislicher Verwitterungsrinde alterniren mit zumeist gleichfarbigen, sehr feinkörnigen und harten Sandsteinplatten, welche ein thonig-kieseliges Bindemittel zeigen und häufig ihrerseits Fischschuppen führen. Dünne Lagen von dunklem Hornstein (1—2 *cm*) und von beinahe glasigem, feinkörnigen, grauen Sandstein (0.5—1 *dm*), welcher letztere seinerseits auch Fischschuppen enthalten kann, stellen sich gewöhnlich mitten in den schwarzen Schiefen ein.

Stets sehen die den Schiefen eingelagerten Sandsteinplatten an ihren Schichtflächen wie geplättet aus. Eine überaus spärliche und nur mittelst Loupe bemerkbare Glimmerführung ist allen diesen Schiefen gemeinsam. Dabei weisen bloß die licht-chocoladefarbigen Schiefer, dann und wann, einigen Kalkgehalt auf.

Die unteren Menilitschiefer wechsellagern fast überall mit gewissen, gleichfalls thonig- oder mergelig-kieseligen Gesteinsmassen, welche aber nicht schieferig sind, sondern eine scharfe Absonderung in dünne (2—3 *cm*) Schichtenplatten zeigen.

Dies sind die zuerst von Paul so benannten und in unserer Gegend bereits von Tschermak (l. c. pag. 332) nachgewiesenen Schipoter Schichten.

Dieselben erscheinen in den Bacau'er Karpathen in verschiedenen petrographischen Nuancen, welche bald nur locale Bedeutung haben, bald aber in verticaler Richtung aufeinanderfolgen.

Von licht-chocoladefarbigen oder dunklen, plattigen, mit Säuren schäumenden Kieselkalcken bis zu ähnlich gefärbten, dünn-schichtigen, jaspisähnlichen, thonig-kieseligen, zum Theil menilitartigen Massen, welche keinen Kalkgehalt aufweisen, gibt es zahlreiche Uebergänge.

Die gebänderten Hornsteinlagen erreichen in der Schipoter Facies ihre Hauptentwicklung. Auch scheint Menilit bloß im Verbands mit Schipoter Schichten und nicht mit Menilitschiefern sich in unserem Gebiete einzustellen.

Dann und wann kommt auch knollenförmiger Hornstein inmitten der einzelnen Schichtenplatten der Schipoter Facies vor. Zwischen den Schichtenplatten sieht man ferner hie und da gewisse, kaum je einige Millimeter dünne, grünliche, thonig-schieferige Sedimentbeschlüge, welche merkwürdiger Weise nicht verkieselt sind, wodurch die bereits erwähnte scharfe, plattenförmige Absonderung dieser Gesteine zu Stande kommt. Vielfach wechsellagern 10—15 m mächtige Bänke der obigen dünnplattigen merglig-kieseligen Bildungen mit ebenso starken Bänken von dünnschichtigem Hornstein. Sowohl den ersteren als auch den letzteren sind jene 1—2 cm dicken, bereits aus Menilitschiefern erwähnten Lagen von beinahe glasigem, grünlichem, überaus feinkörnigem Sandstein eingeschaltet, welcher eine spärliche, gleichsam pelitische Glimmerführung aufweist, und auf Bruchflächen zuweilen durch dunklere thonig-kieselige Bänder parallel der Schichtung gestreift erscheint. Sandsteinplatten mit einem dunklen zickzackförmigen Verkieselungsadernetze wurden gleichfalls mitten in der Menilitschieferstufe beobachtet (Târgu-Oena). Bei den gebänderten Hornsteinplatten, welche aus alternirenden, dunklen und glänzenden, sowie anderen lichten, oft ganz matten Lagen zusammengesetzt sind, pflegt zuweilen eine von diesen ersteren nicht aus Hornstein, sondern aus „glasigem“, überaus feinkörnigem Sandstein zu bestehen. Ursprünglich mag ein solches Gestein in Form von abwechselnden Lagen von Thon, Sand und Quarzpelit abgelagert worden sein¹⁾.

Ausser Fischschuppen, welche namentlich in Kieselkalken der besagten Schichtengruppe sich vorfanden, wurde in der letzteren an organischen Resten nur noch ein fossiles, lignitisch verkieseltes Holz, und zwar bei Bratești beobachtet. Nach einer gefälligen Bestimmung des Herrn Dr. F. Krasser, Universitäts-Docenten in Wien, gehört das letztere zum Pityoxylon-Typus (Recente Analogie: *Picea excelsa*).

Nicht selten sind in der Menilitschieferstufe unseres Gebietes je einige Meter mächtige Einlagerungen von abwechselnd schwarzem und grünlich-grauem Thon- und Mergelschiefer zu finden. Die schwarzen Mergelschiefer sind reich an Pyrit. Diese vielfach fischführenden, an gewissen Bruchflächen wachsglänzenden Schiefer erinnern an die Facies der Smilno-Schiefer der galizischen Karpathen. Petrographisch sind dieselben von jenen oft nur einige Millimeter dicken, thonigen Zwischenmitteln, welche die einzelnen Bänke des Tisest-Sandsteines trennen, nicht verschieden.

Die Schichten von Târgu-Oena.

Der unter diesem Namen zusammenzufassende Schichtencomplex besteht aus bunten, grünlichen und kirschrothen, mergligen Schiefer-

¹⁾ Angaben über die mikroskopische Beschaffenheit der Schipoter Schichten bei Târgu-Oena sind bei Tschermak zu vergleichen (l. c. pag. 332).

thonen, welche mit dünnplattigen Sandsteinen, Mergeln und sehr bezeichnenden grünen Breccienconglomeraten wechsellagern.

Das Conglomerat ist feinkörnig und ist aus Rollstücken von dem bekannten grünen karpathischen Schiefergestein, wie auch häufig aus solchen von dichtem Kalk zusammengesetzt. Unter dem Mikroskope wurden in dem Conglomerate von Târgu-Ocna („Fețele Târgului“) bald nur Globigerinen, Orbitoiden und Nummuliten (stets nur kleinwüchsige Arten) nachgewiesen (Th. Fuchs), bald aber war das Gestein voll von Lithothamnienkörnern, wobei dazwischen auch Bryozoen und Foraminiferen zu unterscheiden waren (Berg Carbonare bei Târgu-Ocna).

Entweder stellt das Conglomerat nur untergeordnete, etwa 1 m mächtige Einschaltungen inmitten der bunten Thone dar (Târgu-Ocna), oder aber erreichen grüne Conglomerate, welche aus oft metergrossen Gerölle zusammengesetzt sind und mit analogen Brecciensandsteinen wechsellagern, insgesamt eine Mächtigkeit von etwa 40 m (Härja).

Es gibt intermediäre petrographische Abänderungen, welche zwischen dem Breccienconglomerat und dem Brecciensandstein vermitteln. Dieser letztere ist ausserdem oft durch Sand vertreten; doch unterscheiden sich beide von dem Conglomerat nur durch Korngrösse des gemeinsamen petrographischen Hauptbestandtheiles, d. h. des grünen Schiefergesteins. All diesen grünen, als Härja'er Breccienschichten zu bezeichnenden Bildungen sind gewisse, mit bunten Thonen alternirende Lagen von schieferigem Mergelsandstein und von dünnplattigem, überaus harten Sandstein gegenüberzustellen, welcher letztere in kalkig-mergliger, mit Kieselsäure imprägnirter, weisser Grundmasse graue, knollenförmige Hornsteinausscheidungen aufweist.

Charakteristisch für diesen letzteren Sandstein sind 2—4 cm dicke, grüne Lagen, welche dieselbe Grundmasse haben, wie der Sandstein selbst; allein es ist ihre grüne Färbung durch streifenweise Anhäufung von Partikeln jenes grünen Schiefergesteins bedingt, aus welchem das Conglomerat der Härja'er Schichten besteht.

Zufolge überwiegender Grundmasse nimmt der besagte Sandstein häufig das Gepräge eines grauen oder weissen, merglig-kieseligen Sandkalkes an, während Einlagerungen von dichtem Kalk nur sporadisch vorkommen. Beim Sandkalk sind die äusserst feinen Sandkörner allseitig von einer weissen, merglig-kalkigen, mit Kieselsäure imprägnirten Grundmasse umhüllt. Es zeigt dieses Gestein sehr oft eine ausgezeichnet krummschalige Absonderung, welche letztere, wenn sie grosschalig wird und mit Hornsteinausscheidungen einherstreitet, welche auf den Schichtflächen durch reifenartige, parallele, oft geradlinige Wülste sich verrathen, mit Jahresringen eines riesigen Baumes vergleichbar ist.

An vielen Stellen enthalten die bunten Thone ausser den durch Hornsteinausscheidungen gekennzeichneten Kalksandsteinplatten noch Bänke von licht grauem Fucoidenmergel. Der letztere zeigt unter dem Mikroskope eine homogene oder äusserst feinkörnige opake Masse, voll feiner Spongien-Spiculae (Th. Fuchs).

Eine dritte facielle Nuance der Târgu Ocna'er Gruppe besteht in dem Erscheinen von Hieroglyphensandstein.

Zwischen grünlichen und röthlichen Schieferthonen sind grünliche bis bläuliche, respective röthliche, dünnplattige (1 *dm*), überaus feinkörnige Quarzsandsteine mit zahlreichen schmal wulstigen, kleinfingerförmigen Hieroglyphen und mit spärlicher Glimmerführung eingeschaltet (Aufschluss im Trottsbette bei der Mündung des Slanicbaches). Es gibt darunter sehr harte und andere weiche, mürbe, ferner kalkfreie und kalkhältige, sowie überdies mit Kalkspathadern ausgestattete Sandsteinlagen. Stets weisen diese Gebilde zahlreiche, äusserst winzige grüne Körner (wahrscheinlich Glaukonit) auf, und kommt auch Glimmer ausschliesslich in ganz kleinen, dem freiem Auge kaum sichtbaren Schüppchen vor.

An der viel erwähnten, Fețele Târgului (Târgu-Ocna) genannten Stelle kann man sich überzeugen, dass die fraglichen Hieroglyphensandsteine den Târgu-Ocna'er Schichten nicht gegenüberzustellen sind, sondern inmitten derselben auftreten und eines ihrer charakteristischen Begleitgesteine darstellen.

In Târgu-Ocna, wie auch sonst, wird die nach dieser Stadt benannte Gesteinsgruppe von Menilitschiefergesteinen überlagert und sind dabei beiderlei Gesteinsserien in ihren Grenzschichten sehr eng miteinander verknüpft, sowohl durch petrographische Uebergänge, als auch durch Wechsellagerungen.

Die bereits erwähnten, innerhalb der Târgu-Ocna'er Gruppe erscheinenden Nummuliten sind durchaus keine seltene Erscheinung; Allein sie beschränken sich zumeist auf die grünen Breccienlagen und sind alsdann, wenn auch stellenweise recht zahlreich ¹⁾, doch stets kleinwüchsig.

Ob es die für Hoja'er Schichten bezeichnenden Arten *Nummulites intermedia d'Arch*, und *N. Fichteli d'Arch* sind, konnte nicht bewiesen werden ²⁾. Das Vorkommen grosswüchsiger Nummuliten, wurde von mir, abgesehen von dem sogleich zu erwähnenden, sichtlich aus Târgu-Ocna'er Schichten herstammenden, lose liegenden Kalkblock bei Calcâiu nächst Grozesti, auch in anstehendem Gestein bei Moinesti festgestellt, und zwar, wie bereits in meinem Reisebericht (II) erwähnt, in einem dickbankigen, glimmerigen, grobkörnigen Sandstein. Es pflegt solcher Sandstein in Liegendpartien der Târgu-Ocna'er Gruppe sich einzuschalten und gleichsam den Uebergang zu den geologisch älteren Uzuschichten herzustellen. Die mit bunten Thonen alternirenden Hieroglyphensandsteine nehmen im Allgemeinen ein höheres Niveau innerhalb Târgu-Ocna'er Gruppe ein und schliessen ihrerseits nach oben mit bunten Thonen ab, welche durch eingelagerte Fucoidenmergel und zu oberst durch jene grünen, kleine Nummuliten führenden Breccienlagen gekennzeichnet sind.

Die gesammte, zumeist auf diese Weise gegliederte Târgu-Ocna'er Gruppe ist im Zusammenhange mit der noch zu besprechenden palaeogenen Salzthonserie zu betrachten, zumal durch die letztere gewöhnlich die erstere theilweise vertreten erscheint.

¹⁾ Fețele Târgului bei Ocna; Carbonareberg, südlich von Val. Cărbunarului bei Văcelele; V. Cerdac, D. Bouru und D. Chilieii bei Bratești; P. Hețmanu und P. Gienaiasu bei Grozesti u. s. w.

²⁾ Vergl. A. Koch, l. c. 1894, pag. 332.

Im Vergleich mit den alttertiären Flyschmassen der nördlichen Karpathenländer bietet die Târgu-Ocna'er Gruppe gewöhnlich eine so auffällige Analogie des petrographischen Typus dar, dass es unnöthig erscheint, dieselbe näher zu begründen. Doch dürfte es vorderhand verfrüht sein, auf einer genaueren stratigraphischen Parallelisirung der Târgu-Ocna'er Gruppe zu bestehen, weshalb ich mich mit diesem stratigraphischen Localnamen vorläufig begnügen zu sollen glaube, umsomehr als die sicherlich zunächst vergleichbaren Hoja'er Schichten nichtsdestoweniger einem engeren stratigraphischen Begriff entsprechen, als er bezüglich der Târgu-Ocna'er Gruppe bis jetzt festzustellen war.

Die karpathische Salzformation.

Die mit diesem neutralen Namen zu bezeichnenden, dem Flyschgebiete zufallenden Vorkommnisse von Salzthon-Facies sind in den Bacau'er Karpathen in solche einzutheilen, welche mit der subkarpathischen, auch in dieser Gegend nachweislich miocänen Salzformation zu parallelisiren sind, und solche, welche entschieden palaeogen sind.

Den von Autoren aus Galizien beschriebenen Beobachtungen über buchtenförmiges Eingreifen der subkarpathischen Salzformation in das Flyschgebiet dürfen analoge, in unserem Gebiet nur in Hârja zu machenden Erfahrungen als gleichbedeutend angereicht werden. In beiden Fällen ist das Erscheinen kleiner, über Flyschgesteine transgredirenden Miocänpartien ein ganz sporadisches, während sonst die Miocänschichten eine durchwegs randliche Stellung gegenüber den Flyschmassen einnehmen¹⁾.

Für die palaeogenen Salzthonvorkommnisse der Moldauer Karpathen bietet sich in galizischen Gebirgsantheilen so gut wie gar kein Analogon²⁾.

¹⁾ Paul und Tietze: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 214 u. 238.

Tietze: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1887, pag. 662, 663 u. 664.

Derselbe: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1889, pag. 368 u. 370.

Uhlig: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 101 u. 103.

Zuber: *Studia geologiczne we wchodnich Karpatach*, zeszyt II, Kosmos 1885, pag. 43—44 (pölnisch).

Derselbe: *Atlas geologiczny Galicyi*, Text zum II. Hefte. Kraków 1888.

²⁾ Salzige Schachtwässer sind bekanntlich für das Flyschgebirge überhaupt bezeichnend. Allein die eigentliche Salzthonfacies wurde, soweit bekannt, speciell innerhalb des palaeogenen Flysches in Galizien nirgends direct beobachtet. Möglich ist es immerhin, dass geringmächtige Einschaltungen von Salzthonfacies hier und da im palaeogenen Flysch in Galizien durchbohrt wurden, ohne dass davon in richtiger Weise Kenntniss genommen wurde.

Seinerzeit wurde von Paul und Tietze vermuthet, dass für die innerkarpathische Miocänscholle von Maniawa a priori die Annahme vielleicht nicht auszuschliessen wäre, nach welcher diese Salzthonscholle etwas älter wäre, als die gewöhnliche Salzformation der Karpathen. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 214.)

Bezüglich des ganz untergeordneten Vorkommens von Salz und Salzthon in den hingegen cretacischen Ropianka-Schichten vergl. Zuber's „*Studia geologiczne we wchodnich Karpatach*“, Kosmos 1885, pag. 43 u. 52.

Vergl. ferner: *Atlas geologiczny Galicyi*, Heft II.

Eine Reihe von Bemerkungen über Salzspuren im karpathischen Flysch Galiziens wurde von Zuber gegeben in der Zeitschrift „Kosmos“, Lemberg, Jahrg. 1893, Heft III—IV.

Als palaeogen sind in den Bacau'er Karpathen anzuerkennen die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna, ebenso wie die, sei es zu Tage tretenden, sei es aber durch Mineralquellen angedeuteten Salzvorkommnisse von Gura Slanic, Grozesti und Slanic, und ausserdem zahlreiche Vorkommnisse von mächtig entwickelter Salzthonfacies.

Von der miocänen Salzformation ist die palaeogene Salzthonserie petrographisch nicht unterscheidbar, es sei denn durch das Fehlen von Palla, welche hingegen innerhalb der ersteren gleichsam auf Schritt und Tritt erscheint.

Zumeist ist die palaeogene Salzformation aus aschgrauen, thonigen Gypsmergelschiefern zusammengesetzt, welche mit dünnplattigen (1 cm bis 1 dm), sehr feinkörnigen Mergelsandsteinen wechselagern, wobei die letzteren gleichfalls aschgrau sind. Diese Sandsteine zeigen oft eine charakteristische, „strzolka“-artige Krümmung.

Es gibt darunter Mergelsandsteine mit äusserst feinen Glimmerschüppchen, und solche mit relativ grossblättrigem Glimmer. Ausserdem sind die grauen Sandsteine von noch anderen lichten, gelblichen, grobkörnigen Mergelsandsteinen begleitet.

Der eigentliche Salzthon spielt innerhalb dieser Schichtenreihe eine ganz untergeordnete Rolle, zumal sich derselbe auf die nächste Nachbarschaft der Salzvorkommnisse beschränkt (Târgu-Ocna). Gypsbänke sind stets schiefrig und können sowohl innerhalb der besagten grauen Schichtenserie, als auch viel höher in der Schichtenreihe in Begleitung der diese Salzformation überlagernden, grünen Breccien-schichten erscheinen, welche die Târgu-Ocna'er Facies repräsentiren.

Nicht immer indessen tritt die palaeogene Salzthonserie als Liegendes der Târgu-Ocna'er Gruppe auf. Vielmehr kann die erstere, gleichsam in Vertretung der letzteren, die Menilitschiefergruppe direct unterteufen (Berg Monachia ¹⁾, Păriul Salaşelu bei Lucăceşti ²⁾, Păriul Otarului bei Tiseşti nächst Târgu-Ocna). In Tazlau am Tazlau sarat ist die karpathische Salzthonserie hingegen dem untersten Niveau der Menilitschiefergruppe eingeschaltet. Während aus diesen Thatsachen einerseits die Annahme ableitbar erscheint, dass die karpathischen Salzthonbildungen in unserer Gegend das untere Oligocän repräsentiren, ja sogar in das vermeintliche mittlere Oligocän hinaufsteigen können, ist es andererseits wahrscheinlich, dass Steinsalz in den Moldauer Karpathen auch den tieferen palaeogenen Niveaus und zwar dem Eocän anzugehören pflegt. Aus den die palaeogenen Salzbildungen von Grozesti überlagernden Hieroglyphenschichten der Târgu-Ocna'er Gruppe scheint ein dortselbst im Păriul Calcăiu lose liegend vorgefundener Kalkblock herzustammen, welcher letzterer aus tausenden von ganz grosswüchsigen Nummulitenarten zusammengesetzt ist.

Im topogeologischen Theile soll gezeigt werden, dass die von mir zur palaeogenen Salzformation gerechneten Bildungen als

¹⁾ Vergl. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 243.

²⁾ Dortselbst 248.

concordante Antiklinalkerne innerhalb von Oligocänsätteln erscheinen. Wenn dabei im Hangenden dieser Salzthonbildungen Schichten der Târgu-Oena'er Gruppe einschalten, sind letztere stets mit den ersteren durch petrographische Uebergänge verknüpft.

Noch merkwürdiger sind jene petrographischen Uebergänge, welche zwischen der palaeogenen Salzformation und den stellenweise ohne Dazwischentreten der Târgu-Oena'er Gruppe darüber gelagerten Menilitschiefern vermitteln (Monachiaberg ¹⁾).

Cobalcescu, welcher die Salzlagerstätte von Târgu-Oena als Miocän hinstellt, gibt auf pag. 59 seines Werkes einige Andeutungen über die geographische Verbreitung seiner miocänen Salzformation inmitten des Flyschgebietes der Bacau'er Karpathen. Aus diesen Angaben resultirt, dass von Cobalcescu unsere Târgu-Oena'er Gruppe in ihrer Gesamtheit zum Miocän gerechnet wurde.

Bezüglich der geographischen Grenzen, welche für die Ausecheidung der palaeogenen Salzformation gewählt erscheinen, muss zugegeben werden, dass dieselben nicht immer sicher nachweisbar waren. Es gibt Fälle, in welchen der Hangendschenkel einer zerrissenen, den Flyschrand umsäumenden Oligocän - Antiklinale, deren innerer Kern aus palaeogener Salzformation besteht, auf die miocäne subkarpathische Salzformation hinaufgeschoben erscheint ²⁾. Da alsdann die subkarpathische Salzformation durch Nachfaltung ihr anscheinend ursprüngliches Merkmal der discordanten Lagerung auf dem Flysche zumest einbüsst und somit concordant der palaeogenen Salzformation des überschobenen Antiklinalkernes an- oder untergelagert ist, bleibt es in diesen Fällen, zufolge Ermangelung von Fossilien, der Willkür des Beobachters überlassen, die Grenze zwischen beiderlei Formationen hierher oder gar bis etwa 0·5 km weiter zu verlegen.

Die Uzuschichten³⁾.

Unter diesem Namen anscheinend bereits von Herbich in die Literatur eingeführt, sollen die Uzuschichten für unseren Zweck in ganz neutralem stratigraphischen Sinne als wohlgeschichtete glimmerreiche, dickbankige Sandsteine definiert werden, welche im Liegenden der Târgu-Oena'er Gruppe zur Entwicklung gelangen.

Als typisches Beispiel der hier gemeinten Uzuschichten ist der Steinbruch am Uzufusse, gegenüber dem D. Mare, zwischen Poiana und Dărmănești festzuhalten.

¹⁾ Vergl. meine früheren Reiseberichte, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 242—243.

²⁾ Hieher ist auch das früher von mir beschriebene Profil des Monachiaberges zu zählen (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 243). In der betreffenden Zeichnung, Fig. 4, ist eine hypothetische Discordanz zwischen miocäner und palaeogener Salzformation veranschaulicht.

³⁾ Vergl. Dr. F. Herbich: Das Szeklerland. Mittheilungen aus dem Jahrbuch der ungar. geolog. Anstalt, Bd. V, Heft 2, Budapest 1878, pag. 206—208 und 218.

Vergl. auch Paul und Tietze, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1879, pag. 198—204.

Auch in einem Steinbruche bei Cerdac am Slanicbache wird Uzusandstein zu Bauzwecken gewonnen, und wird dieser Felsart in unserer Gegend sonst nur der massige Tiseşti-Sandstein als Baumateriale vorgezogen.

Der gewöhnlich sehr harte, grünlich-graue, nach Verwitterung gelbliche Uzusandstein verdankt seine bezeichnende, sehr deutlich ausgebildete Schichtung den eingelagerten schmalen Bändern von grau-grünlichem Schieferthon, einem constanten Begleiter dieses Sandsteines.

In der feinkörnigen Grundmasse des Sandsteines pflegen zahlreiche grössere Quarzstücke eingestreut zu sein.

Die grossblättrige Glimmerführung vertheilt sich auf die ganze Gesteinsmasse, ist aber an Schichtflächen am reichsten. Das Bindemittel ist thonig- bis merglig-kieselig, so dass das Gestein nicht immer Kalkgehalt aufweist.

Wo die thonigen, an Bruchflächen oft wachsglänzenden Zwischenmittel eine Mächtigkeit von je einigen Metern erreichen, pflegen dieselben ihrerseits ganz dünne ($\frac{1}{2}$ dm) Platten von Uzusandstein einzuschliessen, während sonst hie und da 1—3 m dicke Uzusandsteinbänke mit bedeutenderen Complexen von dünnplattigem Uzusandstein und von analogem grauen, thonigen, überaus glimmerreichen Sand alterniren.

Der Uzusandstein ist somit nächst verwandt und zum Theil vielleicht zusammengehörig mit jenem grobkörnigen, dickbankigen, glimmerigen Sandstein, welcher in den Liegendpartien der Târgu-Oena'er Gruppe eingeschaltet, als ein Niveau von grosswüchsigen Nummuliten charakterisirt wurde.

Ohne auf eine nähere Besprechung der Uzuschichten einzugehen, mag noch kurz darauf hingewiesen werden, dass ihr stratigraphisches Liegendes in unserem Gebiete in Poiana am Uzuflusse zu beobachten ist, in Form einer alternirenden Reihe von grauen, des Glimmers entbehrenden Thon- und Kalkmergelschiefern von äusserst feinkörnigen, „strzolka“-artigen Sandsteinschiefern mit thonig-kieseligem Bindemittel und reicher, beinahe mikroskopischer Glimmerführung, und von ähnlichen Hieroglyphen-Sandsteinplatten, welche viele Calcitadern, aber keinen Glimmer enthalten (Kreide).

Das Hauptverbreitungsgebiet der Uzuschichten reiht sich von Westen her an die grosse Menilschieferzone der Bacau'er Karpathen.

Innerhalb der letzteren spielen aber die Uzuschichten nur eine ganz untergeordnete Rolle.

Topogeologische Beschreibung.

I. Das Slanictal¹⁾.

Die Gegend des Badeortes Slanic (Bacau) und der obere Lauf des Slanicbaches²⁾.

Der südwestlich orientirte obere Lauf des Slanicbaches verquert einen mehrere Kilometer breiten, fast nordsüdlich fortstreichenden Oligocänzug. Der Ostrand des letzteren durchkreuzt das Slanictal etwa 1 km oberhalb vom Dorfe Cerdac und ist durch P. Paltinişu³⁾ (966 m, 846 m, 610 m) auf der südlichen Thalseite, sowie durch den Berg 773 m, welcher sich an P. Piatra 798 m anschliesst, auf der nördlichen Thalseite, gegeben. — Der Westrand des Oligocänzuges entfällt erst oberhalb des Badeortes Slanic, auf die Gegend, wo die Staatsgrenze das Slanictal passirt.

Gemäss der allgemeinen stratigraphischen Anordnung der karpathischen Menilitschieferzone weist auch dieser in einige Sättel und Mulden zergliederte Oligocänzug den massigen Tiseşti-Sandstein als den bei Weitem überwiegenden oberen Theil seiner Schichten auf. Die darunter liegenden Menilitschiefer sind ihrerseits durch Schipoter Gesteine unterteuft.

Lediglich auf dem auf Păriul Dobrului entfallenden, quer über den Badeort Slanic nordwärts fortstreichenden Sattel gelangt die Tărgu-Oena'er Gruppe zum Aufbruch. Durch diese, kaum einige hundert Meter breite „Eocän“-Zone⁴⁾ ist der Oligocänzug des oberen Slanictales seiner Länge nach in zwei Hälften zertheilt. Bezüglich der westlichen Hälfte des Slanicer Oligocänzuges wenden wir uns zuerst zu der nächst dem Badeorte aufragenden Steilböschung des Hügels „Piciorul Borvizului“, unterhalb welcher Mineralquellen (Quelle Nr. 1) sich befinden.

Hier fallen Tiseşti-Sandsteinbänke und Menilitschiefer unter 55° nach EES (7° 5' ein⁵⁾).

In der engen Felsenschlucht, durch welche man von da an längs dem Slanicbach höher thalaufrwärts wandert, dauert die östliche Fallrichtung eine Strecke lang an. Zwischen dem Badehause und dem Cursalon treten zu beiden Seiten des Baches Tiseşti-Sandsteinschiefer mit Platten von quarzitischem Sandstein auf. Es fallen dieselben

¹⁾ Die geologische Literatur des Slanictales: Coquand, l. c. pag. 516 ff.; Tschermak, l. c.: Cobalcescu, Memorie (wie oben), pag. 71—72.

²⁾ Diese Gegend wurde von mir, in gef. Begleitung des Herrn Ing. M. Anastasesco Jonei aus Bukarest, nur einmal im Jahre 1895 besucht, d. h. zur Zeit, als ich noch nicht mit der grossen hypsometrischen Karte (1 : 20000) ausgestattet war.

³⁾ Durch die östliche Böschung dieses Berges.

⁴⁾ „Eocän“ im Sinne der Tărgu-Oena'er Gruppe.

⁵⁾ Dieser Aufschluss wurde bereits von Tschermak (l. c. pag. 323) und von Sabba Stefanescu (l. c. pag. 82) besprochen.

unter $30-40^{\circ}$ nach E $20-30^{\circ}$ S ($7^h 5^m-8^h$) ein. Anstehendes Gestein ist hier zumeist durch riesige Trümmerhaufen des massigen Tisești-Sandsteines maskiert. Weiter gegen die Staatsgrenze zu sind aber längst dem Slanicbache an verschiedenen Punkten westlich (bis WWS) fallende Menilitschiefer und Sandsteine zu beobachten. (Tisești-Sandstein im Bachbette dicht bei der Staatsgrenze: Fallen nach W 20° S unter 5° ; dagegen bei der ersten Brücke thalabwärts, unterhalb der Staatsgrenze: Fallen nach W 5° S unter 20°).

Danach dürfte es ein beiläufig nordsüdlich fortlaufender Sattel der Menilitschiefergruppe sein, in welchen die besagte felsige Schlucht eingeschnitten ist. Die zugehörige, westwärts benachbarte Muldenmitte fällt im Slanicbache etwa mit der Staatsgrenze zusammen. Dicht bei der Staatssgrenze am Plaiul Cheșcheiaș, einem schmalen Bergkamme, welcher, westwärts beständig an Höhe zunehmend, uns in dieser Richtung schliesslich zu der imposanten Bergspitze Sandru mic hinaufführt, betreten wir eine einige Kilometer breite Zone von beinahe nordsüdlich streichenden Târgu-Ocna'er Schichten. Es ist dies die westliche Umsäumung des Oligocänzuges des oberen Slanicthales. Noch weiter gegen Westen zu, bereits auf der Bergspitze des Sandru mic, folgt ein mehrere Kilometer breiter Zug von Uzusandstein. Dem letzteren scheint die ganze Reihe der höchsten Berge dieser Gegend (Sandru mare, Nemira) zuzufallen.

Der vorerwähnte, anscheinend zwischen dem Badeorte und der Landesgrenze sicher anzunehmende Oligocänsattel, dessen Westschenkel indessen überkippt sein dürfte, wurde von mir sonst nicht näher untersucht.

Die an den genannten Sattel von Osten her angrenzende, gleichfalls aus Tisești-Sandstein und Menilitschiefer aufgebaute Synklinale breitet sich über den Höhenzug des P. Dobrului ($832\ m$, $826\ m$, $794\ m$) sammt seinem am Slanicbache gelegenen Vorhügel „Piciorul Borvizului“ auf südlicher Thalseite aus, während hingegen auf der nördlichen Thalseite des Slanic diese Synklinale über den Ostabhang des Berges Puf fortläuft.

Die beiderseitigen Schenkel dieser oligocänen Synklinale, wie auch ihre Medianzone, sind im Slanicthale auf folgende Art und Weise gegeben:

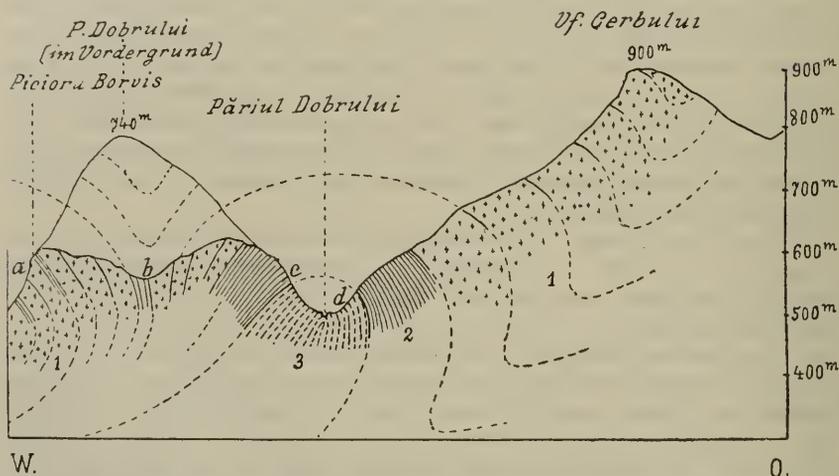
1. Dem Westschenkel unserer Synklinale fallen die bereits oben erwähnten, östlich fallenden Schichten zu, welche am „Piciorul Borvizului“, oberhalb der Mineralquellen anstehen. (Aufschluss *a* im umstehenden Profil Fig. 1.)

2. Die Medianzone der oligocänen Mulde scheint durch senkrecht einfallende Schichten gekennzeichnet zu sein. Thatsächlich sind an der betreffenden Stelle des Bachbettes Menilitschiefer auf den Kopf gestellt. (Südliche Thalseite, etwa am halben Wege von oben erwähnten Mineralquellen, längs dem Hügel Piciorul Borvizului zur Mündung des Dobruthälchens. Dieser Aufschluss ist mit *b* bezeichnet im Profile Fig. 1.) Diese Schieferschichten streichen nach N 10° E, und ist ihre Fortsetzung ziemlich hoch am Ostabhange des Berges Puf, auf der gegenüberliegenden nördlichen Thalseite des Slanic, zu suchen.

3. Hingegen fallen am Fusse dieses östlichen Abhanges des Pufberges, nächst der Villa Scurtu, typische Menilitschiefer nach W $20-30^{\circ}$ N ($19^{\text{h}} 5^{\circ}-20^{\text{h}}$) unter beiläufig 30° ein, so dass dieser Aufschluss bereits dem Ostschenkel der besagten oligocänen Synklinale angehören muss.

Deutlicher als an dieser Stelle tritt der Ostschenkel unserer Synklinale im Süden des Slanicthales zu Tage, längs der östlichen, zum Păriul Dobrului abdachenden Abhänge des Dobru-Höhenzuges. Die an diesen Abhängen ausstehenden Menilitschiefer sind westwärts geneigt und es schliessen sich dieselben als Hangendes an die hingegen in der Tiefe des Dobruthales (Păriul Dobrului) nach Art eines Sattelaufbruches erscheinenden Salzthonschichten an.

Fig. 1.



Querprofil des Dobruthales beim Badeorte Slanic (Bacan).

1. Massiger Oligocänsandstein und Menilitschiefer. (Obere Abtheilung der Menilitstufe.)
2. Menilitschiefer und Schipoter Schichten. (Untere Abtheilung der Menilitstufe.)
3. Salzthonschichten der Tărgu-Ocna'er Gruppe.

a, b, c, d = Die im Texte näher beschriebenen Aufschlüsse.

Die Salzthonschichten des Păriul Dobrului sind nicht nur zufolge ihres Erscheinens als Vertreter der Tărgu-Ocna'er Gruppe und als directe Unterlage der Menilitschiefer zu beachten, sondern auch petrographisch bemerkenswerth. Es sind dies aschgraue, glimmerige Mergelschiefer und mergelige Schieferthone, welche mit Sandsteinen und Breccien vom Härja'er Typus alterniren. In thonigen Bänken dieser Schichtenreihe sind an verschiedenen Stellen zahlreiche kleine Gerölle, theils von Quarzit, theils aber von demselben grünen Schiefergestein eingeschlossen, dessen erbsen- bis wallnussgrosse Körner den Hauptbestandtheil der genannten Breccien und Breccien-

conglomerate abgeben. Ausserdem führt das Breccienconglomerat Rollstücke von weissem Quarz. Die hie und da inmitten der Schieferthone sich einschaltenden, im nassen Zustande grellgrünen Sandsteinbänke (2—4 m) weisen mergeliges Bindemittel auf und sind gleichfalls hauptsächlich aus Detritus des nämlichen grünen Schiefergesteins zusammengesetzt. Diese Sandsteinbänke enthalten ihrerseits dünne (einige Centimeter) Lagen von feinkörnigem Breccienconglomerat. Einige festere glimmerige Sandsteinbänke weisen Kalkbindemittel und Kalkspathadern auf. Salzausblühungen und eine im oberen Theile des Păriul Dobruului angeblich befindliche, stark gesalzene Quelle sind als bezeichnende Merkmale der besagten Schichtenreihe zu nennen. Es unterliegt keinem Zweifel, dass die letztere auch im Bereiche der Mineralquellen im Badeorte Slanic die Menilitschiefergruppe unterteuft und für die Entstehungsweise dieser Mineralquellen von grosser Wichtigkeit ist.

Bekanntlich gibt es in Slanic zweierlei Mineralquellen, und zwar Eisensäuerlinge mit vorwaltendem Eisencarbonat unter ihren fixen Bestandtheilen und andere, salzige Quellen, mit vorwiegendem Chlornatrium, mit kohlen-saurem Natron, sowie ausserdem mit freier Kohlensäure und mit Schwefelwasserstoff. Die aus Gebirgsschutt hervorsprudelnden Eisensäuerlinge entstammen der Menilitschiefergruppe und sind nicht blos in Slanic, sondern überhaupt in den Karpathen ein constantes Merkmal dieser Etage¹⁾. Die salzigen Quellen von Slanic wurden nun bereits von Tschermak (l. c. pag. 322—330) auf einen aus bedeutender Tiefe aufsteigenden Natronsäuerling zurückgeführt, welcher mit einem Salzlager in Berührung kommt. Thatsächlich entspringen diese Quellen der Menilitformation. Allein es zeigt sich nunmehr, dass die Menilitformation in der Gegend des Badeortes unmittelbar von einer palaeogenen Salzthon-Etage unterlagert ist, wobei die Mineralquellen, sei es am Ostschenkel der zwischen Piciorul Borvizului und der Staatsgrenze hindurchstreichenden Antiklinale, sei es aber in der Nähe dieses Antiklinalschenkels gelegen sind. Offenbar treten locale Störungen, Verwerfungen, Spalten etc. in diesem östlichen Antiklinalschenkel auf.

Ihrem ganzen Habitus nach ist die besagte Salzthongruppe des Badeortes vor Allem mit der palaeogenen, wahrscheinlich unteroligo-cänen Salzformation des Monachiaberges bei Moinești und mit der analogen Salzformation des Păriul Salașelu (bei Hereșeu am Tazlaurat) nächst verwandt²⁾.

In allen diesen drei Fällen wechsellagert die palaeogene Salzformation mit gewissen Gesteinen, welche auch in der hangenden Menilitschiefergruppe erscheinen, und zwar für ihren Liegendtheil bezeichnend sind.

Im Păriul Dobruului ist es eine 1 m dicke Einlagerung von kieseligem Mergelschiefer, einem bezeichnenden Gestein der Schipoter

¹⁾ An Beispielen fehlt es in unserem Gebiete nicht. Es gibt analoge Angaben über galizische Karpathen von Paul, Tietze, Zuber etc.

²⁾ Vergl. in meinem früheren Reiseberichte (Theil II), Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1896, die Angaben auf pag. 243 u. 248.

Facies, welche inmitten der Salzthonschichten an einer Stelle beobachtet wurde (Bachbett am Austritt aus dem Păriul Dobruhui gegen das Slanicflüsschen zu).

Ausserdem wurden Schipoter Schichten, und zwar dünnplattige Hornsteine als unmittelbares Hangende der besagten Salzthonschichten des Păriul Dobruhui constatirt. Der betreffende Aufschluss liegt am Westabhang des Dobruthales, etwa 100—200 *m* oberhalb seiner Mündung.

Gemessen wurde in diesem Aufschlusse: Streichen N 10° E; Fallen 60—80° nach Westen. (Westlicher Schenkel der Dobru-Antiklinale: Aufschluss *c* im Profile Fig. 1).

Unweit von diesem Aufschluss, etwas mehr thalabwärts, stehen die Salzthonschichten des Bachbettes senkrecht, bei constant nord—10°—östlichem Streichen (Antiklinalaxe).

Hingegen höher thalaufrwärts, gleich oberhalb des Aufschlusses mit Hornsteinen, wo der Dobrubach einen nach Osten ausgezogenen Bogen beschreibt, sind die grünen Sandsteine des Salzthons unter etwa 80° nach Osten (Streichen N 10° E) geneigt. (Nicht überkippte Medianzone der Antiklinale, Aufschluss *d* im Profile Fig. 1).

Wenn man schliesslich in dieser Richtung, längs dem Dobrubache thalaufrwärts, etwa 1—2 *m* zurücklegt, sind im Bachbette papierdünn spaltbare Menilitschiefer aufgeschlossen, wobei die Fortsetzung der Salzthonschichten in dieser Gegend bereits ausserhalb des Bachbettes, am westlichen Thalabhang, zu finden ist.

Die Salzthonschichten sind, wie es hier deutlich zu sehen ist, von ostwärts benachbarten Menilitschiefern unterteuft, zumal letztere hier unter 60—70° nach Westen einschuessen (Streichen stets N 10° E).

Die fraglichen Menilitschiefer sind demnach als überkippter Ostschenkel der Salzthonantiklinale des Dobruthales, respective als Westschenkel einer ostwärts benachbarten Oligocänsynklinale, jener des Ceruberges, aufzufassen.

Dieser letztere Berg (Vf. Cerbului 900 *m*), welcher im Südosten des Badeortes aufragt und gegen Westen hin zum Dobruthale abfällt, ist nämlich aus Tisești-Sandstein aufgebaut. Allein die den genannten Sandstein unterteufenden Menilitschiefer schliessen sich an den überkippten Ostschenkel der westwärts benachbarten Salzthonantiklinale des Dobruthales an.

Dem Ostschenkel der Dobru-Antiklinale fällt ferner im Badeorte Slanic der grosse, halbkreisförmige Steilabsturz der südlichen Thalböschung, in dessen Mitte das Hôtel Racovița steht, zu. Die Grenze der grünen Sandsteine und der „Salzthone“, gegen die Menilitschiefer zu, entfällt auf den südlichen Theil des genannten Steilabsturzes. Bei den Sandsteinen der Salzformation wurde an dieser Stelle gemessen: Fallen nach W 20° N unter 80°; bei den Menilitschiefern aber: Fallen nach W 20° N unter 85°. Auch hier ist unsere Salzformation den Menilitschiefern concordant aufgelagert.

Auf locale Störung oder secundäre Faltung ist es zurückzuführen, dass im nördlichen Theile unseres halbkreisförmigen Auf-

schluss, d. h. in grösserer Entfernung von der obigen Salzformation, die Menilitschiefer zuerst unter 45° , und weiter gegen Norden zu unter 65° nach E 20° S (7^h 5^m) einfallen.

Satunou. Da das Slanicthal in der Gegend des gleichnamigen Badeortes und des Dorfes Satunou in nordöstlicher Richtung sich hinzieht, während das dortige Generalstreichen der Schichten ein nordnordöstliches ist, wird dieses Thal von der Salzthonantiklinale, welche das Dobruthal begleitet, gekreuzt. Der grössere, südliche Theil von Satunou liegt direct auf der genannten Salzthonantiklinale. Auf Bergabhängen im Norden von Satunou (nördliche Thalseite des Slanic) ist die Fortsetzung dieser Antiklinale gut markirt durch zahlreiche, lose liegende Brocken der für die Salzthongruppe bezeichnenden grünen Breccie.

Die äussere Ortsgrenze des Salzthonzuges liegt in Satunou dicht bei einer unscheinbaren Anhöhe, welche kaum einige Meter das Niveau der Thalsohle und der Strasse überragt (nächst der Chaussée gegen den Slanicbach zu, im nördlichen Theil des Dorfes). Diese mit Flussschotter bedeckte Anhöhe, ein Vorsprung einer Alluvialterrasse, ist aus Sandstein unserer Salzthongruppe aufgebaut. Der letztere fällt etwa unter 40° nach W 10° N (18^h 10^m) ein.

Südlich und östlich von dieser Stelle betreten wir wiederum sofort das Gebiet der Menilitschiefer, welche das Slanicbett in schiefer Richtung verqueren. Die längs dem ganzen Dorfe Satunou an der südlichen Thalseite fortlaufende Steilböschung, welche bis 40 m hoch ist und nach oben zu mit einer mächtigen Lage von fluvialtem Schotter („diluviale“ Terrasse des Slanic) abschliesst, ist durchwegs aus typischem Menilitschiefer aufgebaut. (Untertheil der Menilitschiefergruppe.)

Auch diese im Fortstreichen der Schichten der obigen Aufschlüsse beim Hôtel Racovița gelegene Felswand ist durch ein westliches (W 10° N) bis nordwestliches Einfallen der Menilitschiefer noch als der überkippte westliche Liegendschenkel der Salzthonantiklinale des Dobruthales charakterisirt. Der Fallwinkel wurde hier mit 45° bis 75° gemessen.

Beachtenswerth ist es, dass die hier anstehenden schwarzen, äusserst dünn spaltbaren Fischeschiefer ausser von Platten eines beinahe glasigen Sandsteines und eines schwärzlichen Sandsteinschiefers von petrographischer Zusammensetzung des Tisești-Sandsteines dünne Lagen von jener grünen Breccie führen, welche in der örtlich und stratigraphisch benachbarten Salzthongruppe eine so wichtige Rolle spielt, wodurch Uebergänge zur Salzthonfacies angedeutet sind.

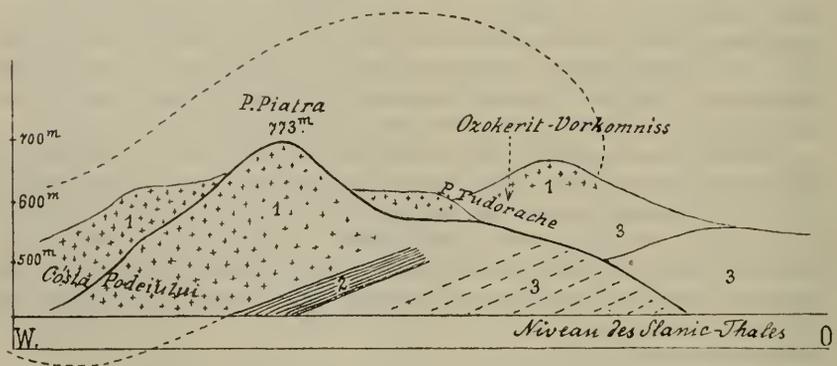
Aus den Menilitschiefeln ist mir ein analoges Breccienconglomerat aus Val. Otarului bei Tisești nächst Târgu-Ocna bekannt, wo die Menilitschiefer gegen ihr Liegendes zu gleichfalls in Salzthonfacies übergehen. Das fragliche Breccienconglomerat von Satunou ist feinkörnig, aus Damouritschiefer und milchweissem Quarz einerseits, sowie aus einer kieseligen Grundmasse andererseits zusammengesetzt. Im Unterschiede zu analogen, innerhalb der „Schichten von Târgu-Ocna“ im Districte Bacau überhaupt vorkommenden Gesteinen

zeigte das Conglomerat der Slanicer Menilitschiefer im Dünschliffe keine organischen Körper.

Păriul Sasului. Der von Osten her die Mündung dieses Seitenthälchens einfassende felsige Hügel (594 m), welcher gleich unterhalb von Saturnou in das Slanictal südwärts vorspringt, gehört dem oberen massigen Tisești-Sandstein an. Es ist dies der von Vf. Cercului hieher vorüberstreichende synklinale Zug dieses Sandsteins.

Păriul lui Ignat und P. Petri, zwei weiter östlich gelegene Schluchten, welche gleichfalls von Norden her ins Slanictal münden, sind auch in Gesteinen der Menilitschiefergruppe eingeschnitten. Die Tisești-Sandsteine und die Menilitschiefer fallen in dieser Gegend

Fig. 2.



Ansicht des Piatraberges vom Slanicthale aus.

1. Massiger Oligocänsandstein.
2. Schipoter Schichten.
3. Târgu-Oena'er Schichten.

überall westlich ein. Thalabwärts, jenseits der Mündung des Păriul Petri, sind an dem als Căsta Podieului auf der Karte bezeichneten Südabhang des Piatraberges (798 m, 828 m, 831 m) Schipoter Schichten entblösst. In dem dicht über dem Thalboden des Slanic befindlichen Aufschlusse fallen diese dünnplattigen Hornsteine und verkieselten Mergelschiefer unter 20–60° nach W 20° S bis NW 15° N ein. Das Generalstreichen dieses geknickten Gesteinszuges ist ein nordöstliches. Auf der südlichen Thalseite ist seine Fortsetzung gut entblösst in einem Aufschlusse, welcher etwas weiter gegen Westen hin gelegen ist als der obige. Dieser Schipoter Schichtenzug ist westwärts von Menilitschiefern und von massigem Tisești-Sandstein, welcher letzterer die Bergkette Piatra aufbaut, überlagert. Hingegen ostwärts, am Fusse der Piatraberge, gegen Păriul Tudorache zu, sind die Schipoter Schichten durch die Târgu-Oena'er Etage unterlagert (vergl. die obenstehende Zeichnung Fig. 2).

Die vorgenannte Bergkette Piatra, welche im Norden des Slanicthales in nördlicher Richtung sich hinzieht, ist im Fortstreichen der Schichten gelegen, welche an dem grossen, eine Meile südlich vom Slanicthale aufragenden Paltinişberge (1019 *m*) anstehen. Der letztere ist ebenso wie der kleinere, gleichfalls als Vf. Paltinişu (930 *m*) auf der Karte bezeichnete Berg (südöstlich vom Berg 1019 *m*) aus überaus mächtigen Schichten von Tiseşti-Sandstein aufgebaut, während hingegen in Thaleinsenkungen östlich vom Berg 930 *m*, in jenen zwischen dem Berg 1019 *m* und dem bereits oben besprochenen Vf. Cerbului (900 *m*) die untere Menilitschiefergruppe (d. h. Menilitschiefer und Schipoter Schichten) herrscht.

Der Schipoter Schichtenzug von Cösta Podieului dürfte danach als eine Verlängerung jenes Streifens der Schipoter Schichten zu betrachten sein, welcher viel weiter im Süden am Oitozflusse bei Härja erscheint und die westliche Böschung des Oitozthales am Fusse von Vf. Popii 887 *m*, Canéla 867 *m*, Ciungu 835 *m* und Paltinişu 930 *m* umsäumt (vergl. pag. 597—602).

Der mittlere Lauf des Slanicbaches.

Vom Schipoter Schichtenzug am Fusse des Piatraberges bis zu dem noch zu besprechenden Schipoter Schichtenzug unterhalb des Maguraberges (vergl. pag. 587) weist das Slanicthal auf eine Distanz von mehreren Kilometern nirgends Gesteine der Menilitschiefergruppe auf. Längs dieses, nur flüchtig von mir besuchten, mittleren Thalabschnittes verquert man einige verschiedene Sattelaufbrüche der Târgu-Ocna'er Schichten. Die hier an manchen Stellen auftretenden Uzusandsteine (grosser Steinbruch auf der südlichen Thalseite bei Cerdac) scheinen als Antiklinalkerne im Liegenden der Târgu-Ocna'er Schichten aufzutreten. An den beiderseitigen Wasserscheiden des Slanicbaches gibt es in dieser Gegend je einige Berggipfel, welche „Inseln“ von Menilitschieferschichten darstellen. Diese letzteren sind ringsherum von Eocän umgeben. Hierher gehört der Berg Unguréna 779 *m* und wahrscheinlich auch der Berg 761 *m* (Bolo-han), welche auf der Wasserscheide zwischen dem Slanic- und Oitozflusse sich erheben. Es sind dies die höchsten Berggipfel der genannten Wasserscheide, welche überdies durch schroffe Reliefformen abstecken — gegenüber den sanftwelligen Verwitterungsformen der über die Wasserscheide hindurchstreichenden Schichten von Târgu-Ocna. Auf der in Rede stehenden Wasserscheide liegt die Passage der Târgu-Ocna'er Schichten einerseits im Westen in der Gegend „La Bolo-han 671 *m*“, andererseits aber im Osten bei den Bergen Jordagatu 754 *m* und Muncelu.

Die eocänen Hieroglyphenschichten nehmen auch in dieser Gegend, und zwar an einigen Stellen bei Cerdac und im Păriul Stroe neben Piseu Paltinişu, beinahe das Gepräge der Salzthonfacies an und sind alsdann durch Salzausblühungen charakterisirt.

Von den die obige Gegend betreffenden Beobachtungsdetails mögen noch diejenigen näher beschrieben werden, welche sich auf Păriul Tudorache bei Cerdac beziehen.

Păriul Tudorache zweigt sich in nördlicher Richtung vom Slanicthale ab und grenzt westwärts an die vorgenannte aus Tisești-Sandstein aufgebaute Piatra-Bergkette (vergl. Fig. 2. pag. 584).

Der den Süabhäng von Piatra umsäumende Schipoter Schichtenzug läuft in nordöstlicher Richtung dem Păriul Tudorache, und zwar seinem oberen, nördlichen Theile zu. Im südlichen Abschnitt des Păriul Tudorache taucht dickbankiger, glimmeriger, grobkörniger Uzsandstein auf. Höher thalwärts, an einer Schwefelwasserstoffquelle vorübergehend, gelangt man zu einer felsigen Stelle des Bachbettes, wo die nachstehende Schichtenfolge zu beobachten ist (von S nach N):

1. Dunkelgrüne, harte, kieselige Schipoter Schieferthone mit dichten, dunklen oder abwechselnd grau-grünlichen Kieselkalken wechsellagernd, dünnplattig; Streichen NE 15° E (4^h 5^o), Fallen senkrecht. Mächtigkeit des entblössten Gesteines etwa 40 m. Der auf Bruchflächen des Gesteins zu beobachtende Fettglanz weist auf Bitumenadern hin.

2. Dünnschichtiger Tisești-Sandstein, d. h. harter, überaus feinkörniger, im Bindemittel thonig-kieseliger Sandstein ohne Glimmer. Dieses Gestein zeigt braunschwarze, wachsglänzende Flasern, welche von seiner Grundmasse durch sehr reichen Bitumengehalt sich unterscheiden und ausgewalzen, verunreinigten Ozokeritadern gleichkommen.

Der Sandstein zeigt steiles, östliches Fallen, und zwar bei nordnordöstlichem Streichen (2^h).

3. Schipoter Schichten, sowie ein grünlich-grauer Sandstein mit viel Glimmer. (Ob in Wechsellagerung, ist in meinem Notizbuch nicht angegeben.) Fallen bereits westlich unter etwa 45°, bei sich gleichbleibendem Streichen (2^h).

4. Sehr mächtige, grünlich-graue Schieferthone; Fallen westlich unter etwa 30°, Streichen NNE.

Da ich die Umgebung dieses Aufschlusses in späteren Jahren, als ich bereits eine zweckdienliche hypsometrische Karte zur Hand hatte, nicht von Neuem besuchen konnte, will ich durch obige Angaben bloß die einzige Schlussfolgerung begründet haben, dass die Ozokeritspuren des Păriul Tudorache an der Grenze zwischen der Menilit- und der Târgu-Ocna'er Gruppe auftreten.

Die obige Schichtenfolge ist entschieden als Wechsellagerung von Gesteinstypen aus beiderlei Schichtengruppen aufzufassen und gleicht analogen, an der stratigraphischen Grenze der letzteren auch aus anderen Gegenden zu schildernden Erscheinungen (z. B. Eisenbahntunnel bei Mosoare).

Von Cobalcescu (l. c. pag. 59) wird das relativ am längsten bekannte Ozokerit-Vorkommnis des Păriul Tudorache an die stratigraphische Grenze zwischen Miocän und Oligocän verwiesen, wobei aber als „Miocän“ auch unsere Târgu-Ocna'er Schichten betrachtet wurden¹⁾.

¹⁾ Bezüglich sonstiger literarischer Notizen über das Ozokerit-Vorkommnis im Păriul Tudorache sind folgende Werke zu vergleichen:

Glocker in Schweigger's Journ. f. Chem. u. Phys., Bd. 69, pag. 215, Jahrg. 1833 (este Tschermak). — M. Boué: Résumé d. progrès d. sc. géol.; Bull. Soc. géol. France Tome 5, 1834, pag. 143. Das Vorkommen „bei Slanic“ ent-

Es ist wahrscheinlich, dass das obige Ozokerit-„Vorkommnis“ ganz einfach im Fortstreichen des Schipoter Schichtenzuges von Cösta Podieului gelegen ist (vergl. Fig. 2, sowie pag. 584).

Der untere Lauf des Slanicbaches.

A. Querprofil des Oligocänzuges des Maguraberges. Slănicelu.

Vf. Grohotisu. (Westabschnitt des Profiles Fig. 2, Taf. XVI.)

Von der Ortschaft Slănicelu thalabwärts bis zur Mündung des Păriul Lupului bei Gura Slanic, verquert der Slanicbach von Neuem die Oligocänstufe. Es ist dies jener breite oligocäne Gesteinszug, welchem in der Gegend von Târgu-Ocna der Maguraberg angehört.

Auch hier erscheinen am Fusse der Bergabhänge im Bachbette braune Menilitschiefer mit dünnen Sandsteinplatten, während der bei weitem mächtigere massige Tisești-Sandstein den oberen Theil der Böschungen des Maguraberges aufbaut. Ebenso treten Schipoter Schichten innerhalb dieser Oligocäuserie nur dicht an ihrer Grenze gegen die dieselbe unterlagernden Schichten von Târgu-Ocna auf. (Văleni bei Târgu-Ocna, Mosoare; Slănicelu am Slanic.)

Bei Slănicelu streicht ein Schipoter Schichtenzug quer über das Slanichthal nordsüdlich hindurch. Unmittelbar jenseits desselben betritt man ein von Westen her an den Oligocänzug des Maguraberges angrenzendes Gebiet von Târgu-Ocna'er Schichten, ganz nach Analogie mit den an anderen Orten in unserer Gegend bezüglich der stratigraphischen Position der Schipoter Schichten gemachten Beobachtungen. Die tektonischen Charaktere des Oligocänzuges des Maguraberges sind folgende: Dicht an seinem Ostrande (Mündung des Păriul Lupului) herrscht steile (60°) westliche Neigung der Schichten. Bereits in der Gegend des Păriul Lespezilor (am südöstlichen Abhänge des Maguraberges) sind die Menilitschiefer ganz sanft (15°) nach Westen geneigt. Noch weiter thalabwärts scheinen die Schichten hie und da fast horizontal zu liegen, worauf sich etwa 1 km vor Slănicelu, östlich von dieser Ortschaft, ein ganz sanftes, östliches Fallen (etwa 15°) einstellt.

An einer steilen Felswand, welche auf der Südseite des Slanicbaches, kurz vor Slănicelu, hoch emporragt, ist zu sehen, dass die Westgrenze unseres Oligocänzuges ihrerseits durch eine Zone von ganz steilen (80—85°) Schichten gekennzeichnet ist.

Die Fallrichtung ist innerhalb dieser etwa 100 m breiten Zone östlich, zum Theil aber zufolge Ueberkipfung westlich. (Vergl. die umstehende Fig. 3.)

Diese Zone von steil aufgerichteten, dicken Sandsteinbänken gelangt im Westen durch die von der Localität Slănicelu bereits oben erwähnten Schipoter Schichten zum Abschlusse. Die letzteren treten auch auf der Nordseite des Baches, gleich neben der Strasse

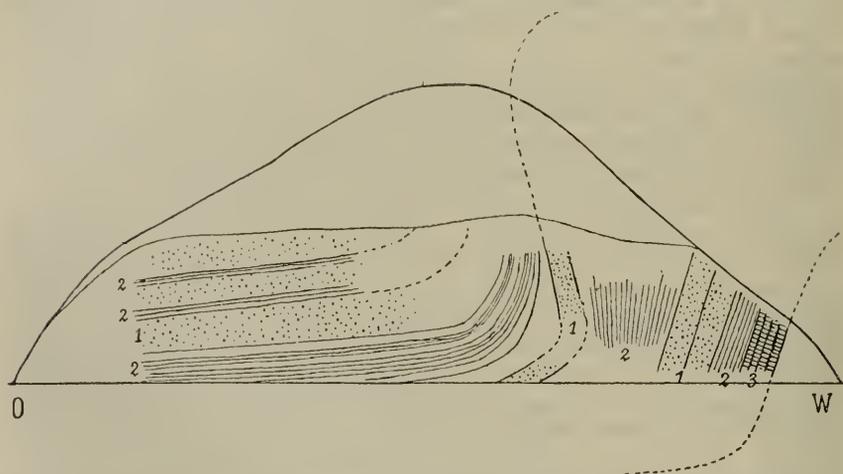
deckte Meyer. — Coquand, l. c. 1867, pag. 516—517. — Tschermak, l. c. 1881, pag. 321. — Das Erdöl von H. Höfer, Braunschweig 1888, pag. 96.

auf und zeigen dortselbst steile (80°) Neigung der Schichten in der Richtung nach W 10° N ($18^{\text{h}} 10^{\circ}$)¹⁾.

Aus diesen Daten resultirt, dass der Uebergang zur steilen Schichtenneigung an den Rändern der im Ganzen flachen Oligocän-synklinale des Maguraberges ein so plötzlicher ist, dass hier gleichsam die Leitlinie einer Flexur nachgeahmt wird. (Vergl. Profil Fig. 2, Taf. XVI.)

Es erklärt sich dieser eigenthümliche Bau der Synklinale durch die grosse Festigkeit und Mächtigkeit des massigen Tisești-Sandsteines, zumal der letztere in gegebenem Falle einen relativ sehr breiten Gesteinszug repräsentirt.

Fig. 3.



Ansicht der südlichen Steilböschung des Slanicthales nächst der Mündung des Păriul de la Piciorul Porcului bei Slănicelu.

1. Tisești-Sandstein in meterdicken Bänken.
2. Menilitschiefer.
3. Schipoter Schichten.

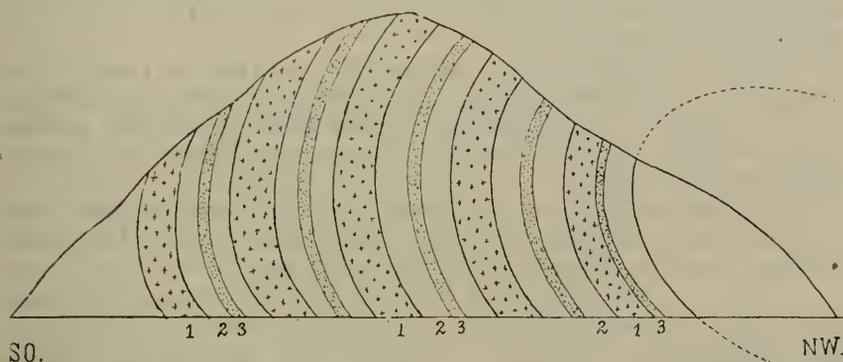
In runden Zahlen mag am Maguraberge die Mächtigkeit der liegenden Menilitschiefer auf 50–100 *m*, dagegen die des massigen Tisești-Sandsteines auf 350–400 *m* veranschlagt werden. (Der höchste Punkt des Maguraberges 717 *m*; die untere Grenze der Entblössungen der Menilitschiefergruppe an Stellen, wo in der Mitte der Synklinale fast söhliche Lagerung herrscht, 303–310 *m*.)

Păriul de la Piciorul Porcului bei Slănicelu. Târgu-Ocna'er Schichten stehen nahe der Mündung dieses Bacheinrisses an. Dicht daneben thalaufwärts verläuft die Westgrenze des Menilitschiefersystemes.

¹⁾ Anschluss *b* im Profile Fig. 2, Taf. XVI.

Păriul Bejan, südlich von Slănicelu. An der steilen westlichen Böschung dieses Thälchens (unterhalb des Hügels \odot 450 *m*) sind Târgu-Ocna'er Schichten entblösst. Es alterniren grünliche Thonmergelschiefer (1—2 *m*) mit Schichten (2—3 *dec*m) von glimmerigem, krummschaligem Sandsteinschiefer und mit Bänken (2—3 *dec*m) von weisslichem, splittigerem Kalksandstein, welcher durch Hornsteinsprengungen und durch grossknollige Schichtenflächen sich auszeichnet. Die Schichten beschreiben an der Felswand senkrecht orientirte Bogenlinien. Im oberen Theil der Bögen ist das Fallen steil südöstlich, im unteren Theil aber ebenso steil nordwestlich. Streichen NE. (Vergl. Fig. 4.)

Fig. 4.



Steilwand der Târgu-Ocna'er Schichten beim Păriul Bejan nächst Slănicelu.

1. Kalksandstein.
2. Thonmergelschiefer.
3. Sandsteinschiefer.

Danach befindet sich dieser Aufschluss nahe der Medianzone der „Eocän“-Antiklinale von Slănicelu und es zeigt sich, dass ihr Ostschenkel thatsächlich überkippt ist. Durch verticale Bögen der Schichtenlinien ist nämlich die obere Grenze der Tiefenstufe der Ueberkipfung markirt, so wie es im Profile Fig. 2, Taf. XVI veranschaulicht ist (Stelle *a* in diesem Profile). Die grüne Härja'er Breccie (oberes Niveau der Târgu-Ocna'er Gruppe) erscheint an dieser Stelle nicht. Dieselbe ist aber am östlichen Grenzrande des besagten Eocänzuges, gegen das Oligocän des Maguraberges hin, in zahlreichen, lose liegenden Stücken zu sammeln. Dortselbst führt die Breccie, ausser ihren gewöhnlichen Bestandtheilen, viele Nulliporenkörner (Păriul Popi).

Vf. Grohotișu 626 *m*. Die Grenze der Menilitschiefer und der Tisești-Sandsteine gegen die Târgu-Ocna'er Schichten verläuft 100—200 *m* westlich von dieser Anhöhe. Im grossen Steinbruch im oberen Theil des Păriul Grohotișu (NNE von Vf. Grohotișu) wird massiger Tisești-Sandstein zu Bauzwecken gewonnen.

B. Die Gegend von Gura Slanicului am Slanicbache ¹⁾.

Im Anschluss an die obige Beschreibung des Maguraberges mag über seine östlichen Abhänge nächst Gura Slanic Folgendes notirt werden.

Oberhalb der Biserica la Troița streicht der dickbankige Tisești-Sandstein nordsüdlich, fällt aber unter 10° nach Westen ein. Etwas weiter nördlich, oberhalb von Baile Anastasache, wurde im Tisești-Sandstein gemessen: Streichen N 5° W, Fallen westlich unter 25° . (Aufschluss *a* im Profile Fig. 1, Taf. XVII.)

Steilere Schichtenneigungen sind auf dieser östlichen Böschung des Maguraberges nicht zu beobachten.

Am Fusse der letzteren betreten wir bei Gura Slanic eine niedrige Terrasse, welche der als alluvial zu bezeichnenden Terrasse beim benachbarten Städtchen Ocna und beim Dorf Tisești hypsometrisch gleichwerthig ist.

Diese in unserem Profile veranschaulichte Terrasse lehnt sich im Norden an den Troțușfluss, im Westen aber an den Slanicbach an.

An dem dem Troțușflusse zugewendeten Steilrande unserer Terrasse treten Schipoter Schichten auf (zwischen Baile Anastasache und Podul Lăstunilor).

Die Fortsetzung dieses Gesteinszuges nach SSE, gegen Gura Slanicului hin, ist durch quartäre Sedimente unserer altalluvialen Terrasse maskirt (fluviatiler Schotter und Lehm).

Dort, wo der Slanicbach an den Steilrand unserer Terrasse unmittelbar herantritt, kommen in Gura Slanic aschgraue Thonmergel mit eingeschalteten grauen, glimmerreichen, feinkörnigen Mergel-sandsteinen zum Vorscheine.

Grobkörniger Sandstein und Sand sind innerhalb dieser mächtigen Schichtenreihe in dicken Lagen eingeschaltet. Dieselbe ist überallhin durch Salzausblühungen charakterisirt und gehören ihr auch die bekannten Mineralquellen von Baile Anastasache an. Versteinerungen sind innerhalb dieser „Salzformation“ leider nicht zu finden. Charakteristisch sind aber die in diesen Schichten in Gura Slanic hie und da eingestreuten, haselnussgrossen Brocken von dem bekannten karpathischen grünen Schiefergestein. Die im dortigen Alluvium vorkommenden faustgrossen Gerölle des genannten Gesteins stammen zweifellos aus unserer „Salzformation“ her.

An dem bereits erwähnten Steilrande des Slanicbaches zeigen nun die genannten Salzthonschichten vorwiegend östliches (E 5° — 20° N) Fallen (unter 40° — 80°). An einer Stelle wurde dortselbst eine süd-südöstliche (S 20° E) Fallrichtung ermittelt. Längs des Steilrandes übergeht die anfangs nordöstliche bis nördliche Streichrichtung in eine nordwestliche in dem Masse, als wir, gegen Norden vorschreitend, uns dem Troțușflusse nähern ²⁾. Fallen nach SW unter

¹⁾ Aufschlüsse *a*, *b*—*b*, *c* im Profile Fig. 1, Taf. XVII. Eine Bemerkung über die früheren Salzgruben von Gura Slanicului ist bei Coquand, l. c. pag. 516 zu vergleichen. Vergl. auch Tschermak, l. c. pag. 331.

²⁾ Vergl. damit die Angaben über das Streichen der Schichten am Troțuș bei Târgu-Ocna und bei Tisești.

52° zeigt vor Allem der am weitesten nach Norden vorgeschobene Salzthonaufschluss (nächst Baile Anastasache an der Slanicer Chaussée).

Ferner wurde längs des Fusses der östlichen Böschung des Slanicthales im Bereiche der Ortschaft Gura Slanicului constatirt, dass die dortselbst noch auftauchende graue Schichtenreihe des „Salzthones steil nach Osten einfällt und concordant von bunten Mergelthonen der Târgu-Ocna'er Schichtengruppe überlagert wird¹⁾.

Auch ist an den dortigen Aufschlüssen zu beobachten, dass unsere „Salzformation“ mit den Târgu-Ocna'er Schichten durch petrographische Uebergänge verknüpft ist.

Bereits innerhalb der „grauen Schichten“ erscheinen hier lichte, harte Kalkmergelplatten. Es sind dies Fucoidenmergel, welche am besagten Thalgehänge erst in höherem Niveau, und zwar innerhalb der hangenden bunten Mergelthone der Târgu-Ocna'er Gruppe, eine grössere Entwicklung erlangen. Die Kalkmergel- und Sandsteimplatten der „grauen Schichten“ schliessen dünne Zwischenschichten ein, welche als feinkörnige, breccienartige Anhäufung des bekannten grünen karpathischen Schiefergesteins sich darstellen. Diese sogenannte Härja'er Breccie weist ein reichliches, kalkhaltiges Bindemittel auf. In unserer Gegend ist diese Breccie der miocänen Salzformation am Aussenrande der Karpathen völlig fremd. Petrographisch sind mit den obigen Breccienlagen fast identisch gewisse, am besagten Berghange etwas höher hinauf, innerhalb der bunten Mergel der Târgu-Ocna'er Gruppe auftretenden Einschaltungen von grünem Brecciensandstein und -Conglomerat.

Ueber das Lagerungsverhältniss der „Salzformation“ von Gura Slanic zu der Târgu-Ocna'er Schichtengruppe muss folgendes bemerkt werden.

Wie bei der Beschreibung des Profiles (Fig. 1, Taf. XVII) der südlichen Hochterrasse des Trotuş bei Târgu-Ocna noch näher auszuführen sein wird, erscheinen ganz oben auf derselben, und zwar auf ihrer dem Slanic zugekehrten Böschung, typische Hieroglyphenschichten, welche der Târgu-Ocna'er Gruppe angehören (vergl. pag. 630).

Nun muss es auffallen, dass diese palaeogenen Hieroglyphenschichten westwärts unter 30° geneigt sind²⁾, während die viel tiefer unten am Gehänge erscheinenden grauen Salzthonschichten, wie gesagt, nach Osten einfallen. (Aufschluss etwa 200 m südlich von Podu Slanicului³⁾. Es wäre aber ein Irrthum, in diesem Falle an eine Discordanz oder sonstige Störung der Lagerung zu denken.

Der horizontale Abstand in ostwestlicher Richtung zwischen beiden in Betracht kommenden Aufschlüssen (Profil Fig. 1, Taf. XVII) auf der Höhe der Böschung einerseits und am Fusse derselben andererseits beträgt über hundert Meter. Die westlich fallenden Hieroglyphenschichten auf der Höhe der Böschung sind den geologisch jüngeren Menilitschiefern aufgelagert. Es stellen diese Schichten den

¹⁾ Westliches Thalgehänge des Slanic an einer Stelle, welche nördlich von der Mündung des Pârîul Lacurilor liegt.

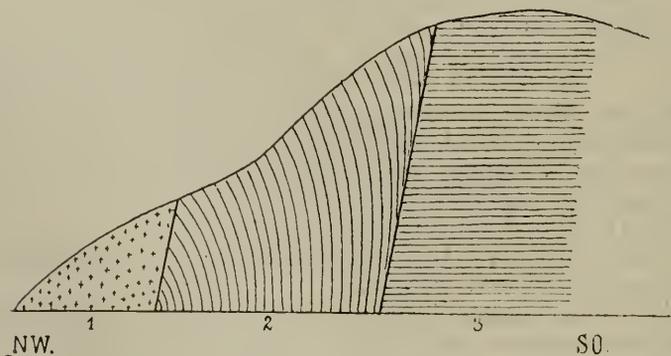
²⁾ Die Lage dieses Aufschlusses ist im Profile Fig. 1, Taf. XVII mit *c* bezeichnet.

³⁾ Aufschluss *b—b* im Profile Fig. 1, Taf. XVII.

überkippten Ostschenkel der dem Voranstehenden zufolge anzunehmenden „eocänen“¹⁾ Antiklinale dar, welche von Westen her an den synklinalen Menilitschieferzug von Târgu-Ocna angrenzend, das Slanicthal bei Gura Slanic seiner ganzen Breite nach für sich in Anspruch nimmt. (Profil Fig. 1, Taf. XVII). Was hingegen die Salzthonschichten am Fusse der besagten westlichen Böschung des Slanicthales anbelangt, sind dieselben als nicht überkippt aufzufassen. Sie sind ja nach entgegengesetzter östlicher Richtung geneigt, und ist durch diese am Fusse des Abhanges gelegene schmale Zone von östlich fallenden Schichten, wie selbstverständlich, die Mediangegend der besagten „Eocän“-Antiklinale gegeben.

Păriul Ruginos bei Gura Slanicului²⁾. — Die Mündung dieser in die östliche Böschung des Slanicthales einschneidenden Seitenschlucht gehört noch den Târgu-Ocna'er Schichten an. In dem benachbarten,

Fig. 5.



Oestliche Steilböschung am Păriul Ruginos nächst Gura Slanic.

1. Târgu-Ocna'er Schichten.
2. Südöstlich geneigte Schipoter Schichten.
3. Nordöstlich geneigte Schipoter Schichten.

— = beiläufig 1 m.

etwas weiter nördlich gelegenen Seitenthälchen (Păriul Lacurilor) sind, auch nur an der Mündung desselben in das Slanicthal, Târgu-Ocna'er Schichten vorhanden³⁾. Hier fallen dieselben direct nach Osten ein. Der Fallwinkel verringert sich dabei von 45° auf 25° , wenn wir westwärts, d. h. gegen die anzunehmende „eocäne“ Antiklinal-Medianzone von Gura Slanicului hingehen.

Gegen Osten hin betreten wir in beiden genannten Thälern alsbald das Gebiet der Menilitschiefer, wobei Folgendes auffällt: Die Târgu-Ocna'er Schichten in ihrer Gesamtheit einerseits, sowie einzelne

¹⁾ „Eocän“ immer im Sinne der Târgu-Ocna'er Gruppe.

²⁾ Aufschlüsse bei *f* im Profil Fig. 2, Taf. XVI.

³⁾ Grünliche Mergelschiefer mit den bezeichnenden Sandkalkplatten.

Partien des Menilitschiefergebirges andererseits, bieten sich hier, zufolge localer Verwerfungen an der Grenze beider Gesteinsgruppen, als discordant aneinander gelagerte Schollen dar (Ostschengel der „Eocän“-Antiklinale von Gura Slanic).

Zu beachten ist es, dass auch in Păriul Ruginos die Schipoter Schichten zu unterst erscheinen (etwa 50 m) und von Menilitschiefern mit dünnplattigem Tisești-Sandstein überlagert werden (etwa 50 m), worauf erst auf die letzteren der massige Tisești-Sandstein nach oben folgt.

Die harten Schipoter Schichten bilden eigenthümliche, stark nach allen Richtungen geknickte, ineinander gewundene, secundäre Faltungen, während in den mürben, hangenden Menilitschiefern diese Knickungen gänzlich ausbleiben.

Das Fallen dieser Schichten im Păriul Ruginos ist ein östliches (45–50° nach SE bis NE). Bergaufwärts aber, gegen Vf. Chichilău zu, tauchen aus der Blocklehmdecke des Berghanges Menilitschiefer von Neuem auf, zwar bei Font de piatră (Karte 1:20.000. resp. Profil Fig. 2, Taf. XVI), dicht westlich von den höchsten Gipfeln des Bergrückens Chichilău. Hier sind diese Schiefer bereits nach Westen unter 40° geneigt (Streichen N 10° E). Die Synklinale, welche, wie diesen Daten zu entnehmen, die Menilitschiefer in der Gegend zwischen Vf. Chichilău und der Mündung des Păriul Ruginos darstellen, liegt in der Fortsetzung der weiter unten zu beschreibenden oligocänen Synklinale des Trotușthales bei Târgu-Ocna.

Val. Lupuloi. — Nahe der Mündung dieser Schlucht in das Slanicthal, und zwar an dem östlichen Gehänge der letzteren, stehen grünliche Hieroglyphenschichten der Târgu-Ocna'er Gruppe an. Es fallen dieselben unter kaum 7° nach Osten ein¹⁾. Am gegenüberliegenden westlichen Abhänge des Thälchens, wie auch oberhalb seiner Mündung bereits im Slanicthale, erscheinen als Hangendes der obigen „eocänen“ Schichten Menilitschiefer mit vorwiegend steiler (60°) westlicher (W 15° N) Fallrichtung. Im Gegensatz zu den obigen Aufschlüssen nächst der Mündung von Păriul Ruginos befinden wir uns hier bereits am Westschengel der Antiklinale von Gura Slanic. In Folge localer Störungen wechselt hier innerhalb der Menilitschiefer die Fallrichtung wiederholt von NW bis WWS und der Fallwinkel von 20 bis zu 45°. Merkwürdiger Weise befinden wir uns hier wiederum an der Grenze zwischen antiklinalem Eocän und synklinalem Oligocän.

Schlussfolgerungen über die Salzformation von Gura Slanic.

Die Vorkommnisse der Salzthonfacies in Gura Slanic beschränken sich auf jenen Abschnitt des Slanicthales, welcher von der Mündung des Păriul Lupuloi bis zum Trotușthale reicht. Durch diesen Abschnitt des Slanicthales wird eine Antiklinale der Târgu-Ocna'er Gruppe verquert (Profil Fig. 1, Taf. XVII a, b—b, c).

¹⁾ Bei e im Profile Fig. 2, Taf. XVI

Die „Salzformation“ von Gura Slanic stellt den mittleren Kern innerhalb dieser Antiklinale dar und ist die erstere durch petrographische Uebergänge mit der Târgu-Ocna'er Gruppe enge verknüpft. Die Antiklinale ist bei Gura Slanic nach Osten überkippt (Profil Fig. 1, Taf. XVII). [Aufschluss bei 333 *m* absoluter Höhe.] Südlich von Gura Slanic, im Păriul Ruginos und Păriul Lupuloi, in Aufschlüssen von einer absoluten Höhe von 300 *m*, ist die Ueberkipfung nicht bemerkbar (Profil Fig. 2, Taf. XVI, Aufschlüsse *c, d, e, f*). Die fraglichen Aufschlüsse dürften ausserhalb der bathymetrischen Tiefenstufe der Ueberkipfung gelegen sein, zumal im Hinblick auf die weiter unten zu besprechende, nachweislich überkippte Fortsetzung der obigen Antiklinale in südlicher Richtung, nach Grozesti hin (Profil Fig. 17, pag. 639), wo überdies ihr mittlerer Kern gleichfalls aus Salzthonfacies zusammengesetzt ist (Profil Fig. 1, Taf. XVI).

II. Das Oitozthal von der Staatsgrenze bis zur Ortschaft Herăstrău nächst Grozesti.

Allgemeines über die Gegend von Hărja¹⁾.

Das Oitozthal wird bei Hărja von zwei Menilitschieferzügen eingefasst, welche die Berghöhen oberhalb des Thales zu seinen beiden Seiten aufbauen.

Der westliche von den beiden nord-nordöstlich streichenden Menilitschieferzügen repräsentirt die südliche Fortsetzung jener vorbesprochenen Oligocänzone, welche den oberen Lauf des Slanicbaches zu beiden Seiten des Badeortes Slanic durchquert (vergl. pag. 578 bis 585). Der östliche, gleichfalls fast meilenbreite (etwa 4—5 *km*) Menilitschieferzug mag aber nach seinem, in der Gegend von Hărja höchsten Punkte als jener des Stineicaberges (1038 *m*) bezeichnet werden.

Auf den schmalen, kaum $1\frac{1}{2}$ —2 *km* betragenden Abstand zwischen diesen beiden Menilitschieferzügen entfällt in der Gegend von Hărja am Oitozflusse ein Sattelaufbruch von grünen Brecciensandsteinen und feinkörnigen Breccienconglomeraten. Diese „Hărja'er Schichten“ sind, wie bereits gezeigt (pag. 573, Fussnote 1), im Moldauer Flyschgebirge weit verbreitet, wobei dieselben stets ein bestimmtes stratigraphisches Niveau unmittelbar unter den Menilitschiefern einnehmen, um gleichzeitig den Hangendtheil der eocänen Târgu-Ocna'er Schichten zu repräsentiren.

¹⁾ Die kurzen, in der Literatur zerstreuten Notizen über die Gegend von Hărja sind folgende:

F. Hauer und G. Stache: Geologie Siebenbürgens, Wien 1863, pag. 290.

Coquand, l. c. pag. 519—520.

Herbich: Das Szeklerland, Mittheil. a. d. Jahrb. ungar. geol. Anstalt, Bd. V, Heft 2, Budapest 1878, pag. 209—218.

Paul und Tietze: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 200—204.

Cobalcescu: Memorie (wie oben), pag. 65 und 67.

S. Stefanescu, l. c. pag. 82.

Merkwürdigerweise sind im Oitozthal bei Härja, ausser den besagten grünen, sandigen Breccienschiefern, keine tieferen Glieder der Târgu-Ocna'er Gruppe zu sehen. Die Frage aber, ob man dieser palaeogenen Schichtengruppe etwa die bei Härja mächtig entwickelten, allerdings von einigen Autoren bereits als Miocän betrachteten Salzthonschiefern zuzählen sollte, darf begreiflicherweise nicht a priori ausgeschlossen werden.

Die stratigraphische Deutung der Salzthonschiefern in Härja, welche der Fossilien gänzlich entbehren, erforderte umso grössere Vorsicht, als erstens die Salzthonschiefern von Härja, nach Analogie mit der nachweislich palaeogenen Salzthongruppe in Gura Slanic, sich hinsichtlich ihrer oberflächlichen Verbreitung auf das Areal des palaeogenen Sattelaufbruches beschränken (vergl. Profil Fig. 8, pag. 601), zweitens nehmen die Gesteine des palaeogenen Sattelaufbruches, d. h. jene vorgenannten grünen Breccienschiefern, im Grossen und Ganzen ein höheres hypsometrisches Niveau ein als die Salzthonschiefern: drittens sind es aber die grünen Breccienschiefern zugleich, welche in anderen Gegenden des Districtes Bacau direct der palaeogenen Salzthonfacies auflagern. Ist somit die „Salzformation“ von Härja nicht palaeogen, so bleibt dortselbst als ihr stratigraphisches Liegende die palaeogene Salzthonschieferreihe thatsächlich noch zu erwarten.

Im Uebrigen verdient über die Verbreitung, Petrographie und Tektonik der Salzformation von Härja noch Folgendes vorausgesendet zu werden.

Das Areal, innerhalb dessen die Salzthonschiefern bei Härja auftreten, deckt sich fast ganz mit dem Gebiete der dortigen, den Oitozfluss begleitenden Terrassen. Dieses Verhältniss ist durch geringe Widerstandsfähigkeit dieser Gesteinsgruppe erklärlich, zumal dieselbe zwischen zwei sehr widerstandsfähigen Gesteinszügen eingezwängt ist. (Massiger Tisești - Sandstein der Menilit - Etage auf beiden Thalseiten.)

Die namentlich auf der östlichen Thalseite bloss als Ueberbleibsel einer Hochterrasse sich darstellenden Salzthonschichten (D. Maciucaşu und P. Bobeica) erheben sich zu beiden Thalseiten zu dem nämlichen hypsometrischen Niveau von 540 m bis etwa 580 m ¹⁾. Die Terrassen sind auf beiden Thalseiten nur dort entwickelt, resp. angedeutet, wo die eingangs erwähnten, schief auf die Thalrichtung fortstreichenden Menilitschieferzüge, und zwar sowohl der östliche, wie der westliche, den Thalgrund verlassen, um sich sodann von demselben in bestimmter Richtung nach Süden, respective aber nach Norden, langsam zu entfernen. Demgemäss kommt die Salzformation im Süden von Härja bloss auf der östlichen, hingegen im Norden dieser Ortschaft nur auf der westlichen Thalseite vor.

Petrographisch sind die Salzthonschiefern in Härja von der miocänen subkarpathischen Salzformation an Handstücken nicht zu unterscheiden. Eine ebenso grosse Aehnlichkeit dürfte mit der Salzthon-

¹⁾ Thalniveau bei Härja 406—418 m. Die das Thal beiderseits einfassenden Oligocänberge sind 800 m bis über 1000 m hoch.

facies der Târgu-Ocna'er Gruppe bestehen. Doch sind mir aus der letzteren buntmergelige Salzthonschichten, wie sie in Härja auftreten, nicht bekannt. Die etwa zu vergleichenden, die palaeogenen Salzthone gewöhnlich überlagernden bunten, mergeligen und thonigen Bildungen der Târgu-Ocna'er Gruppe führen stets sehr harte Hieroglyphen-Sandsteinplatten von überaus charakteristischem petrographischen Typus, die auch durch einen grossen Reichthum und besondere Formen von Hieroglyphen ausgezeichnet sind. Die alternirenden, beinahe pelitisch sandigen und ebenso feinglimmerigen Thon-, respective Kalkmergelschiefer von Härja sind ihrerseits mit eingeschalteten Platten von einem feinkörnigen, glimmerigen Mergelsandstein ausgestattet, welcher letztere sich bloß durch reicheren Gehalt an Sandkörnern und deren relativ bedeutendere Grösse von den beiden ersteren Gesteinen dieser Schichtenserie unterscheidet, hingegen mit palaeogenem Hieroglyphensandstein nicht verglichen werden kann. Der Mergelsandstein ist röthlich oder grünlich, je nachdem er in röthliche oder grünliche Mergellagen eingeschaltet ist.

Dieser zum Theil schieferige Mergelsandstein hat auch seine Hieroglyphen, welche indessen ganz sporadisch erscheinen, und es weist derselbe vielfach die sogenannte falsche Schichtung auf. Nebenbei fällt es auf, dass die letztere das einzige, an manche Strandbildungen gemahnende Merkmal innerhalb der Salzthongruppe von Härja sein dürfte, zumal dieselbe gar keine gröberen, conglomeratischen Sedimente aufweist. Ausser obigem Mergelsandstein kommt wohl stellenweise in Härja auch ein anderer Sandstein vor, welcher aber nur ein wenig mehr grobkörnig ist.

Ferner gibt es in der dortigen Salzthongruppe keine Spur von Geröllen oder Brocken jenes bekannten grünen karpathischen Schiefergesteines, welches in der Salzthonfacies der Târgu-Ocna'er Schichten beträchtliche Verbreitung hat in Form von stellenweise zahlreich im Mergelthon eingesprengten Geröllen oder von selbstständigen grünen Schotterlagen. Gerade auch in Härja sind die — die Menilitschiefer unterlagernden — grünen Breccienschiefer aus grobem Detritus dieses Schiefergesteines zusammengesetzt. Ich glaube auf den letzteren Umstand Nachdruck legen zu sollen, erstens darum, weil die palaeogenen Salzthone lediglich in solchen Ortschaften die besagten grünen Schotterlagen führen, wo sie ausserdem mit derartigen grünen Breccien- und analogen grünen Sandsteinschichten stratigraphisch enge verknüpft sind ¹⁾, und zweitens aus dem Grunde, weil diese letzteren Schichten fast nirgends so mächtig sind, wie es eben in Härja der Fall ist.

Folglich ist es im Hinblick auf diese Verhältnisse unwahrscheinlich, dass die bunten Mergel von Härja als mit den dortigen palaeogenen grünen Breccien stratigraphisch zusammengehörig sich herausstellen könnten.

Bezüglich der Tektonik der Salzthonschichten von Härja mag im Allgemeinen auffallen, dass im Gegensatz zum Typus der eocänen

¹⁾ Pârîul Dobrulei beim Badeorte Slanic, Pârîul Sălăşelu bei Herăstrău am Tazlau-Sarat, Berg Monachia bei Solunçu, Gura Slanic bei Târgu-Ocna.

Sattelaufbrüche innerhalb der karpathischen Menilitschieferzone die tektonische Leitlinie der Salzthonschichten von Härja nicht eine einfache, doppelte oder dreifache, überkippte oder sonstige Antiklinale aufweist, welche mit angrenzenden Oligocänmulden dimensional und überhaupt in Einklang zu bringen wäre. Es sind in dieser Salzformation, abgesehen von verschiedenen localen Störungen, mehrere Antiklinalen unterscheidbar, welche angesichts der bei weitem bedeutenderen Grösse des dortigen Sattelaufbruches der palaeogenen grünen Breccianschichten wohl von vorneherein als die demselben zugehörige, secundäre Faltung gelten könnten, zumal die Streichrichtung in beiden Fällen dieselbe ist (N 10—30° E).

Allein es war eine entsprechende primäre Antiklinale in unserer Salzformation thatsächlich nicht auffindbar. Hingegen ist die für die benachbarte subkarpathische Salzformation gewöhnlich bezeichnende Tektonik vergleichbar, welche in sehr engem gegenseitigen Anschluss von zahlreichen, kaum 10—100 Meter breiten Antiklinalen besteht.

Bei eocänen Sattelaufbrüchen inmitten der karpathischen Menilitschieferzone ist in unserer Gegend nirgends zu constatiren, dass dieselben in eine grosse Anzahl von kleinen Secundärsätteln vollends aufgingen.

Danach gewinnt man den Eindruck, dass gewisse, in den Aufschlüssen zu beobachtende Fälle von scheinbarer Concordanz zwischen den bunten Mergeln von Härja und dem dortigen Flysch thatsächlich mit Discordanz einherschreiten, ein Verhältniss, das noch in der nachstehenden topogeologischen Beschreibung gestreift werden soll.

Die westliche, resp. nördliche Thalseite bei Härja.

Vf. Popii 887 *m* gehört dem breiten, eingangs erwähnten Slaucier Menilitschieferzuge an, und zwar ist es innerhalb desselben eine randliche Reihe von aus sehr mächtigem massigen Tisești-Sandstein synklynal aufgebauten Bergen (Coma Canéla 868 *m* und 867 *m*, Vf. Ciungu 835 *m*, Vf. Paltinișu 930 *m*), welche mit Vf. Popii südwärts am Oitozflusse abschliesst.

Längs des Fusses der östlichen Böschung von Vf. Popii und des seine südliche Fortsetzung darstellenden Berges (P. Popii 713 *m*) sieht man die Menilitschiefer bis an den Thalgrund des Oitozflusses hinabreichen.

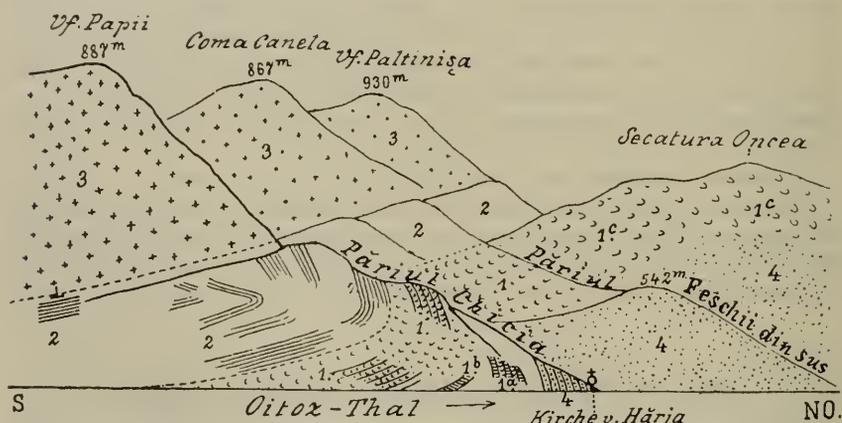
An einer Stelle, welche direct östlich von der höchsten Bergspitze 887 *m* neben der Chaussée von Härja nach Poiana sărată gelegen ist, fallen blättrig spaltbare Menilitschiefer mit eingeschaltetem dünnplattigen Tisești-Sandstein nach NW unter 55° ein. Es ist dies der Ostschenkel der Synklinale, deren mittlerer Kern durch den massigen Oligocänsandsteinzug von Vf. Popii, Canéla, Ciungu und Paltinișu gegeben ist.

Von dieser Stelle angefangen entfernt sich nordwärts die genannte, aus massigem Oligocänsandstein aufgebaute Reihe von Bergen immer mehr und mehr vom Oitozthale, wobei sich zwischen den

steilen östlichen Absturz dieser letzteren und den Oitozfluss eine bis 120 m hohe Terrasse einschiebt. Dieselbe ist aus miocänen Salzthonschichten aufgebaut; allein in der obersten Region der Terrasse, wo diese Terrasse bereits in die westliche Steilböschung jener höheren Bergreihe übergeht, läuft eine einige hundert Meter breite antiklinale Zone von typischen Menilitschiefern, Schipoter Schichten, sowie den grünen Breccienschichten hindurch.

Da gegen Süden zu die genannte Bergreihe, wie gesagt, an den Thalgrund herantritt, wobei sich die Terrasse gleichsam auskeilt, streicht an dieser Stelle die besagte, nord-nordöstlich, d. h. parallel der Bergreihe orientirte unteroligocäne Antiklinalzone am äusseren, dem Oitozflusse zugewendeten Steilrande der Terrasse aus ¹⁾.

Fig. 6.



Ausicht der nordwestlichen Thalabhänge des Oitozflusses bei Hărja.
(Vom Thalgrund aus gesehen, im Süden von Căma Canela).

1. Grüne Breccienschichten. (1a Wechsellagerung derselben mit Schipoter Schichten; 1b Gyps; 1c Tărgu-Oncea'er Schichten.)
2. Untere Menilitschieferstufe.
3. Obere Menilitschieferstufe.
4. Miocäne Salzformation.

Der Steilrand stellt somit ein Querprofil der unteroligocänen Gesteinszone dar, und es zeigt sich, dass die letztere einem nach Westen überkippten Sattel gleichkömmt.

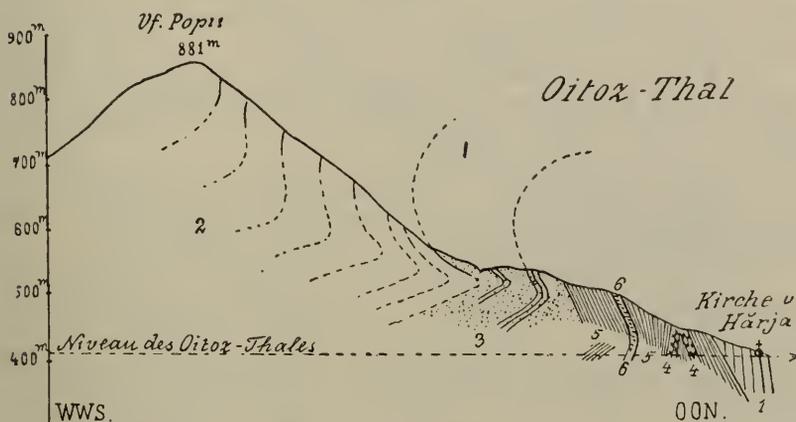
Es ist aus den vorhandenen Entblösungen deutlich zu erkennen, dass im unteren Niveau des Steilrandes westlich fallende Menilitschiefer von ebenfalls westlich geneigten grünen Breccienschichten unterlagert sind. Allein im oberen Niveau dieser Böschung richten sich die Schichten plötzlich senkrecht auf. Auch diese Umbiegung der Schichten ist an einigen Stellen ganz gut entblösst. Oberhalb derselben sind die Schichten westwärts überkippt, d. h. steil östlich

¹⁾ Diese Stelle befindet sich ganz am Süden des Dorfes Hărja.

einfallende Menilitschiefer sind von den geologisch älteren grünen Breccienschiefern concordant überlagert, so wie es in den beifolgenden Textfiguren (Fig. 6 und 7) veranschaulicht wurde. Es ist der Westschenkel der Antiklinale, welcher überkippt ist¹⁾.

Noch mag bezüglich der Aufschlüsse an obigem Flusssteilrande vermerkt werden, dass hier inmitten der grünen Brecciensandsteine eine Gypsbank beobachtet wurde. An einer anderen Stelle, und zwar anscheinend gegen ihr Hangendes zu, wechsellagern aber die dortigen Brecciensandsteine mit Schipoter Schichten.

Fig. 7.



Querprofil der westlichen Böschung des Oitozthales bei der Kirche von Hărja.

1. Miocäne Salzformation.
2. Obere Menilitschieferstufe (massiger Tisești-Sandstein).
3. Untere Menilitschieferstufe.
4. Schipoter Schichteneinlagerung innerhalb der Târgu-Ocna'er Gruppe.
5. Grüne Breccienschiefern (Târgu-Ocna'er Gruppe).
6. Gyps innerhalb derselben.

Păriul Chicia und Păriul Feschii din sus. In nördlicher Richtung wurde die vorbesprochene Antiklinale zuerst im Păriul Chicia, welcher nördlich von Vf. Popii in unsere Oligocänzone einschneidet,

¹⁾ Es ist kaum möglich, zu entscheiden, ob dieses ganz eigenthümliche Verhältniss auf Rückstauchung durch den der besagten eocänen Antiklinale ostwärts, d. h. in der Richtung gegen die Aussenseite der Karpathen zu, vorgelagerten sehr breiten Menilitschieferzug des Stineicaberges zurückführbar ist. Allerdings ist der massige Sandstein der Stineica-Berghöhen sehr mächtig, und wurde es bereits durch das Profil des Maguraberges (vergl. pag. 588) veranschaulicht, wie relativ überaus gross der Widerstand ist, welchen dieser Sandstein der Faltung entgegensetzt, wenn er in einer Mächtigkeit von etwa 400 m eine fast 1 Meile breite Bergzone für sich allein aufbaut.

Es kommen in unserer Gegend sonst nur die üblichen, gegen die Aussenseite des Gebirges ostwärts gerichteten Ueberkipnungen vor.

und sodann im Păriul Feschii din sus verfolgt. Diese beiden Seitenschluchten des Oitozthales verlaufen quer auf das Streichen der Schichten von Westen nach Osten und durchkreuzen die westliche Oitozterrasse je nach ihrer Breite.

Die Reihenfolge der im Păriul Chicia entblösten Schichten umfaßt (von Westen nach Osten):

1. den massigen Tiseşti-Sandstein, welcher ein Felsenthor bildet, an der Stelle, wo die Schlucht den Ostrand der Bergreihe Vf. Popii — Vf. Paltinişu passirt; Fallen unter 60° nach Osten bis nach E $10-20^\circ$ S;

2. thalabwärts folgen typische Menilitschiefer mit 2—3 *dm* dicken Zwischenschichten von kieseligem Sandstein, welche westwärts den Charakter von Tiseşti-Sandstein annehmen, 50—100 *m* mächtig;

3. typische Menilitschiefer mit Platten von beinahe glasigem Sandstein, mit Einlagerung von dünnplattigem Hornstein u. s. w., 50 bis 100 *m* mächtig; Fallen unter 85° nach E 15° S. Weiter thalabwärts Fallwinkel bloß 68° ;

4. dickbankiger grüner Brecciensandstein, wechsellagernd mit ebensolchem feinkörnigen Breccienconglomerat, etwa 50 *m*; Fallen unter 60° nach E 15° S;

5. Schipoter Schichten, und zwar dünnplattige Kieselmergel und ebensolche Hornsteine; aufgeschlossene Mächtigkeit 10 *m*, Fallen nach E 30° S unter 45° . Es ist dies die nördliche Fortsetzung des oben erwähnten Schipoter Schichtenzuges, welcher ausserhalb des Păriul Chicia, südlich von seiner Mündung, am Steilrande der Oitozterrasse ausstreicht, an einer Stelle, welche im obigen Profile Fig. 7 mit 4 bezeichnet ist.

Die obige Schichtenfolge ist auch im Păriul Feschii din sus entblöst. Hier fallen die massigen Oligocänsandsteine, sowie die auf dieselben thalabwärts folgenden Menilitschiefer und die zuletzt erscheinenden grünen Brecciensandsteine nach SE (bis E 30° S) unter einem Winkel von durchschnittlich 45° ein. Als charakteristischer Begleiter der grünen Breccienconglomerate wurde im Păriul Feschii din sus wiederum eine Gypsbank constatirt. Der untere Lauf dieses Baches verquert die Etage der bunten Salzthonmergel.

Während somit in der Tiefe der beiden vorgenannten Schluchten sämtliche Flyschschichten steil ostwärts abdachen, fällt es auf, dass man auf der Höhe der westlichen Oitozterrasse, in welche diese Schluchten einschneiden, im Fortstreichen der nämlichen Schichten stets die entgegengesetzte westliche Neigung vorfindet. Diesbezüglich genügt es, folgende Beispiele anzuführen.

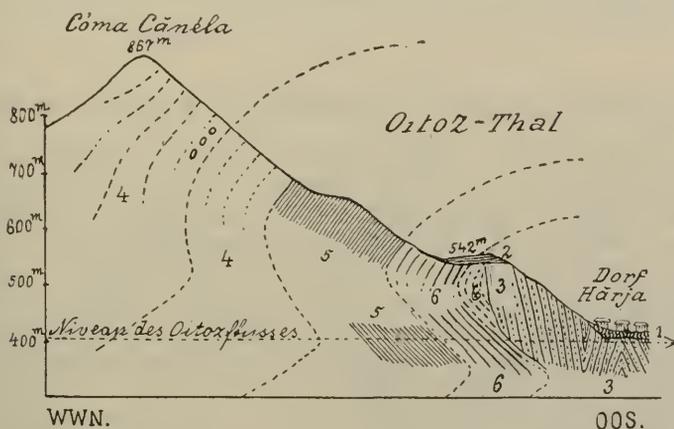
Unterhalb des Berges Ciungu, neben dem Fusswege von Hărja nach Slanic, noch bevor der letztere von der Höhe der Terrasse in den Păriul Feschii din sus hinabsteigt, tauchen Menilitschiefer mit plattigem Hornstein auf, und ist bei denselben ein steiles Fallen nach W 10° S zu constatiren.

Die östliche Böschung von Cóna Canéla 867 *m*, eines Berges, welcher oberhalb der westlichen Oitozterrasse in der Gegend zwischen den beiden im Voranstehenden beschriebenen Seitenschluchten des

Oitozthales (Chicia und Feschii din sus) aufragt, zeigt folgenden Bau (vergl. Profil Fig. 8).

1. Die grünen, im Bindemittel kalkhaltigen Breccienconglomerate und Sandsteine erscheinen am Fusse der Steilböschung des Berges, gleich oberhalb der demselben vorgelagerten Salzthonterrasse. Mächtigkeit etwa 30 m, Fallen steil nach NW.

Fig. 8.



Querprofil der westlichen Thalböschung des Oitozflusses bei Hărja.

1. Alluvium.
2. Diluviale Schotterbildungen auf der Oitoz-Terrasse.
3. Miocäne Salzformation.
4. Obere Menilitstufe (Tisești-Sandstein; $\circ\circ\circ$ = eine Einlagerung von grünem Tisești-Conglomerat.)
5. Untere Menilitstufe (sammt Schipoter Schichten).
6. Grüne Breccienschiefer (Târgu-Ocna'er Gruppe).

Die Schichtenneigung des Tisești-Sandsteins konnte nirgends gemessen werden.

Höher hinauf folgen:

2. dünnplattige, thonig-kieselige, dunkle, bläulich anlaufende Schipoter Schichten, 30 m mächtig. Fallen nach NW unter 20°:

3. typische Menilitschiefer mit Platten von glasigem Sandstein und Hornstein, 30 m aufgeschlossen. Dasselbe Fallen;

4. dünnplattiger Tisești-Sandstein, etwa 50 m mächtig;

5. massiger Tisești-Sandstein, einige hundert Meter mächtig, bis zur Bergspitze hinauf; Schichtung nicht zu unterscheiden. In halber Höhe dieser Sandsteinböschung kommt eine mächtige Einschaltung von grünem Conglomerat aus dem bekannten karpathischen Schiefergestein vor. Doch das sehr reiche Bindemittel des Conglomerats unterscheidet sich petrographisch vom Tisești-Sandstein nicht, so dass man es sicher bloß mit einer Einlagerung zu thun hat.

Um nun das Gesagte zusammenzufassen, ist erstens in der Tiefe der beiden vorgenannten Schluchten durch die Menilitschiefer und die denselben auflagernden grünen Breccienschieben (Profil Fig. 8) der überkippte Westschenkel jener Antiklinale gegeben, welche wir bereits etwas weiter im Süden, am Abhang des Berges Vf. Popii kennen gelernt haben (Profil Fig. 7). Zweitens herrscht auf der Höhe der Terrasse, d. h. zwischen diesen Schluchten, und zwar im Fortstreichen der nämlichen Schichten, westliche Neigung, weil wir uns hier in der Medianzone der gegebenen Antiklinale befinden (Profil Fig. 8).

Die Salzthonschichten der westlichen Terrasse in Härja.

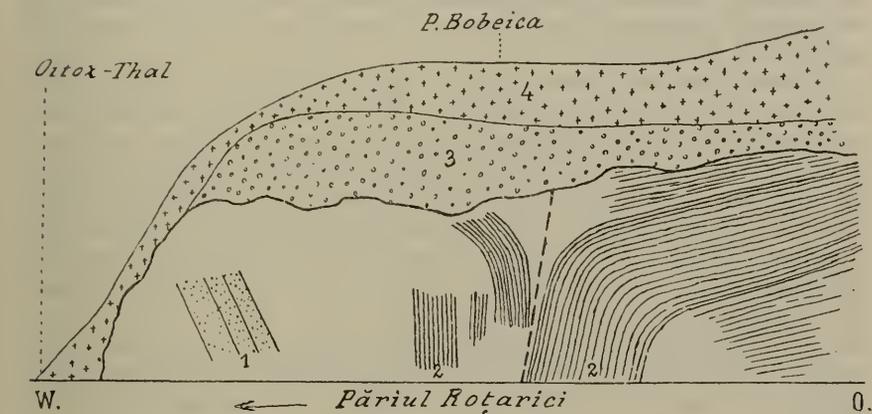
In Bacheinrissen, welche in die Terrasse einschneiden, wurde constatirt, dass sich die bunten Mergel scheinbar concordant, und zwar mit östlicher Fallrichtung, an die überkippten, dem Menilitschiefer auflastenden, unteroligocänen Breccienschieben anreihen (Păriul Chicia und Păriul Feschii din sus). Der Contact der bunten Mergel mit dem Flysch war leider in diesen beiden Schluchten nirgends direct zu beobachten. Der Abstand der vorhandenen Aufschlüsse in diesen beiden Formationen beträgt im Păriul Chicia etwa 50—100 *m*. Die bunten Mergel stehen erst dicht an der Mündung dieses Thales, bei der Kirche von Härja an, ohne aber gut aufgeschlossen zu sein. Ihre Fallrichtung ist erst in dem in nordwestlicher Richtung aus der Nähe der besagten Kirche zum Canélaberge aufsteigenden Canélathälchen zu messen. Am Eingang zum letzteren sind unsere Mergel unter 74° nach E 15° S (7^{u}) geneigt, als ob diese Schichten fast concordant den grünen Breccienschieben aufruhon möchten, zumal letztere in ihren nächst benachbarten, über 100 *m* entfernten Aufschlüssen (Profil Fig. 8 auf pag. 601) unter 45° , resp. unter 70° nach EES abdachen.

Eine analoge Erfahrung wurde auch im Păriul Feschii din sus gemacht, bei vergeblichem Nachsuchen des Contactes zwischen östlich geneigten bunten Mergeln und östlich fallenden grünen Breccienschieben, worauf erst etwas weiter thalabwärts in dieser Schlucht an verschiedenen Stellen auch westliche Neigungen der bunten Mergel zu constatiren waren. Es sind dies kleine Antiklinalen, von welchen beispielsweise oberhalb des Einganges des Păriul Feschii din sus, an seiner südlichen Böschung, drei auf Distanz von 100 *m* entfallen.

Nächst der Mündung des Păriul Feschii din sus fällt es an dem dem Oitozfluss zugewendeten Steilrande der Terrasse auf, dass hier überall bunte Mergel nach Westen abdachen (Fallen $40\text{--}45^{\circ}$ nach W 30° N). Wenn man sodann längs des genannten Steilrandes südwärts bis zur Mündung des Păriul Chicia geht, macht sich ein langsamer Uebergang zur östlichen Fallrichtung bemerkbar, welche, wie bereits erwähnt, beim letzteren Thälchen herrscht. Folglich streicht am Oitozsteilrand, in der Gegend zwischen der Mündung des Păriul Feschii din sus und jener des Păriul Chicia eine Synklinale der bunten Mergel aus.

Etwa in der Mitte dieses Abschnittes des Flusssteilrandes wurde die folgende Beobachtung gemacht. Am Fusse des Steilrandes stehen östlich abdachende Mergel an (Fallen 30° nach E 30° S). Im oberen Niveau des Steilrandes biegen aber dieselben plötzlich rechtwinklig um, und ist oberhalb der Biegung eine westliche Neigung ersichtlich (unter 60° nach W 20° N). Offenbar ist also der Westschenkel der besagten, ziemlich breiten, NNE orientirten Synklinale der bunten Mergel nach Osten überkippt, allein die Ueberkippung ist nur eine oberflächliche, zumal dieselbe nach der Tiefe zu über das obere hypsometrische Niveau des Steilrandes nicht hinausgreift.

Fig. 9.



Querschnitt der östlichen Oitoz-Terrasse an der Mündung von Păriul Roțarici.

1. Sandstein der miocänen Salzformation.
2. Schiefer der miocänen Salzformation.
3. Flussschotter.
4. Berglehm.

— beiläufig 20 m.

Oberhalb des Steilrandes breitet sich auf der Höhe der Terrasse eine anscheinend diluviale Flussschotterlage aus, mit einer Berglehmdecke als Hangendes.

Die östliche Thalseite bei Hărja.

Die östliche Thalseite bei Hărja ist blos in der südlichen Umgebung dieser Ortschaft, gegen Poiana sărată zu, von einem stellenweise über 1 km breiten Miocänzuge umsäumt. Es liegen innerhalb des letzteren D. Macincașu (508 m) und P. Bobeica (beiläufig von der gleichen abs. Höhe). Die zwischen diesen Anhöhen in die östliche Thalböschung einschneidenden Seitenschluchten Păriul Roțarici und Păriul lui Nistor gehören blos je nach ihrem unteren Laufe den Salzthonen an.

Längs dem Păriul Roşariei passirt man bis zur Stelle, wo sich diese Schlucht thalaufwärts verzweigt, einige verschiedene, beiläufig nordsüdlich orientirte Antiklinalen der bunten Mergel. Dicht an der Mündung dieser Schlucht ist aber im Miocän eine ebenfalls fast nordsüdlich verlaufende Verwerfung, mit Schleppung des stehengebliebenen Südschenkels, zu beobachten (siehe vorstehendes Profil Fig. 9).

Die südliche Fortsetzung dieser Verwerfung ist noch unterhalb des Maciucaşuberges, am Steilrande des Oitozflusses deutlich entblösst. Hingegen ist gegen Norden hin, vis-à-vis von Hărja, am Flusstheilrande bloß soviel zu beobachten, dass die zwischen der Mündung des Păriul Roşariei und jener des Păriul lui Nistor am Oitozflusse erscheinenden Salzthonschichten sanft nach E 20—30° S abdachen, und erst weiter gegen Norden zu, unterhalb der Mündung des zweiten der beiden vorgenannten Thälchen, überall längs dem Oitozette Salzthonschichten mit direct westlicher Neigung unter 25° auftreten.

Bezüglich der Grenze zwischen dem die östliche Thalseite bei Hărja umsäumenden Miocänzug und der an denselben von Osten her anstossenden Menilitschieferzone des Stineicaberges fällt es auf, dass diese Grenze anscheinend fast geradlinig nach Nord-Nordosten (N 10° E) fortsetzt und sich dabei nordwärts immer mehr und mehr dem Oitozthale nähert. Am D. Maciucaşu entfällt die Grenze zwischen Miocän und Oligocän etwa auf die Côte von 700 *m*, am P. Bobeica aber bereits auf jene von 600 *m*, d. h. zwischen P. Bobeica und Vf. lui Bobeica 780 *m*.

In dem dem Miocän nächst benachbarten Aufschluss des Oligocän sind unterhalb von Vf. lui Bobeica Menilitschiefer zu beobachten, während Tiseşti-Sandstein erst höher bergaufwärts sich einstellt.

Im Păriul bei Nistor ist es gerade die Grenzgegend zwischen dem Miocän und Oligocän, welche durch undeutliche Verwitterungsspuren von unteroligocänen grünen Breccienschiefern sich auszeichnet. Etwa 100 *m* höher thalaufwärts erscheinen Menilitschiefer und dünn-schichtige Tiseşti-Sandsteine mit östlichem Fallen (unter 30°); jedoch weitere 100 *m* höher thalaufwärts wiederum mit westlichem Fallen.

Schliesslich läuft die Grenze zwischen Miocän und Oligocän in nördlicher Richtung der Mündung des Păriul lui Ciocan zu. Gleich nördlich von derselben tritt der grosse Oligocänzug des Stineicaberges direct an den östlichen Steilrand des Oitozflusses heran. Dieser Abschnitt der östlichen Thalböschung ist schon nahe gegenüber dem Nordende des Dorfes Hărja gelegen. Der unmittelbare Contact zwischen Miocän und Oligocän ist auch hier nicht entblösst. In zwei einander benachbarten, den beiderlei Formationen zugehörigen Aufschlüssen ist westliches Fallen unter 40° (Miocän am Fusse der hier steilen östlichen Thalböschung), resp. aber östliches Fallen unter 45° (Menilitschiefer und Hornsteinsplatten hoch auf der Böschung, etwas weiter gegen Norden hin) zu beobachten.

Weder von Schipoter Schichten, noch von grünen Breccienschiefern ist neben diesen beiden Aufschlüssen irgend eine Spur zu sehen.

Kaum einige hundert Meter weiter gegen Norden streicht bereits auch der massige Tisești-Sandstein an der genannten Thalböschung und im Oitozette aus (Fallen E 20° N unter 15°).

Im Ganzen scheint die Grenze zwischen der oligocänen Region des Stineicaberges und der vorbesprochenen Miocänzone des Oitozthales mit einer Störungslinie zusammenfallen, welche fast dem Schichtenstreichen parallel orientirt ist.

Schlussfolgerungen über die Tektonik der Salzthonschichten von Hărja.

Aus dem Voranstehenden ist hervorzuheben, dass dort, wo auf der östlichen Thalseite dicht nebeneinander Oligocän und Miocän erscheinen, das letztere westliches Fallen aufweist, während der analoge miocäne Grenzrand der gegenüberliegenden westlichen Thalseite als eine Zone von östlicher Neigung der Miocänschichten sich darstellt.

Die grössten Ausmasse des Fallwinkels sind im Miocän auf beiden Thalseiten fast nur in der nächsten Nähe des an diese Formation anstossenden Flysches zu beobachten, und zwar 70°—75° auf der westlichen Thalseite, respective 40° auf der östlichen Thalseite. Danach hätte die miocäne Thalausfüllung bei Hărja im Ganzen einen breitmuldenförmigen Bau. Innerhalb dieser grossen Mulde gelangen, ausser einer Anzahl von longitudinalen Secundär-Antiklinalen und Synklinalen, auch einige wichtigere, nach derselben Richtung orientirte Verwerfungen zur Ausbildung. Bezüglich der letzteren sind ausser den obigen Daten noch einige Beobachtungen in Betracht zu ziehen, welche erst weiter unten mitzuthellen sind.

Im Allgemeinen sind die Fallwinkel sowohl bei östlich als auch bei westlich abdachenden Miocänschichten geringer längs der östlichen Thalseite (25°—40°), als es auf der gegenüberliegenden westlichen Thalseite der Fall ist (45°—75°). Es scheint sich hierin der ostwärts gerichtete Gebirgsschub kundzugeben. Nach Osten überkippte Schichten wurden nur in einem Falle, allein ganz regelrecht am Westschenkel einer Secundärmulde beobachtet.

Bezüglich der obigen Bezeichnung „Thalausfüllung“ mag noch vermerkt werden, dass diese Erklärung des Miocänvorkommnisses von Hărja blos als eine vorläufige zu verstehen ist. Erstens ist das Erscheinen des Miocänen in dieser Gegend ein ganz sporadisches. Zweitens aber führt das Miocän von Hărja keine conglomeratischen Strandsedimente. Die bei Hărja relativ oft zu beobachtenden Verwerfungen gestatten nicht, zu entscheiden, ob das Miocän in diesem Falle als Grabenbruchauffüllung zu betrachten ist oder nicht. Ein grosser, auf österreichischem Gebiet gelegener Antheil der Hărja'er Miocänscholle blieb mir unbekannt¹⁾.

¹⁾ Auf diesen Abschnitt unserer Miocänscholle beziehen sich Herbieh's Angaben l. c. pag. 209 (unten) und pag. 210 (oben).

Der Oligocänzug des Stineicaberges. Das Petroleumfeld von Hărja.

Der massige Tisești-Sandstein beherrscht östlich vom Oitozthale den Stineicaberg (1038 *m*) selbst, ferner Vf. Bobeica 780 *m*, Vf. Mierlari (936 *m*), D. Marichii, D. Paltini (835 *m*) und D. Pinului (670 *m*), während am Berg Cóna Stineichi (900 *m*) der untere dünn-schichtige Tisești-Sandstein und Schiefer auftaucht (Fallen östlich unter 40°), wie auch wahrscheinlich am Cóna Manoila (781 *m*) und Cóna lui Martin (716 *m*).

Indem das Oitozthal flussabwärts von Hărja eine nordöstliche Richtung einschlägt, verquert es den nord-nordöstlich streichenden Oligocänzug des Stineicaberges in schiefer Richtung nach seiner ganzen Breite. Einerseits wird die Westgrenze des besagten Oligocänzuges durch den Oitozfluss, wie oben gezeigt, gleich oberhalb der Mündung des Păriul lui Ciocan gekreuzt. Andererseits ist aber seine Ostgrenze erst jenseits des Einganges in die Waldschlucht P. Saroşa zu verlegen, welche von Norden her ins Oitozthal mündet.

Innerhalb des auf diese Weise begrenzten, etwa über eine Meile langen Thalabschnittes ist das Oitozbett durchaus nicht überall im Oligocän ausgenagt. Bloss in der Nähe der Westgrenze unseres Oligocänzuges, gegenüber dem Nordende des Dorfes Hărja, sowie etwas weiter thalabwärts, und zwar noch unterhalb des Berges „D. Pinului 560 und 670 *m*“, streicht am Oitozfluss die Menilitschieferetage aus. Hier scheint die letztere eine Synklinale darzustellen, deren Medianzone ein tieferes hypsometrisches Niveau einnimmt als das Oitozbett.

Der übrige, bei weitem grössere östliche Theil des vorgenannten oligocänen Thalabschnittes lässt das Eocän in Bacheinrissen und an niedrigen Bergabhängen zu Tage treten, während gleichzeitig in dieser Gegend all' die hohen Berge der südlichen Thalseite noch der Menilitschieferstufe zufallen und auch auf der nördlichen Thalseite, obschon nur noch die höchsten Bergspitzen (D. Puscaşu ¹⁾ 626 *m*, Unguréna 779 *m*, wahrscheinlich Vf. Vrincenului ²⁾ 781 *m*, wahrscheinlich Vf. Bolohan ³⁾ 761 *m*) aus Gesteinen dieser Etage aufgebaut sind. Auf diese Art und Weise geschieht es, dass sich in nördlicher Richtung der breite Oligocänzug des Stineicaberges in eine Anzahl gesonderter Oligocäninseln auflöst.

Wichtig ist diese Gegend auch darum, weil auf dieselbe die letzten nördlichen Ausläufer des Miocän von Hărja entfallen. Namentlich ist es die westliche Salzthonterrasse des Oitozflusses, welche von

¹⁾ An den südlichen Abhängen des Puscaşuberges treten Târgu-Oena'er Schichten und ihre Hieroglyphensandsteine zu Tage. Die letzteren wechsellagern mit Thonmergelschiefern, welche Alaunausblühungen zeigen (Oitozbett, direct im Osten von Puscaşu).

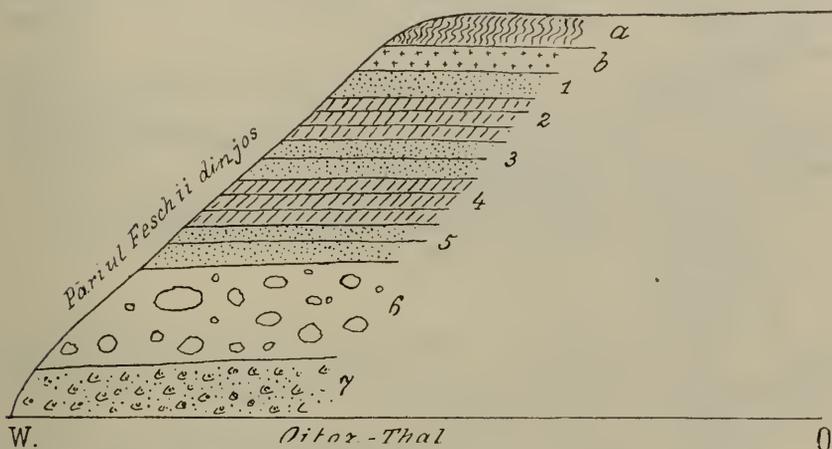
²⁾ Der am südlichen Abhang dieses Berges (bei \odot 674 *m*) anstehende Gypsstock, welcher unter 40°–70° nordöstlich einfällt, scheint den Târgu-Oena'er Schichten anzugehören. An den Abhängen des Vrincenului Berges gibt es überall lose liegende Trümmer von Tisești-Sandstein. Letztere kommen auch im Păriul Mucel vor.

³⁾ Nördlich von diesem Berg dehnt sich eine locale Trümmerbildung des Tisești-Sandsteines bis zum Thalgrund des Slaniebaches aus.

Härja aus nordwärts bis zu südlichen Berglehnen von Vf. Vrincenului (781 *m*) und vielleicht auch zu jenen des D. Puscăsu (626 *m*) zu verfolgen ist.

Im Süden von Vf. Vrincenului gehört zur miocänen Salzformation noch der breit ausgedehnte, sogenannte Oelberg (D. Păcurii), eine terrassierte, sanftwellige, zum Oitozflusse abdachende Vorstufe der Berghöhen, welche die Wasserscheide zwischen diesem Flusse und dem Slanicbache darstellen. Von da an setzt die miocäne Salzformation, in der Richtung nach Härja hin, über Vf. lui Feschii (519—690 *m*) fort, welche letztere Anhöhe vom D. Păcurii durch ein

Fig. 10.



Terrasse des Oitozflusses bei der Mündung des Păriul Feschii din jos.

a Berglehm.

b Diluvialer Flussschotter.

1—7 wie im Texte (pag. 608).

tiefes Seitenthal des Oitozflusses (Păriul Feschii din jos) abgegrenzt ist, sonst aber in ihrem oberflächlichen und geologischen Baue dem Oelberg völlig gleichkommt.

Während der 570 *m* hohe D. Păcurii noch bis zu diesem hypsommetrischen Niveau aus Miocän aufgebaut ist, erscheint an seinem Fusse eine Oligocäninsel. Dieselbe ist längs des terrassenartig dem Oitozflusse zugewendeten Steilrandes, des D. Păcurii, in einer absoluten Höhe von 400—430 *m* entblösst (Profil Fig. 1, pag. 609).

An der Stelle, wo der Steilrand bis an die Grozesti-Härja'er Chaussée herantritt, ist derselbe aus typischem Menilitschiefer gebildet, welcher mit dünnen Platten von Tisesti-Sandstein und einem beinahe glasigen Sandstein, sowie mit Hornsteinlagen alterniert und nach NW unter kaum 10° abdacht.

Sowohl gegen Osten, als auch nach Westen hin ist dieser nordöstlich orientirte, vielleicht nur 100—200 *m* breite Menilitschiefer-

zug durch steile Bruchflächen begrenzt, an welchen zu beiden Seiten der „Menilite“ grüne Breccienschichten abstossen.

Oberhalb des Steilrandes, und zwar nahe der Westgrenze des genannten, westlich einfallenden Menilitschieferzuges, ist noch zu constatiren, dass in seinem Hangendtheil massiger Tisești-Sandstein, mehrere Meter mächtig, sich einstellt. (Bei 4 in Fig. 11.)

In den über diese Sandsteinscholle transgredirenden bunten Mergeln wurde in einigen etwa bei der Côte von 500 *m* gelegenen Aufschlüssen gemessen: Fallen nördlich unter 40° (Stelle *a*, Figur 11).

Geht man längs des Steilrandes in westlicher Richtung weiter, so gelangt man an eine Stelle, wo die Menilitschiefer plötzlich abbrechen, worauf in der gleichen Höhe der Steilböschung sofort grüne Breccienschichten erscheinen (Stelle *c*, Profil Fig. 11). Die letzteren stehen sodann bis zur Mündung des Păriul Feschii din jos an unserem Steilrand an.

Am Eingange zu dem letztgenannten Thälchen fallen die grünen Breccienschichten unten 18—20° nach N bis N 10—30° W ein; man beobachtet hier die nachstehende dünnbankige Reihenfolge (Aufschluss bei *b*, Profil Fig. 11, sowie Fig. 10, pag. 607):

1. Grüner, feinkörniger Brecciensandstein, zum Theil schiefrig;
2. grünlich-gelbliche und graue Thonmergelschiefer;
3. schieferiger Sandstein, wie Nr. 1;
4. Thonmergelschiefer, wie Nr. 2;
5. Sandstein, wie Nr. 1;
6. derselbe Sandstein, indessen mit zahlreichen, 2 *dm* bis 1 *m*, grossen, abgerollten Blöcken des bekannten karpatischen grünen Schiefergesteines (Sandsteinconglomerat), 2 *m* mächtig;
7. grüner Brecciensandstein.

Nordwärts schießt auch diese Schichtenreihe unter das Miocän des Păcurii Berges ein.

Was die Ostgrenze des obigen Menilitschieferzuges anbelangt, so ist dieselbe am Steilrande deutlich entblösst, dort, wo derselbe in der Richtung nach Nordosten umbiegt, um von da an thalabwärts dicht neben der Chaussée zu verlaufen. Hier bietet uns der Steilrand das nachfolgende, in Profil Fig. 11 dargestellte Bild dar.

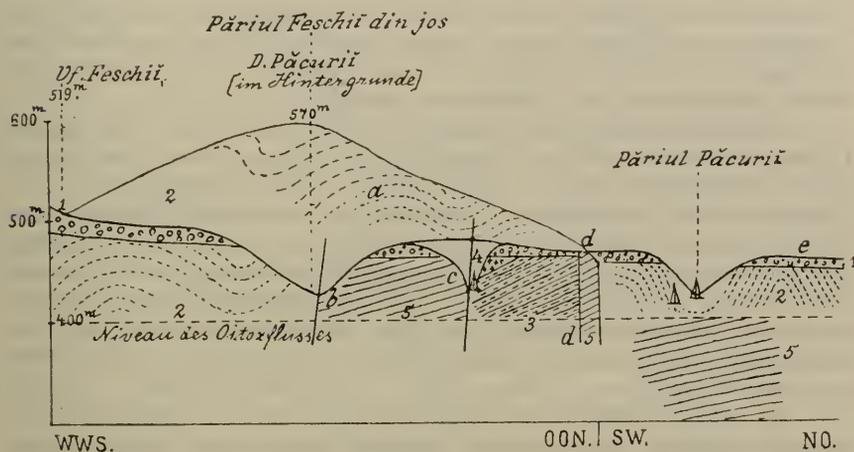
An die in unserem Profile veranschaulichte Bruchfläche *dd* lehnt sich ein kaum 10 *m* breiter Streifen von west-westnördlich (W 20—30° N, d. h. 19^b 5°—20^b) unter 40° einfallenden grünen Breccienschichten an. Auch hier schliessen die Breccienconglomerate meter-grosse Blöcke des grünen Schiefergesteines ein. Das Miocän transgredirt nun auch über diese kleine unteroligocäne Scholle.

Dicht neben diesen oligocänen Ausbissen liegt am Fusse des Steilrandes das Petroleumfeld von Hărja, einige verlassene Bohrschächte und ehemalige Oelbrunnen, deren Halden auf unteres Oligocän (grüne Breccienschichten), als Oelhorizont dieser Gegend, hinweisen.

Alle vier hier befindlichen Bohrschächte sollen zusammen ursprünglich kaum 8000 *kg* Rohöl pro Tag geliefert haben. Die Production soll bei den Teufen von 80—150 *m* vorgeherrscht und sehr rasch abgenommen haben. Eine durchteufte Gypsbank (3—4 *m*), sowie

das zuerst in der Tiefe von 165 *m* erbohrte und noch jetzt dem tiefsten (240 *m*) Bohrschacht entströmende, an reichem Eisengehalt auffällige Salzwasser sind, wie auch das Oel, sichtlich als Begleiter von unteroligozänen Breccienschiechten aufzufassen. Beachtenswerth ist der zum Theil starke Gasandrang, welcher in diesen seit Jahren verlassenem Bohrlöchern andauert.

Fig. 11.



Westliche Oitoz-Terrasse in der Gegend des Hărja'er Petroleumfeldes.

1. Diluvialer Flussschotter.
2. Miocäne Salzformation.
3. Menilitschiefer.
4. Dickbankiger Tisești-Sandstein.
5. Grüne Sandstein- und Breccienschiechten (Tărgu-Ocna'er Gruppe des Palaeogenen).

M = Oelschächte und Bohrpunkte.

Die punktierten Schichtenlinien sind theoretisch, mit Ausnahme des Profilabschnittes rechts vom Păriul Păcurii.

Die geologische Position der letzteren am Westschenkel einer miocänen Antiklinale (vergl. Fig. 11) scheint nebensächlich zu sein, zumal es, wie gesagt, auf das durch das Miocän maskirte Flyschgebirge anzukommen hat.

In süd-südwestlicher Richtung von dem obigen Petroleumfelde etwa $\frac{3}{4}$ *km* entfernt, befindet sich auf der gegenüberliegenden südlichen Thalseite dicht über dem Oitozflusse und unterhalb des D. Pinului (670 *m*) jener Aufschluss von dickbankigem Tisești-Sandstein, aus welchem seit langer Zeit Ozokeritspuren bekannt sind. Der Sandstein ist an dieser Stelle braun, bituminös, mit Adern von unreinem, schwarzem Erdwachs ausgestattet. Das Vorkommniß ist für die auch auf die Menilitschiefergruppe sich vertheilende Oelzone von Hărja in mancher

Hinsicht bezeichnend. Doch sind für eine strengere Beurtheilung der letzteren die vorbesprochenen Verwerfungen in's Treffen zu führen¹⁾.

Der neben dem Petroleumfelde pfeilerartig aufragende Menilitschiefer ist sammt seinem hangenden Tisești-Sandstein offenbar zwischen zwei gesunkenen Schollen der grünen Breccienschiechten stehen geblieben. Für bedeutendere Tiefen unter dem Thalgrunde des Oitozflusses ist demnach als Unterlage der grünen Breccienschiechten Menilitschiefer in Aussicht zu stellen. Mit anderen Worten ist die Schichtenfolge bei allen drei in Rede stehenden palaeogenen Schollen als überkippt, d. h. wohl als Liegendschkel einer ostwärts überkippten Antiklinale anzunehmen. Dieselbe ist durch spätere Verwerfungen in Schollen zergliedert und sind die ersteren fast nach der Streichrichtung der Antiklinale orientirt.

Die bunten Mergel transgrediren über alle drei überkippten Palaeogenschollen und ist dadurch das miocäne Alter der Mergel direct nachweisbar. Wären diese Mergel noch als concordanter Antiklinalkern der überkippten Palaeogenserie anzureihen, könnten dieselben unmöglich in der gleichen hypsometrischen Höhe über alle drei dislocirten Palaeogenschollen hinübergreifen und müsste insbesondere auch die mittlere, aus Menilitschiefer und Tisești-Sandstein aufgebaute Scholle mit einer im Hangenden des letzteren die bunten Mergel unterlagernden Bank von grünen Breccienschiechten ausgestattet sein.

An dem Thatbestande der transgressiven Discordanz der bunten Mergel wäre durch die allerdings unwahrscheinliche Eventualität nichts geändert, gemäss welcher die mittlere Menilitschiefer-scholle gesunken wäre, und folglich unsere palaeogene Schichtenfolge als nicht überkippt zu gelten hätte.

Der Eocänzug des Jordogatu-Berges (762 m).

Dieser Eocänzug schiebt sich im Osten der vorbesprochenen Oligocänregion des Stineicaberges ein und trennt die letztere von dem breiten Oligocänstreifen des Magura- und des Lesumtugebirges. Ein instructives Querprofil dieses Eocänzuges bietet sich uns im Oitozbett dar, und zwar in der Gegend zwischen der Mündung des Păriul Pioa (unterhalb Cóna la Plostina) und jener des Păriul Manașcu im Osten von Herestrău.

Die Mündung des Păriul Pioa und der dieselbe westwärts einfassende nördliche Abhang des Berges Cóna Plostina (684 m, 542 m) liegen noch innerhalb unseres Eocänzuges, allein bereits dicht an seiner Westgrenze. Die letztere wird durch ein Haufwerk von scharfkantigen Trümmern des massigen Tisești-Sandsteines und des wohl-

¹⁾ Die Angaben der Autoren über das Petroleumfeld von Hărja sind folgende: Joh. Fichtel: Beitrag zur Mineralgeschichte von Siebenbürgen, 1780, pag. 143 (teste F. Haner u. G. Stache: Geologie Siebenbürgens, 1863, pag. 290). — Coquand l. c. — Herbich, l. c. pag. 211—212. — Cobaleescu, l. c.

Bezüglich der neueren Versuchsschurte bei Soósmezó (nächst Hărja) vergl.: T. Weisz: Der Bergbau in den siebenbürgischen Landestheilen; Mitth. aus dem Jahrb. k. ung. geol. Anstalt, Bd. IX, Hft. 6, Budapest 1891, pag. 179.

geschichteten glimmerreichen Uzusandsteines am Fusse des genannten Berghanges markirt. Bemerkenswerth ist es, dass diese Trümmerbildung von zahlreichen nussgrossen Brocken jenes grünen Schiefergesteines begleitet ist, welches uns als Hauptbestandtheil der grünen Brecciensichten von Hărăja und der analogen Einschaltungen innerhalb der Târgu-Ocna'er Gruppe bekant ist. Offenbar wird durch das Erscheinen der grünen Fremdblöcke auch hier, bei Cóna Plostina, der Uebergang von Oligocän zum Eocän vermittelt.

Dicht unterhalb der Westgrenze unseres Eocänzuges beschreibt der Oitozfluss zwei scharfe, weit nach Norden ausgezogene Biegungen, welch letztere etwa $\frac{3}{4}$ km von einander entfernt sind. Es mag bemerkt werden, dass bei der östlichen von diesen beiden Flussbiegungen eine Cementfabrik sich befindet, für welche in benachbarten Steinbrüchen die mit eocänen Hieroglyphenschichten alternirenden Bänke von grauem, hartem, dichtem, splitterigem Mergelkalk gewonnen werden.

Es ist dies ein auch im Slanicthale, wo unser Eocänzug nordwärts durchstreicht, zu dem nämlichen Zwecke in Verwendung befindliches Gestein, welches hinsichtlich seiner stratigraphischen Position innerhalb des Palaeogenen den weitverbreiteten kieseligen Sandkalken der Târgu-Ocna'er Gruppe an die Seite zu stellen ist.

Ueberhaupt scheint das bei den genannten Flussbiegungen am Oitozette entblösste, durch eingeschaltete Mergelkalkbänke charakterisirte Uzusandstein-System stratigraphisch noch eine Dependenz der Târgu-Ocna'er Gruppe darzustellen, wobei die letztere als der Hangendtheil dieser somit eocänen Schichtenreihe aufzufassen wäre.

In tektonischer Beziehung ist über das Erscheinen des Uzusandsteines bei den beiden vorgenannten Flussbiegungen Folgendes zu verzeichnen. Es entspricht einer jeden von diesen Flussbiegungen eine mächtige Antiklinale des wohlgeschichteten Uzusandsteines. Weiter gegen Osten hin reiht sich noch eine dritte, im Oitozthale nicht mehr gut entblösste Antiklinale der Uzuschichten an.

Wichtig ist es, dass bei diesen Aufbruchsätteln stets der Ostschenkel steil westwärts überkippt und dabei durch eine steile Störungsfläche verkürzt und abgeschnitten erscheint, jenseits von welcher unmittelbar der Westschenkel der nächsten, weiter gegen Osten zu nachfolgenden Antiklinale mit ganz sanfter Westneigung der Schichten ansetzt.

Die gegenseitige Lage der drei Sättel wird durch die umstehende Situationsskizze (Fig. 12) und die drei zu derselben gehörenden Profile (Fig. 13, 14 und 15) veranschaulicht.

Die in dieser Skizze eingetragenen römischen Zahlen beziehen sich auf die untersuchten Aufschlüsse, und zwar wie folgt:

1) Die erste, d. h. am weitesten nach Westen hin gelegene Antiklinale.

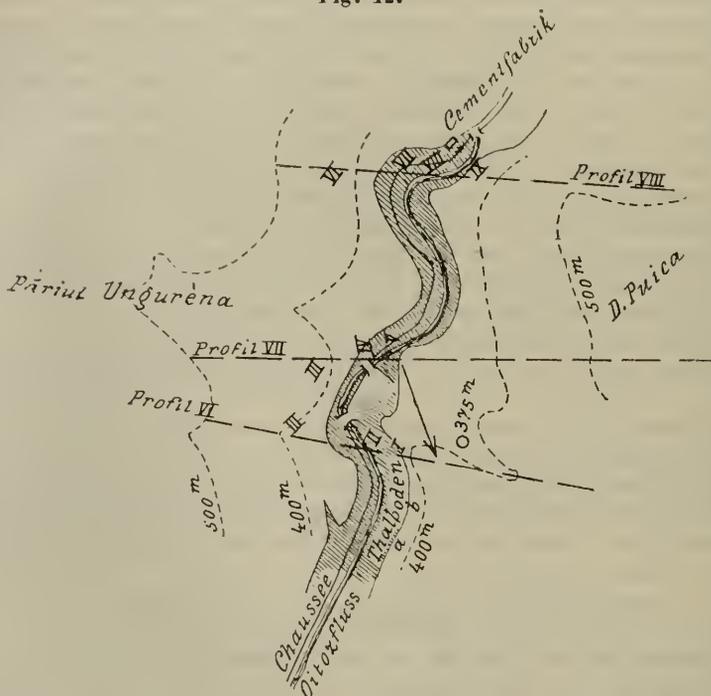
I. Hohe Felswand von wohlgeschichtetem Uzusandstein, welcher hier und höher am Berghang in einer Mächtigkeit von 50—100 m aufgeschlossen ist. Fallen unter 55° nach E 30° S (8^h). Es ist dies die Medianzone der Antiklinale, zumal diese letztere überkippt ist.

II. An derselben Felswand, etwa 100 *m* weiter nördlich; Fallen unter 45° nach SE 15° S (10^h).

Diese Abnahme in dem Ausmasse des Fallwinkels macht sich bemerkbar in dem Masse, als man sich der Axe unserer Antiklinale nähert.

III. Felswand von Uzusandstein auf der nördlichen Thalseite, mit einer aufgeschlossenen Mächtigkeit von 50—100 *m*. Fallen unter 30° nach NW; Westschenkel der Antiklinale.

Fig. 12.



Situations-Skizze der Profile Fig. 13, 14 und 15 bei der Cementfabrik am Oitozflusse¹⁾.

a—b. Trümmerbildung von Tisești-Sandstein.

I—IX. Aufschlüsse. (Siehe Text.)

— — — — — Streichrichtung der Schichten.

IV. Ein etwa 200 *m* weiter östlich befindlicher Aufschluss gleich unterhalb der ersten Flussbiegung. Hier fallen die Sandsteinbänke 75° — 85° nach W 30° N bis NW (20^h — 21^h). Aufgeschlossene Mächtigkeit 10—20 *m*. Gemäss ihrer nord- 30° -östlichen (2^h) bis nord-östlichen (3^h) Streichrichtung gehören diese steilen Schichten, wie in der Situations-skizze (Fig. 12) durch einen Pfeil veranschaulicht werden soll, noch dem Ostschenkel der **ersten** Antiklinale an. Es ist der überkippte Ostschenkel dieser Antiklinale.

¹⁾ In der Situations-Skizze sind die Profile anstatt mit 13, 14 und 15, irrtümlich mit VI, VII und VIII bezeichnet.

Fig. 13.

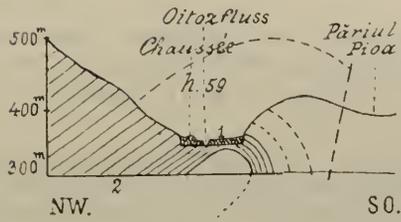


Fig. 14.

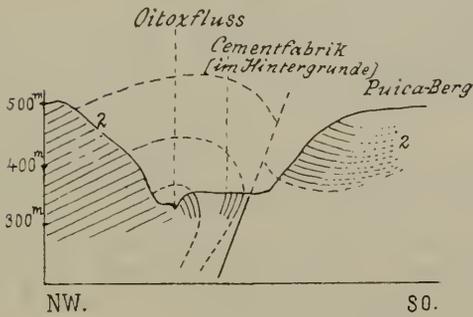
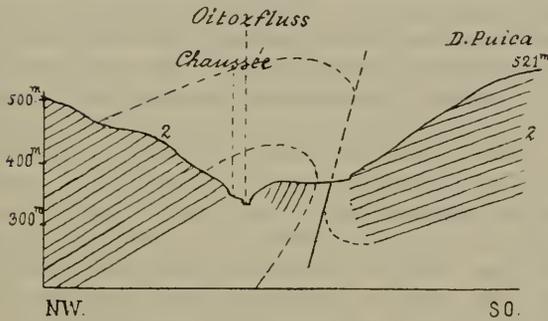


Fig. 15.



Profil Fig. 13 und Fig. 14 verqueren eine und dieselbe Antiklinale in einem gegenseitigen Abstände von etwa $\frac{1}{4}$ Kilometer.

Profil Fig. 13 ist nach Profil Fig. 14 ergänzt.

Profil Fig. 15 gehört einer anderen Antiklinale an, welche der vorigen nach Osten hin zunächst liegt.

1. Alluvium.
2. Uzusandsteine.

B) Die zweite oder mittlere Antiklinale.

V. Eine kaum 20 *m* von dem vorigen Aufschluss entfernte Stelle des nämlichen südlichen Flusssteilrandes. Hier fallen die Uzusandsteinschichten nach W 30° N (20^b) unter kaum 30°. Dieselben repräsentieren den sanft geneigten Westschenkel der **zweiten** Antiklinale.

VI. Hohe Felswand am gegenüberliegenden Flussufer, in nord-nordöstlicher Richtung von der vorigen Stelle des südlichen Flussufers, d. h. im Fortstreichen der an der letzteren entblösten Schichten gelegen. Sanftes, nordwestwestliches Fallen bekundet auch hier den Westschenkel der zweiten Antiklinale. Aufgeschlossene Mächtigkeit des Uzusandsteines hier 50—100 *m*.

VII. Südlicher Flusssteilrand unterhalb der zweiten Flussbiegung. Hier fallen die etwa auf Distanz von nur 10 *m* am Steilrand entblösten Schichten nach SE 15° S (10^b) unter 80° ein. Wir befinden uns an dieser Stelle dicht am Uebergang der Medianzone der zweiten Antiklinale zu ihrem überkippten Ostschenkel. Die Fallrichtung 10^b stimmt mit jener der Medianzone der vorigen Antiklinale überein (Aufschluss II). Thatsächlich braucht man sich nur etwa 20 Schritte längs des Flusssteilrandes südwärts zu begeben, um

(VIII.) zu dem überkippten Ostschenkel der zweiten Antiklinale zu gelangen. Es sind dies unter 80° nach N 30° W (22^b) abdachende Schichten, welche gleichfalls kaum in einer Mächtigkeit von 10 *m* anstehen.

IX. Dicht daneben, und zwar noch etwas mehr gegen Süden zu, sieht man eine sehr hohe, mit horizontalen Schichtenlinien ausgestattete, fast ostwestlich orientirte Felswand, welche nordwärts zum Oitozflusse steil abstürzt. (Steinbrüche gegenüber der Cementfabrik.) Diese Felswand bietet demnach auf den ersten Blick den Eindruck einer riesigen Verwerfung dar. In der That ist es aber noch immer typischer Uzusandstein, welcher hier ansteht. Seine Schichten fallen nach SW 25° S (13^b 5°), unter kaum 15° ein. Es ist dies der sanft nach Westen geneigte Westschenkel der dritten Antiklinale.

Die letztere scheint den beiden vorigen Sätteln des Uzusandsteines an Breite bedeutend überlegen zu sein, zumal flussabwärts, in einer Entfernung von etwa 600 *m* gegen Osten zu, noch immer im Oitozflusse sanft westlich abdachende Schichten von dickbankigem glimmerreichen Sandstein anstehen. (Fallen nach W 30° N unter 18°, an einer Stelle, welche gleich unterhalb der Mündung des Jordogatabaches sich befindet.)

Der Ostschenkel dieser dritten Antiklinale dürfte mit der Ostgrenze des nach dem Jordogataberge benannten Eocänzuges zusammenfallen.

Indem dieser Eocänzug nordwärts über die Wasserscheide zwischen dem Oitoz- und Slaniethale wegsetzt, breitet er sich nicht nur über Vf. Jordogatu (762 *m* und 754 *m*), sondern auch über die etwas mehr im Osten auf der Wasserscheide aufragende Bergspitze

Vf. Muncelu aus, während D. Muncel (Wasserscheide zwischen Păriul Mostica und Păriul Hetmanu) bereits dem Oligocänzuge von Magura-Lesumtu anheimfällt.

Die Westgrenze des Eocänzuges des Jordogatu-berges verläuft über die Oitoz-Slănicer Wasserscheide dicht bei der Einsattelung der letzteren zwischen den Bergen Unguréna (779 *m*) und Vf. Jordogatu (762 *m*). Auf der östlichen Böschung der Unguréna-Bergspitze, und zwar gleich oberhalb des genannten Bergsattels, streichen Menilitschiefer mit dünnplattigem Hornstein, zweifellos als Grenzschichten zwischen der Menilit- und Târgu-Ocna'er Gruppe, hindurch.

Auf der Jordogatu-Bergspitze erscheinen sodann typische, grossblättrig-glimmerige Uzusandsteine und Sande. An ihrem westlichen Abhang sind dieselben östlich geneigt. (Medianzone der „ersten“ von den drei obigen Antiklinalen.) Hingegen ist am Ostabhang des Jordogatu in denselben Schichten regelrecht 30—40° Fallen nach W 20° bis 25° S (17^h 5^o bis 17^h 10^o) zu messen. (Westschenkel der „zweiten“ von den obigen drei Antiklinalen.) Păriul Jordogatu wird noch von den nämlichen Schichten beherrscht.

Die Ostgrenze des Eocänzuges des Jordogatu-berges entfällt jenseits von D. Jordogatului auf den zum Oitozflusse sich öffnenden Thaleinschnitt zwischen D. Sechelesti und D. Mostica. Dieselbe ist durch das Erscheinen der Târgu-Ocna'er Gruppe gegeben, wobei die letztere durch dünnplattige, kieselige, bläuliche, sehr feinkörnige Sandsteine mit einer Unzahl fingerförmiger Hieroglyphen und mit alternirenden Bänken von beinahe pelitisch-glimmerigem Schieferthon vertreten ist. (Unterhalb des D. Mostica am Waldrand: Streichen 2^h [N 30° E]; Fallen westlich [20^h] unter 20°.)

Unmittelbar im Hangenden der soeben erwähnten Hieroglyphenschichten tauchen längs der östlichen Böschung des nämlichen Thaleinschnittes typische Menilitschiefer auf, welche ausser einer eingeschalteten (3 *m*) dicken Bank von Tisești-Sandstein viele Platten von beinahe glasigem Sandstein führen. In der Nähe der Târgu-Ocna'er Schichten fallen diese Menilitschiefer unter 20° nach 2^h (N 30° E) ein, hingegen sind dieselben mit 40—50°-Fallen nach 2^h in weiterer Entfernung von der Grenze gegen die ersteren anstehend.

Diese im Vergleich mit dem obigen, unmittelbar benachbarten Aufschlusse der Târgu-Ocna'er Schichten entgegengesetzte Fallrichtung der fraglichen Menilitschiefer dürfte nicht auf einer localen Störung der Lagerung beruhen, sondern vielleicht den einander entgegengesetzten Flügeln einer und derselben Antiklinale entsprechen. Es ist noch unsicher, ob es eine Fortsetzung der unten zu besprechenden Manaşcu-Antiklinale sein könnte, deren Westschenkel hier bis auf's Eocän aufgerissen wäre.

Der ganze in Rede stehende, zufolge einer localen Aberration des Streichens west- 30° nördlich bis nordwestlich fortlaufende Zug der unteren Menilitschiefer setzt ostwärts über Păriul Mostica hinweg (dünnplattige Hornsteine, 100 *m* bis 200 *m* oberhalb des Thaleinganges, Fallen 2^h unter 50°). Noch jenseits von Păriul Mostica, am südwestlichen Abhang des grossen, aus massigem Tisești-Sandstein

aufgebauten D. Matusca (683 *m*), bis fast nach Heresträu hin, ist die untere hypsometrische Grenze (etwa 380 *m*) der Menilitgruppe durch Schipoter Schichten mit liegenden dünnplattigen Hornsteinen bezeichnet. Im Nordwesten von Heresträu wurde an diesen Schichten gemessen: Fallen nach E 25° S unter 25°, so dass hier von den letzteren bereits das nord-nordöstliche Generalstreichen dieses Theiles der Karpatien wiedergewonnen erscheint. Auf der gegenüberliegenden südlichen Böschung des Oitozthales sind es die Aufschlüsse zu beiden Seiten der Mündung des Păriul Mănaşcu, in welchen die Schipoter Schichten von Neuem auftauchen. Auch an diesem Ort ist die Erscheinungsweise der letzteren in mancher Beziehung für localgeologische Gesichtspunkte verwertbar. Obwohl ich mich bezüglich dieser Localität leider nur ganz flüchtig orientiren konnte, mag darüber dennoch Folgendes verzeichnet werden.

Păriul Mănaşcu schneidet in die südliche Böschung des Oitozthales zwischen D. Mănaşcu (631 *m*) und D. Puica (534 *m*) ein. Die erste von diesen beiden Berghöhen liegt östlich von dem gleichnamigen Thälchen, und zwar im Fortstreichen jenes auf der nördlichen Thalseite des Oitoz, am Mănaşcaberg anstehenden Tiseşti-Sandsteins. Hingegen ist D. Puica aus westlich abdachenden Bänken von Uzsandstein aufgebaut und befindet sich dieser Berg im Bereiche der „dritten“ von den drei vorbesprochenen Antiklinalen des Jordogatu-Eocänzuges. Oestlich von der Mündung des Păriul Mănaşcu, und zwar ganz unten am Nordfusse des gleichnamigen Berges (unterhalb von \odot 461 *m*), fallen dünnplattige Hornsteine nach SE unter 20° ein. Westwärts stellt sich aber bereits am Mănaşcubach selbst N 30° W-Fallen (unter 20°) ein. Schliesslich beobachtet man an der westlichen Steilböschung des Baches, nächst der Mündung unseres Thälchens, Neigungen der Schichten nach W bis W 20° N unter 20—30°. Folglich ist es eine Antiklinale von Schipoter Schichten, welche zu beiden Seiten der Thalmündung des Păriul Mănaşcu entblösst ist. Der obere Tiseşti-Sandstein des Mănaşcuberges gehört als Hangendtheil dem obertags südostwärts abdachenden Ostschenkel dieser Antiklinale an. Ihre Medianzone ist am unteren Laufe des Mănaşcubaches bis auf die Schipoter Schichten aufgerissen, und befindet sich hier, am Eingang zum Păriul Mănaşcu, ein verlassener Oelschurfschacht. Beachtenswerth ist es, dass dem letzteren eine mächtige, stark eisenhaltige Wasserquelle entströmt, welche mit relativ ganz gewaltigem Gasandrang einherschreitet und geringfügige Quantitäten von Rohöl zu Tage schafft. Da auf der Halde dieses seit Jahren verlassenen Schurfschachtes ausschliesslich die Menilitgruppe vertreten ist, ist anzunehmen, dass die Arbeiten das Liegende der letzteren nicht erreichten und somit wahrscheinlich zufolge der technischen Schwierigkeit eingestellt wurden.

Der Westschenkel der Mănaşcu-Antiklinale weist, am Steilrand der Oitozterrasse, und zwar dicht westlich von der Mündung des Mănaşcubaches (bei \odot 417 *m*), folgende Schichtenreihe auf (von unten nach oben):

1. Hornsteinschiefer;
2. Menilitschiefer mit Platten von kieseligem Sandstein (20 *m*);
3. Massiger Tisești-Sandstein (30 *m*);
4. Mergelig-schieferige Einschaltungen (vielleicht 50 *m*);
5. Tisești-Sandstein (10 *m*) vom „Diluvial“-Schotter der Terrasse überlagert, in welchem merkwürdigerweise das bekannte grüne karpathische Schiefergestein als Gerölle so sehr vorwiegt, dass dadurch die Nachbarschaft der etwas weiter gegen Westen hin anstehenden Târgu-Ocna'er Schichten von vorneherein wahrscheinlich ist.

An diesen sanft westlich abdachenden Westschenkel der oligocänen Manașcu-Antiklinale dürfte sich die Antiklinale des Puicaberges, von Westen her, mittelst Ueberkippung (wenn nicht eher Ueberschiebung) direct anschliessen. Wenigstens mögen die, westlich vom Păriul Manașcu auf den Böschungen des Puicaberges, westlich abdachenden Uzusandsteinbänke nur als Hangendes der obigen geologisch jüngeren Schichtenreihe gelten, aus welcher der Westschenkel des Manașcusattels aufgebaut ist.

Der südliche, am Oitozthal gelegene Abschnitt des Oligocänzuges von Magura-Lesunțu.

Zwischen Herëstrëu und Grozesti streicht über den Oitozfluss jene Oligocänzone hindurch, welche in dem von Norden benachbarten Slanicthale als die Synklinale des Maguraberges sich darstellt. Diese letztere breitet sich auf der Wasserscheide des Oitoz- und Slanicthales über die hauptsächlich aus massigem Tisești-Sandstein aufgebauten Berge Matiușca (683 *m*), D. Virfu Petrei (635 *m*) und D. Jarapunu aus. In südlicher Umgebung des Oitozflusses aber fällt ihr Westschenkel mit dem Ostflügel der vorbesprochenen Manașcu-Antiklinale zusammen, wobei demselben sicherlich noch die im Westen des Lesunțuthales sich erhebenden Berge D. Manașcu (631 *m*) und D. Hijnei (611 *m*) zufallen.

Das Lesunțuthal.

Im Bette des Lesunțubaches wurden von mir unterhalb der Ostböschung des soeben erwähnten Hijneiberges blätterige Fischschiefer der Menilitgruppe beobachtet. Diese Schiefer sind unter 70° nach W 15° N (19^h) geneigt. Doch ist in dieser dicht bewaldeten Gegend nicht leicht zu entscheiden, ob dieselben als West- oder aber als Ostflügel der Synklinale von Magura-Lesunțu aufzufassen sind. Die letztere Eventualität ist wahrscheinlich im Hinblick auf die folgende Beobachtung.

Am Nordostfusse des Lesunțuberges, gleich westlich von Calcăiu, sieht man ebenfalls Menilitschiefer auftauchen (südliche Steilböschung des Oitozthales zwischen Calcăiu und Herëstrëu, etwa 30 *m* über dem Oitozflusse, hingegen unterhalb von  561 *m*). Dieser Aufschluss ist von dem vorigen kaum einige Kilometer entfernt, und zwar in nord-nordöstlicher Richtung, welche dem Generalstreichen der Schichten in dieser Gegend entspricht.

Nun fallen hier am Nordostfusse des Lesunţuberges die Menilitschiefer nach Westen unter den massigen Oligocänsandstein dieses Berges ein, während hingegen an der westlichen Böschung des letzteren, am Eingang in's Lesunţuthal, die nämlichen Schiefer und der hangende Sandstein nach S 30° E (10^h) unter 25° abdachen.

Danach stellt der über dem Oitozfluss aufragende Nordtheil der Lesunţuhöhen eine Synklinale dar, welche thatsächlich im Fortstreichen jener des Maguraberges am Slanicbach gelegen ist.

Der südliche Theil der Lesunţubergkette.

Derselbe dürfte sich bereits ausserhalb der gleichnamigen Synklinale befinden. Die auf der Lesunţukammhöhe etwa 4 km südlich vom Oitozflusse gelegene Waldwiese „Fântana Runcului“ ist zwar durch eine locale Trümmerbildung von massigem Oligocänsandstein charakterisirt; weiter südwärts am Ursprung der Waldschlucht Păriul Cireşu, welche zum Lesunţuthale mündet, sind aber zahlreiche, lose liegende Gerölle des grünen karpathischen Schiefergesteines sehr auffällig. (Târgu-Oena'er Gruppe.)

Zahllose, bis 1 m und 1·5 m grosse, mehr oder weniger abgerundete Blöcke des soeben erwähnten grünen Schiefergesteines, begleitet von scharfkantigen Trümmern des massigen Tişesti-Sandsteins, sind übrigens auch für die Gegend am Ursprung von Păriul Curita, im Westen der dortigen Făbrica Sticlărie, bezeichnend. Die Glasfabrik, in welcher, nebenbei bemerkt, der chemisch relativ sehr reine Quarzsand des Tişesti-Systems verwendet wird, ist bereits am Flyschrand gelegen.

Im Norden der Glasfabrik ist zu constatiren, dass die in dieser Gegend am Flyschrande austreichende Antiklinale der Târgu-Oena'er Schichten noch die ganze Runcuanhöhe (D. Runcu 547 m) beherrscht, so dass erst 100—200 m östlich von der letzteren das subkarpathische Miocän anhebt.

Etwa in halber Entfernung zwischen der Fântana Runcului und dem Runcuberg (547 m) kommen in seichten Wegeinschnitten dünnplattige, nicht näher bestimmbare Sandsteine zum Vorschein, welche unter kaum 10° nach N 30° E (2^h) einfallen.

Dieser direct südlich vom Ursprunge des Păriul Ariniş gelegene Aufschluss scheint die Medianzone der soeben erwähnten Flyschrand-Antiklinale zu bezeichnen, welche, wie gleich hinzugefügt werden mag, mit der noch zu besprechenden Antiklinale von Grozesti identisch ist.

Das eigentliche Oitobett zwischen Herăstrău und Calcăiu.

Die zwischen diesen beiden Ortschaften quer auf das Oitozthal von Norden nach Süden hindurchstreichende Menilitschiefer-Synklinale von Magura-Lesunţu ist am Oitozfluss bis auf die unter den Menilitschiefern liegenden Târgu-Oena'er Schichten entblösst. Doch scheint dieser Umstand bloß dadurch bedingt zu sein, dass in dieser Gegend ein relativ ansehnlicher Secundärsattel längs des Oitozflusses fort-

läuft, welcher fast ostwestlich, d. h. schief quer auf das Streichen der besagten Synklinale orientirt ist.

Meine auf diese Gegend bezughabenden Localbeobachtungen sind folgende:

1. Am südöstlichen Berghang von D. Virfu Petrei (579 *m*) fallen die Bänke des sehr mächtig anstehenden, massigen Tisești-Sandsteins, welcher etwa 50 *m* über der Thalsohle anhebt, unter kaum 10° nach NW 10° N (21^h 10°) ein. Am Fusse dieser Böschung ist durch Ausbisse von dunkelgrauem, dichten, kieseligen Plattenkalk die Târgu-Ocna'er Gruppe markirt. Der Kalk dacht bereits ganz abweichend nach N 10° W (24^h 10°) unter 45° ab und wird von einer Schwefelwasserstoffquelle begleitet. (Nordschenkel unseres Secundärsattels, nahe der Ostgrenze des Oligocänzuges von Magura-Lesunțu.) Dieser Aufschluss liegt östlich von der Holzsägerei, unterhalb der Mündung des Păriul Puturosu.

2. Typische Târgu-Ocna'er Hieroglyphen-Sandsteinplatten inmitten von röthlichen und grünlichen Schieferthonen stehen erst in tieferem hypsometrischen Niveau am nördlichen Steilufer des Oitozflusses an, und zwar noch westlich von der Holzsägefabrik, bei der Mündung von Păriul Puturosu (Fallen nach S 30° E, d. h. 10^h unter 70°).

3. Die am weitesten nach Westen hin vorgeschobenen Ausläufer der die vorgenannten Hieroglyphen-Schichten unterteufenden palaeogenen Salzformation sind im Oitozette noch unterhalb des Menilitschieferaufschlusses vom Nordosthang des Lesunțuberges, d. h. vis-à-vis der Mündung von Păriul Puturosu zu verfolgen.

4. Erst einige hundert Meter weiter flussaufwärts, gegen Herëstrëu hin, sieht man zum ersten Male an den beiderseitigen Steilufern des Flussbettes Ausbisse der untersten Schichten der Menilitgruppe. Die letzteren erweisen sich dabei als mit den Hieroglyphen-Schichten der Târgu-Ocna'er Gruppe durch intermediäre petrographische Nuancen enge verknüpft. Zu unterst sind es bläuliche, dachschieferartige Thonmergelschiefer mit eingeschalteten kieseligen Hieroglyphen-Sandsteinplatten, allein zugleich auch mit dünnen Zwischenschichten von Tisești-Sandstein. Darüber folgen blättrige Menilitschiefer (20 *m*) und schliesslich Schipoter Schichten. Alle diese Schichten fallen nach S 30—40° E (10^h—10^h 10°) unter 40—85° ein. Der Fallwinkel verringert sich gegen den Lesunțuberg, d. h. nach Süden, hingegen vergrössert sich derselbe gegen die Mitte des Flussbettes, bis schliesslich am nördlichen Flussufer, beim Ostende von Herëstrëu, die nämlichen Schichten auf den Kopf gestellt sind. (Medianzone unseres Secundärsattels.) Die hier entblösten Schipoter Schichten sind noch eine Strecke lang westwärts, und zwar bis zur Mündung des Lesunțubaches zu verfolgen (Fallen 40° nach S 40° E). Oberhalb dieser Stelle ist an dem bereits oben besprochenen Westabhang des Lesunțuberges (bei \odot 442 *m*) von Neuem ihre Ueberlagerung durch blättrige Menilitschiefer (Fallen nur etwa 25° nach S 30° E) und schliesslich durch den massigen Tisești-Sandstein zu beobachten.

III. Der Flyschrand der Bacau'er Karpathen.

Der Flyschrand bei Grozesti am Oitozflusse.

a) Südliche Thalseite.

D. Albert 408 *m* (Profil Fig. 1, Taf. XVI). Dieser Hügel befindet sich auf der südlichen Oitoztterrasse bei Grozesti und überragt den Steilrand der letzteren nur unbedeutend, ist aber bereits von der Ferne durch seine schroffen Reliefumrisse ungemein auffällig. Es steht am Albertberg eine Scholle von zum Theil sehr harten Oligocän-gesteinen an, welche ringsherum von mürben eocänen und miocänen Sedimenten umgeben ist.

Auf der Bergspitze „Albert“ selbst herrscht massiger Tisești-Sandstein. Der letztere wird von einem mächtigen Complex von petrographisch identischem, indessen dünn-schichtigen Sandstein und von Menilitschiefer unterteuft, worauf zuunterst Schipoter Schichten sich einstellen.

Auf Schritt und Tritt beobachtet man innerhalb dieser Schichtenfolge locale Schwankungen des Fallwinkels ($15-45^\circ$), wobei auch die Fallrichtung von NW bis SW, $S 20^\circ$ SW oder Süden variiert. (I. Schipoter Schichten am Nordfusse des Berges dicht über dem Oitozbette: Fallen unter 45° nach $S 20^\circ$ W; II. Menilitschiefer an einer Stelle des Ostabhanges: Fallen sanft südlich; sonst aber an diesem Abhang: Fallen nach W, WWS oder SW unter $30-35^\circ$; III. Schipoter Schichten darunter: Fallen südwestlich unter $30-35^\circ$.) Es pflegen vielfach in unserem Untersuchungsgebiete Fallwinkel und Fallrichtung gleichsam auf Schritt und Tritt zu variiren, unter Anderem überall dort, wo überkippte Sättel in Schuppenstructur aufgehen.

Gemäss dem westlichen Generalfallen der Menilitscholle des Albertberges fällt sein Ostabhang den Schichtenköpfen zu. Auch bildet der letztere einen steilen, nordsüdlich orientirten Felsabsturz, welcher von der Höhe der Terrasse angefangen bis hinunter zum Flussbette sich ausdehnt.

Am Fusse des Felsabsturzes taucht unter den obigen Schichten des Albertberges ein Complex von bunten Mergelthonen mit Hieroglyphen-Sandsteinplatten hervor. Derselbe wird von glimmerreichem, grobkörnigem Sandstein begleitet, welcher abwechselnd dickbankig und dünn-schichtig ist und einerseits an Uzusandsteine erinnert, andererseits aber mit dem Nummulitensandstein von Moimesti petrographisch identisch ist.

Sowohl die Hieroglyphenschichten, als auch der dickbankige Sandstein spielen am Ostfusse des Albertberges eine im Vergleich zu ihrer gewöhnlichen Entwicklung untergeordnete Rolle. Der Sandstein war nur in einer Mächtigkeit von 4 *m* entblösst. (Fallen unter 40° nach $W 25^\circ$ S.)

Die Schipoter Schichten, welche den Nordfuss des Albertberges im Oitozbette umsäumen und längs des östlichen Felsabsturzes des ersteren bis auf die Höhe der Oitoztterrasse zu verfolgen sind, reprä-

sentiren dortselbst das unmittelbare Hangende der obigen Hieroglyphenschichten und des dickbankigen Sandsteines.

Ihrerseits sind die Hieroglyphenschichten von mächtigem dunkelgrauen Salzthon unterlagert, welcher anstehend fast nicht zu Tage tritt, während seine eluviale Verwitterungsrinde auf eine Distanz von etwa 100—200 *m* den Flusssteilrand im Osten des Albertberges seiner ganzen Höhe nach bedeckt. Dieselbe ist durch zahlreiche, in ihrer ganzen Masse eingeschlossenen Gerölle von grünem karpathischen Schiefergestein gegenüber dem ostwärts benachbarten nachweislichen Miocän individualisirt.

Ganz derselbe Salzthon mit grünen Fremdblöcken erscheint am Flusssteilrand auch im Westen des D. Albert.

In dem in den Flusssteilrand gleich westlich vom D. Albert einschneidenden Bacheinriss ist die Grenze zwischen der Menilitschieferscholle des D. Albert und dem der letzteren gegen Westen hin aufgelagerten Salzthon nicht ganz deutlich entblösst. Jedenfalls ist es aber eine steile, nach Westen abdachende Grenzfläche, westlich von welcher der Salzthon sich einstellt, um sofort die ganze Höhe des Steilrandes zu beherrschen.

Die grünen Fremdblöcke des Salzthons sind an diesem Orte überaus zahlreich ¹⁾, wobei sie Dimensionen von 2—3 *m* durchaus nicht selten erreichen. Es dürfte danach der fragliche Salzthon von grünem Riesenconglomerat begleitet sein, nach Analogie gewisser Vorkommnisse von Hárja ²⁾.

Das letztere ist im Allgemeinen eine recht seltene Erscheinung, während hingegen die Verbreitung des grünen karpathischen Schiefergesteins in Brocken von Sandkorngrösse, zumal in Form von grünem Brecciensandstein, eine weit ausgedehnte ist. (Târgu-Ocna'er Gruppe.)

Auch im Westen des Albertberges sind die Gesteine der Salzthongruppe oberflächlich durch ihre Verwitterungsrinde maskirt. Diese ist nur zum Theil auf frühere Bergschlipfe und auf die Halden des ehemaligen, noch aus dem Mittelalter zurückdatirenden Salzbergbaues zurückzuführen. Es stecken in diesem thonigen, mit Salzausblühungen bedeckten, ungeschichteten Erdreich noch heutzutage zahlreiche, von alten Pingen herrührende Hölzer. Ausserdem kommen darunter hie und da Salznester, oft in der Ausdehnung von mehreren Metern, zum Vorschein.

Anstehende Schichten von grauem Salzthonmergel und von ähnlichem Mergelsandstein sind am Oitoz'er Steilrand im Westen des Albertberges nur hie und da zu beobachten. Es erwiesen sich dieselben, analog einer auch anderwärts gemachten Erfahrung, als petrographisch mit der miocänen Salzformation völlig identisch. Auch bilden diese Schichten einige scharf geknickte Secundärsättel, deren beiderseitige Schenkel, wie in einem Falle beobachtet wurde, unter 80—85° nach entgegengesetzten Richtungen, d. h. nach Westen und nach Osten einschliessen.

¹⁾ Analog wie bei der oben besprochenen Glasfabrik (pag. 618.)

²⁾ Ob das von Coquand, l. c. pag. 519, Fig. 2 gegebene Profil, sammt zugehörigen Bemerkungen, sich auf D. Albert bezieht, ist kaum zu entscheiden.

Ausser den vorerwähnten grünen, abgerollten Fremdblöcken führt der im Westen des Albertberges erscheinende eluviale Salzthon viele scharfkantige Trümmer von Gesteinen der Târgu-Ocna'er Gruppe, wodurch diese als Hangendes der Salzthonschichten angedeutet ist. Anstehend erscheint dieselbe am Flusssteilrand erst weiter im Westen, im Bereiche des kleinen Weilers Calcâiu, und zwar zu beiden Seiten des gleichnamigen Bacheinrisses. Oestlich von der Mündung des Bacheinrisses Calcâiu wurde am Flusssteilrand beobachtet, dass hier Târgu-Ocna'er Hieroglyphenschichten mit hydraulischen Kalkplatten alterniren und west-westliches Fallen unter $30-40^\circ$ zeigen. Hingegen bereits westlich vom genannten Bacheinrisse weisen die am Flusssteilrand austreichenden Hieroglyphenschichten eine kaum 20° erreichende Neigung nach Südwesten auf.

Mit diesem geringeren Fallwinkel fallen die Târgu-Ocna'er Schichten westwärts unter jene Menilitchieferzone ein, welche am Westhang des Lesunțuberges den orographischen Flyschrand bildet (vergl. oben pag. 617 und 619). Bloss mitten im Păriul Calcâiu zeigen die Târgu-Ocna'er Schichten stellenweise eine steile östliche Neigung, sowie es in unserem Profil (Fig. 1, Taf. XVI) veranschaulicht ist¹⁾.

Aus dem Vergleich der obigen und anderen Messungen des Fallwinkels resultirt es, dass der Fallwinkel vom orographischen Flyschrand am Westhang des Lesunțuberges angefangen, in der Richtung nach Osten, längs des Oitozer Flusssteilrandes bei Grozesti, stufenweise sich innerhalb der Târgu-Ocna'er Schichten vergrössert. Sein grösstes Ausmass ($80-85^\circ$) entfällt dabei nicht auf die Târgu-Ocna'er Gruppe, sondern auf die die letztere unterlagernde Salzthonpartie, welche noch im Westen des Albertberges sich befindet. Es unterliegt keinem Zweifel, dass diese Salzthonpartie nicht eine überkippte transgressive Mulde darstellt, sondern vielmehr als concordanter Antiklinalkern zu den hangenden Târgu-Ocna'er Schichten gehört. Diese letzteren sind nach Art eines ostwärts überkippten Sattels aufgetürmt. Derselbe ist aber zerrissen und sein Liegendenschenkel gänzlich verdrückt. Der palaeogene Salzthonkern des Sattels ist direct auf die von Osten her benachbarte, westlich abdachende Menilitchieferscholle des Albertberges hinaufgeschoben.

Damit stimmt es überein, dass man vom Lesunțuberg bis zum Albertberg (vergl. Profil Fig. 1, Taf. XVI) in östlicher Richtung fortschreitend, zuerst westlich abdachende Menilitchiefer von Târgu-Ocna'er Schichten und die letzteren von palaeogenem Salzthon concordant unterteuft sieht, worauf im Liegenden des letzteren von Neuem die Menilitgruppe am Albertberg erscheint und diese ostwärts ihrerseits wiederum von Târgu-Ocna'er Schichten und sodann von Salzthonschichten unterlagert ist. Es braucht nicht näher erörtert werden, dass diese zweimal sich in der nämlichen Reihenfolge wieder-

¹⁾ In dem besagten Thälchen (Păriul Calcâiu) wurde jener aus lauter grosswüchsigen Nummuliten zusammengesetzte Kalkblock vorgefunden, dessen bereits im stratigraphischen Theile Erwähnung geschah. Derselbe war an Kanten bestossen und etwa 1 m gross. Sammt dem begleitenden riesigen Gerölle des grünen karpatischen Schiefergesteines ist dieser Kalkblock offenbar durch Auswaschung aus den Târgu-Ocna'er Schichten des oberen Thalursprungs zu Tage gefördert worden.

holende Schichtenreihe dem tektonischen Typus der Schuppenstructur entspricht.

Auch ist es ausser Zweifel, dass von den beiden in dieser Schichtenreihe erscheinenden Salzthonpartien nicht ausschliesslich die westliche, sondern auch noch die östliche palaeogen ist. Wichtig sind nicht nur die den beiden Salzthonpartien gemeinsamen Merkmale der Lagerung, sondern auch die denselben gemeinsamen grünen Fremdblöcke.

Die östlich vom Albertberg gelegene, durch grüne Fremdblöcke bezeichnete Salzthonpartie ist ostwärts durch eine etwa 30—40 *m* mächtige Gypsbank begrenzt, welche, da sie von Palla begleitet ist, bereits dem Miocän angehört. Jenseits von derselben sind in den grauen Salzthonschichten des Flusstheilrandes die grünen Fremdblöcke nirgends mehr zu finden. Ueberhaupt entbehrt das Miocän der grünen Fremdblöcke am Oitozfluss meilenweit ringsherum gänzlich.

Wichtig ist ferner, dass die obige, den geologischen Flyschrand bei Grozesti markirende Gypsbank quer über den Flusstheilrand bis zum Oitozbede hinunter zu verfolgen war. Denn es fällt dieselbe steil nach Nordwesten bis West-Westnorden, d. h. unter den Salzthon mit grünen Fremdblöcken ein. Der von Osten her unmittelbar an die Gypsbank sich anreihende Pallazug ist 30—50 *m* breit und ist dessen Ostgrenze wiederum durch eine diesmal nur 1 *m* dicke Gypslage markirt. Die letztere ist unter 60° nach W 15° N (19^b) geneigt.

Es ist selbstverständlich, dass, wenn man im Fortstreichen des Pallazugs bis zu einer Stelle gelangt, wo er sich auskeilt, alsdann zwischen palaeogener und miocäner Salzformation nicht mehr in präciser Weise unterschieden werden kann. Ich verfolgte den in Rede stehenden Pallazug in südlicher Richtung bis zum Păriul Sarat, einem über 1 *km* im Osten des D. Albert mündenden Seitenthälchen des Oitozflusses, dessen Oberlauf dem letzteren parallel ist und auf die südliche Umgebung des Albertberges entfällt.

Nun kommt unser Pallazug thatsächlich noch im Bachbede des Păriul Sarat, und zwar in südöstlicher Richtung vom D. Albert, von Neuem zum Vorschein. Allein seine Mächtigkeit beträgt hier nur mehr einige Meter, so dass sich derselbe südwärts bereits in nächster Nähe auskeilt.

Ausserdem fallen zu beiden Seiten der dortigen Palla die grauen Mergelschichten des subkarpathischen Miocän nach entgegengesetzten Richtungen sehr steil (80°) ein. Folglich erscheint die Palla als Antiklinalkern, etwa so, wie es im Profile (Fig. 1, Taf. XVI) bezüglich der die Palla an vorigem Orte begleitenden Gypsbänke veranschaulicht wird.

Danach bilden die Gypsbänke auf der Höhe der Oitozterrasse, wo der benachbarte Flyschrand Schuppenstructur zeigt, eine ostwärts überkippte Antiklinale, während hingegen kaum 100—200 *m* weiter nach Süden zu, im Păriul Sarat, die nämliche, durch ihre Palla unterscheidbare Antiklinale nicht überkippt ist. Es scheint, als ob an diese Beobachtung ganz naturgemäss die folgende Thatsache anzureihen wäre. Wenn man thalaufwärts längs des Păriul Sarat weiter

wandert, findet man in demselben nirgends die Fortsetzung der Oligocänscholle des Albertberges wieder. Statt dessen herrscht im oberen Păriul Sarat palaeogene Salzformation. Auch hier verräth sich die letztere durch Salzausblühungen, durch grüne Fremdblöcke, wie auch durch stratigraphischen Anschluss an die zum Theil anstehenden Târgu-Ocna'er Schichten.

Aehnlich wie im Păriul Sarat verhält es sich diesbezüglich im benachbarten Păriul Ariniş. Der letztere repräsentirt eine nach Südosten orientirte Abzweigung des ersteren. Die Grenze zwischen miocäner und palaeogener Salzformation ist im Păriul Ariniş nicht mehr genau fixirbar. Doch mag als eine solche eine gerade Linie angenommen werden, welche als eine annähernd südliche Fortsetzung des obigen Pallazuges zu denken ist.

Oestlich von dieser Linie treten in den im Păriul Ariniş und im Păriul Sarat vorhandenen Aufschlüssen stets nur jene grauen, mürben Mergel- und Sandsteinschichten auf, welche weder von grünen Fremdblöcken, noch auch von Localtrümmern der Târgu-Ocna'er Hieroglyphensandsteine begleitet sind.

Die dimensional gegenüber den Flyschfalten merklich zurücktretenden, bald überkippten, bald aber fast regelmässigen Sättel und Mulden dieser Schichten sind in Grozesti, längs des Oitozflusses, zu beobachten. In der Gegend zwischen dem Albertberg und der Mündung des Păriul Sarat wechselt die bald westliche, bald aber östliche Fallrichtung der an den Flusssteilrändern ausstreichenden Miocänschichten in Abständen von etwa 100 *m* ab. Ganz kleine Abstände von etwa 10 *m* zwischen je zwei Sätteln sind eine Ausnahme. (Secundärfalten der Salzformation.)

b) Nördliche Thalseite des Oitozflusses im Weichbilde von Grozesti.

Auf der nördlichen Thalseite des Oitozflusses ist die Fortsetzung der Menilitschieferscholle des Albertberges bloß durch eine niedrige Felsenkuppe von Schipoter Schichten angedeutet.

Es sind dies, wie gewöhnlich, dünnplattige, dunkle, bei Verwitterung bläulich anlaufende Kieselkalkmergel, welche in Wegeschnitten einer zum Flusse führenden Seitengasse des Dorfes Grozesti auftauchen. Dieselben fallen unter 20° nach Nordwesten ein.

Während die Felsenkuppe das Niveau der niedrigen Oitoz'er Alluvialterrasse nicht überragt, befindet sich daneben, näher gegen das Westende des Dorfes hin, ein kleiner isolirter Hügel, welcher etwa 60 *m* über die genannte Terrasse sich erhebt. Nach Südwesten dacht derselbe steil, und zwar direct zum Oitozflusse ab. Dieser Hügel heisst angeblich D. Ciuciu (D. Ciucilor). Er ist aus grobkörnigem, glimmerreichen, leicht zu Sand verwitternden, dickbankigen Sandstein aufgebaut. Der Sandstein ist von dem vorbesprochenen, die Hieroglyphenschichten am Ostfusse des Albertberges begleitenden, analogen Gestein petrographisch nicht zu unterscheiden und stratigraphisch damit gleichbedeutend (vergl. oben, pag. 620). Die Sandsteinbänke fallen sowohl auf der Ost- als Westböschung des D. Ciuciu nach NE (N 50° E = 3^b 5°) ein, beispielsweise unter 65°.

In Uebereinstimmung mit der Schichtenfolge des Albertberges sind die Sandsteinmassen des D. Ciuciu längs dem Oitozflusse vom palaeogenen Salzthon unterteuft und führt letzterer auch hier ansehnliche Salznester.

In Entfernung von 200—300 *m* thalaufwärts, oberhalb des D. Ciuciu, tauchen aber die im Oitozbette anstehenden palaeogenen Salzthonschichten nicht unter den Sandstein, sondern unter Târgu-Ocna'er Hieroglyphenschichten hinab. Dadurch ist die Zusammengehörigkeit des obigen Sandsteines mit den Hieroglyphenschichten von Neuem bestätigt. Die betreffende Stelle des Flusssteilrandes liegt nördlich von Calcăiu, hingegen süd-südöstlich von der als D. Virfu Petrei bezeichneten Bergspitze. Den bunten Hieroglyphenschichten sind dortselbst dichte Mergelplatten eingelagert und dachen dieselben unter 50° nach Nordwesten ab.

Oberhalb der Chaussée, welche gerade an dieser Stelle dicht an den Oitoz'er Steilrand herantritt, kommt in einem seichten Bach-einriss, als unmittelbares Hangende der Hieroglyphenschichten, massiger Tisești-Sandstein zum Vorschein, und zwar in einigen, insgesamt etwa 20 *m* mächtigen Bänken, welche sanft westlich einfallen¹⁾.

An der Grenze dieser beiden Bildungen sind, nach einer Angabe in meinem Notizbuche, einige dünne (2 *dm*) Tisești-Sandsteinschichten mitten zwischen den Hieroglyphenschichten eingeschaltet. Dabei sind die letzteren, mehr oder weniger plastischen Sedimente unmittelbar im Liegenden des harten, massigen, wie gesagt, sanft abdachenden Sandsteines sehr stark geknickt, was offenbar eine locale Aeusserung der die Antiklinale von Grozesti beherrschenden, ostwärts gerichteten Ueberschiebungen ist. Höher am Berghang von D. Virfu Petrei gelangt der obere Tisești-Sandstein in einer Mächtigkeit von einigen hundert Metern zur Entwicklung.

Der allgemeine, aus diesen Beobachtungen zu gewinnende Eindruck ist dahin zu präcisiren, dass die auf der Südseite des Oitozthales bei Grozesti sich kundgebende Schuppenstructur des Flyschrandes bereits dicht an der Nordseite des Flussbettes nicht mehr klar ausgeprägt ist.

Die nordöstlich fallenden glimmerreichen, dickbankigen Sandsteinmassen des D. Ciuciu übergehen westwärts in Hieroglyphenschichten, welche ihrerseits bereits nach entgegengesetzter Richtung nordwestlich abdachen. Die ersteren stellen zusammen mit den letzteren ein Antiklinalgewölbe dar. Da aber sowohl die ersteren als auch die letzteren durch den als palaeogen angesprochenen Grozesti'er Salzthon unterteuft sind, ist es am besagten Nordufer des Oitozflusses klarer als sonst irgendwo zu ersehen, dass dieser Salzthon thatsächlich als concordanter Antiklinalkern die Târgu-Ocna'er Schichten unterteuft. D. Ciuciu ist sichtlich in der Medianzone der besagten, ostwärts überkippten cocänen Antiklinale gelegen. Die letztere streicht in

¹⁾ Das im vorigen Kapitel erwähnte Vorkommniss von dichtem Kalk der Târgu-Ocna'er Gruppe, neben welchem eine Schwefelquelle sich befindet, liegt an der nämlichen Chaussée, kaum einige hundert Meter weiter thalaufwärts als der besagte Aufschluss der Hieroglyphenschichten.

südlicher Richtung jenseits vom Oitozfluss zwischen dem Albert- und dem Lesunțuberg hindurch, wo indessen, wie das Profil zeigt, bloß ihr Hangendschenkel erhalten blieb.

Zwischen dem D. Ciuciu und der im Osten dieser Anhöhe befindlichen Schipoter Insel, welche hingegen sanft westliche Schichtenneigung zeigt, ist allerdings eine Störungslinie anzunehmen, als Fortsetzung jener „Wechsel“-Fläche, welche auf der südlichen Thalseite die Ueberschiebung des „Eocänen“ auf die Oligocän-scholle des Albertberges vermittelt.

Die Oligocänsynklinale von Târgu-Ocna.

Querschnitt des Fytschrandes im Troțușthal.

Das Thal des Troțușflusses wird in der Gegend der Stadt Ocna von zwei verschiedenen Terrassen begleitet. Ueber das Niveau des Flusses erhebt sich zunächst eine 10—20 m hohe, als alluvial anzusprechende Terrasse. Die absolute Höhe derselben beträgt in Târgu-Ocna über 260 m. Auf der gegenüberliegenden, d. h. südlichen Thalseite breitet sich auf einer Niederterrasse von der gleichen hypsometrischen Höhe das Dorf Tisești aus. Auch ist auf der Südseite des Flusses eine zweite, bedeutend höhere, anscheinend diluviale Terrasse ausgebildet.

Der felsige Steilabsturz dieser Hochterrasse erhebt sich bei Tisești bis zur Isohypse von 333 m. Die beiden Terrassen tragen eine Decke von Flussschotter und Lehm. Die Hochterrasse weist Flussschotter und den zum Theil lössähnlichen Lehm in bedeutender Mächtigkeit auf. Quer auf die hier ostwestliche Thalrichtung streichen am Troțușflusse die Schichten des Tertiärs im Allgemeinen von Süden nach Norden fort.

Zunächst mögen die Ausbisse des eigentlichen Flussbettes besprochen werden, und zwar von der Mündung des Vălcicabaches und des Slanicbaches angefangen, nach Osten hin, bis jenseits von Târgu-Ocna.

Im Bette des Vălcicabaches, dicht bei der Mündung desselben in den Troțușfluss, sieht man Hieroglyphenschichten des Târgu-Ocna'er Systems entblösst. Die harten Hieroglyphen-Sandsteinplatten treten auch etwas südlicher im Troțușbette, gerade gegenüber der Mündung des Vălcicabaches zu Tage (unter der Gehbrücke, welche von Târgu-Ocna nach Baile Anastasache führt). Bei steilem, bis fast senkrechten westlichen Fallen halten diese Sandsteinbänke eine an nächstbenachbarten Stellen merklich verschiedene, und zwar bald nördliche bis nord 20° westliche (23^h 5^o), bald aber nord 20—30° östliche (1^h 5^o bis 2^h) Streichrichtung ein. Es ist dies eine von jenen Virgationen des Streichens, deren Bedeutung für die allernächste Umgebung kaum sichergestellt werden kann. Ihre Fortsetzung finden diese Hieroglyphenschichten in süd-südöstlicher Richtung längs der östlichen Thalseite des Slanicbaches (gegenüber dem Dorf Gura Slanic, vgl. pag. 591). In der Nähe der Mündung des Slanic, und zwar dicht östlich von derselben, sind die besagten Bildungen sowohl auf der südlichen

Nieder-, als auch auf der südlichen Hochterrasse des Trotuşflusses entblöst. Die Niederterrasse weist hier einen halbkreisförmigen Steilrand auf, welcher sich direct über dem Trotuşbette erhebt und von der Mündung des Slanicbaches angefangen, einige hundert Meter weit in östlicher Richtung sich fortzieht.

Die Aufeinanderfolge der Schichten von Westen nach Osten hin ist an diesem Steilrand die nachstehende:

1. Grünliche und röthliche Gypsmergel und ebensolche mergelige Schieferthone mit Salzausblüfung, in dem Aufschlusse etwa 100 *m* mächtig.

2. Bläuliche und grünliche, dünnplattige Hieroglyphensandsteine, sehr hart, überaus feinkörnig, zwischen einzelnen Platten stets mit bunten thonigen Zwischenmitteln (mehrere Meter).

Diese Sandsteinplatten sind gewöhnlich kaum 1 *dm* dick. Es weisen dieselben kalkiges Bindemittel, sowie Kalkspathadern auf. Diese und die vorerwähnten Schichtenglieder fallen nach SW bis SWW unter 30°–40° ein.

3. Tiseşti-Sandsteinbänke, 1–2 *m* dick, mit dünnen Einschaltungen von Menilit-schiefer. Diese Schichtengruppe ist etwa 20 *m* mächtig und durch vermittelnde petrographische Nuancen mit den obigen Hieroglyphenschichten verknüpft. — Hier wurde gemessen: Fallen nach S 30–45° W (10^h bis 9^h) unter 25°. Das Kleinerwerden des Fallwinkels macht sich stufenweise bemerkbar in östlicher Richtung mit zunehmender Entfernung von unserem Ausgangspunkt an der Mündung des Vălcicabaches.

4. Es folgt eine deutlich entblöste Verwerfungskluft, welche steil östlich einschießt. Die jenseits der Verwerfung erscheinenden kieseligen, jaspisartigen Schipoter-Mergel sind von echten Menilit-schiefern überlagert und zeigen dieselbe südwestliche Neigung, wie die Tiseşti-Sandsteinbänke, welche durch die Verwerfung abgeschnitten sind. Demnach sind hier die Hieroglyphenschichten in überkippter Schichtenstellung den oligocänen Tiseşti-Sandsteinen concordant aufgelagert. Die Discordanz der letzteren und der Schipoter Schichten ist auf eine Verwerfung von localer Bedeutung zurückzuführen, zumal sonst diese Bildungen ringsherum in der Umgebung stets in concordanter Schichtenstellung aufeinanderfolgen.

Die Schipoter Schichten, welche in dem obigen Aufschlusse zu Tage treten, laufen in Gestalt einer steinigen, niedrigen Felsmauer quer über den Trotuşfluss fort. Es halten dieselben das in diesem Theil des Trotuşbettes constant herrschende nordwestliche Streichen ein (Fallen SW, unter 20°–35°).

Noch einige hundert Schritte weiter nach Osten, längs dem südlichen Flussufer, tauchen Schipoter Schichten in untergeordneten Lagen wiederholt als Einschaltungen innerhalb der mürben Sandsteine und Schiefer auf (Fallen 20° nach SW bis SW 10° W).

In grösserer Entfernung von dem Schipoter Schichtenwall gegen Osten hin tritt schliesslich dickbankiger Tiseşti-Sandstein auf. An der nördlichen Thalseite tritt diese Felsart zuerst am Ausgang der von der Primarie zum Trotuşfluss nach Süden hinführenden Gasse hervor, und zwar mit Einschaltungen von schwarzem dysodilartigen

Schiefer. Das Streichen ist an dieser Stelle N 10° E (10°), Fallrichtung westlich, Fallwinkel 15—25°.

Von da an thalabwärts bis jenseits der Kirche Răducanu und der Brücke „Podu de la Răducanu“, ist das Trotusbett ausschliesslich in Menilitschiefern und Tisești-Sandsteinfelsen ausgegabt. Es ist dies ein fast 1 km langes Querprofil von westlich fallenden Schichten, welche eine ostwärts überkippte Synklinale beschreiben. In der Mitte dieser Strecke ist eine bedeutende Abnahme der Grösse des Fallwinkels, zumal am felsigen nördlichen Steilufer deutlich bemerkbar (Fallen nur 6—10°). Dabei sind gerade an dieser als Synklimalmittle voranzusetzenden Stelle dünn-schichtige, mürbe Tisești-Sandsteine und Schiefer, im Ganzen etwa 50—100 m mächtig, entwickelt. Es ist dies das oberste stratigraphische Niveau innerhalb der hiesigen Menilitschiefergruppe. Der Ostflügel der Synklinale ist zwischen der Kirche Răducanu, der neuen Fahrbrücke und der alten Fahrbrücke („Podu de la Răducanu“) gelegen. Derselbe ist merklich steiler nach Westen geneigt als der Westflügel (obiger Aufschluss am Ausgang der Gasse, welche von der Primarie von Târgu-Ocna nach dem Trotusfluss führt. Auch ist am Ostflügel der massige Tisești-Sandstein bei weitem mächtiger entwickelt, als ob dieser Liegend-schenkel der Synklinale im Unterschiede zu ihrem Hangendschenkel den Vortheil hätte, dass auf dem letzteren die Schichten ausgewalzt wären. Im Ganzen dürfte der massige Tisești-Sandstein des östlichen Muldenschenkels eine Mächtigkeit von beiläufig 50 m aufweisen. An colossalen felsigen Pfeilern dieser dickbankigen Felsart unter der Răducanu-Kirche ist die Schichtung in Folge von wohlausgebildeten, einander parallelen Clivage-Flächen kaum erkennbar. Der Fallwinkel vergrössert sich innerhalb des östlichen Muldenschenkels in constanter Weise in der Richtung nach Osten hin, so dass er bei der Kirche Răducanu bereits 40°, östlich von derselben 48° und schliesslich bei Podu de la Răducanu, in einem Wegeinschnitte nördlich von dieser Brücke 50—60° beträgt.

Das Streichen der Schichten ist dabei auch hier ein nordwest- bis nord-nordwestliches, d. h. unterhalb der Răducanukirche fast dem Flusse parallel.

Unmittelbar im Osten der Răducanu-Fahrbrücke folgt eine kurze Strecke von Flachufern ohne Entblössungen. Dieselbe fällt sichtlich den mürben Fischschiefern und dem dünn-schichtigen Tisești-Sandstein zu. Etwa 100 m unterhalb der Răducanubrücke ist am südlichen, sonst verdeckten Flachufer eine kaum einige Meter breite, antiklinale Falte dieses Sandsteins dicht neben dem Flusse zu sehen. (I. Fallen steil nach W 10° S an ihrem westlichen Schenkel; II. Fallen steil E 30° S an ihrem Ostflügel.) Es ist möglich, dass diese Falte nicht secundär ist, sondern bereits dem mittleren Kern jenes Primärsattels entspricht, welcher ostwärts mit der obigen Synklinale von Târgu-Ocna benachbart ist.

Dicht östlich von dieser Stelle sind am Flachufer bereits einzelne mindermächtige Bänke der Schipoter Facies zu bemerken.

Das Flachufer gelangt sodann sogleich zum Abschluss, indem sich zu beiden Seiten des Flusses steile Felsen von Schipoter

Schichten erheben. Es ist dies ein 30–40 m breiter Gesteinszug, welchem auch eine mitten im Flusse inselförmig aufragende Felsenkuppe angehört. Die letztere ist bereits von der Răducanubrücke aus zu sehen. Es streicht dieser Schipoter Zug nach N 10° W, so dass im Norden der Stadt Ocna der unten zu besprechende Petricica-Hügel auf seine geradlinige Fortsetzung entfällt. Die Schichten dieses Gesteinszuges sind überdies stark geknickt und bieten sich petrographisch als schwärzliche, weisslich anlaufende, thonig-kieselige Gesteine dar, welche dünnplattig sind und zum Theil in ebensolche Kieselmergel und -Kalke mit Hornsteinknollen übergehen. Unter Bezugnahme auf all' die voranstehenden Daten hat die überaus steile westliche Neigung der besagten Schipoter Schichten als ein Anzeichen zu gelten, dass die letzteren fast der Medianzone eines Sattels angehören, welcher von Osten her an die Synklinale von Târgu-Ocna angrenzt. Umso auffälliger ist es, dass unmittelbar an diese Schipoter Schichten sich von Osten her das subkarpathische Miocän anlegt.

Dasselbe beherrscht die Steilufer des Trotuşflusses, thalabwärts auf Distanz von mehreren Kilometern. Es sind dies die von mir früher als Onesti'er Schichten aus dieser Gegend beschriebenen Bildungen, ein aschgraues, thonig-mergeliges Schiefersystem mit Gyps- und mürben Sandsteinbänken. Die Grenze dieser Salzthonschichten gegen den obigen Schipoter Schichtenzug ist durch eine Verwerfung gegeben, welche am südlichen Flussteilufer deutlich entblösst ist. Die Grenzbänke des Schipoter Systems sind als Menilitschiefer mit Menilit entwickelt. Zerrissene Ueberbleibsel einer ausgewalzten Menilitschieferbank füllen die Verwerfungsspalte aus.

Unmittelbar in der Nähe des Schipoter Schichtenzuges fallen die Salzthonschichten sehr steil (80°–88°) nach Westen oder aber senkrecht ein, so dass die letzteren an die ersteren wahrscheinlich durch Nachfaltung *concordant* angelagert sind.

Die südliche Thalseite des Trotuşflusses gegenüber von Târgu-Ocna.

Bevor man die voranstehenden Daten zu reasumiren hätte, wäre noch die südliche Hochterrasse des Trotuşflusses von Tiseşti bis Gura Slanic zum Vergleiche herbeizuziehen.

Am Steilrande der Hochterrasse (Profil Fig. 1, Taf. XVII) streichen folgende Schichtenglieder aus (von Osten nach Westen):

1. Miocäne Salzformation.
2. Schipoter Schichten als Fortsetzung jenes Zuges dieser Gesteinsgruppe, welcher das Trotuşbett unterhalb der Răducanubrücke verquert.
3. Menilitschiefer mit dünnschichtigem Tiseşti-Sandstein (50 bis 80 m). Dieselben sind zu beiden Seiten des Păriul Podiei bei der Biserica la Sfnt. Gheorghie entblösst. Fallen steil nach WWS.
4. Die vorigen Schichten mit vereinzelt eingeschalteten Lagen von dickbankigem Tiseşti-Sandstein.
5. Massiger Tiseşti-Sandstein, mehrere Meter mächtig, als Fortsetzung der Felsen bei der Kirche Răducanu, welche den steilen Ostflügel der Oligocänsynklinale von Târgu-Ocna repräsentiren.

Tischebene Clivageflächen sind unter 5° nach E 20° S (7^h 5^m) geneigt, während die Schichten unter 70° nach W 20° N (19^h 5^m) einfallen.

6. Dünnschichtiger Tisești-Sandstein, abwechselnd mit Menilitschiefer, welcher Platten von beinahe glasigem Sandstein führt; etwa 20 m mächtig, an der westlichen Böschung des in die Hochterrasse eingeschnittenen Păriul Scorlei anstehend.

Im Hintergrunde dieser Schlucht zeigen diese Schichten fast westliches Fallen. Hingegen an der Mündung der Schlucht stellt sich eine süd-südwestliche Fallrichtung ein, in Uebereinstimmung mit dem local abweichenden, nordwestlichen Streichen der Schichten im Trotusbette bei Târgu-Ocna.

7. Dickbankiger Tisești-Sandstein, wenige Meter mächtig.

8. Menilitschiefer, nach oben in gebänderte Hornsteinlagen mit 1 cm dicken Einschaltungen von grünlichem Thon und 1 dm dicken Zwischenschichten von beinahe glasigem Sandstein übergehend 10—15 m). Darüber folgt eine Lage von chocoladefärbigem Kieselmergel. Seine je 1 dm dicken, sehr deutlich ausgebildeten Schichten wechseln mit ebensolchen Lagen von etwas mehr dickschieferigem Kieselmergel (Schipoter Schichten). Mächtigkeit etwa 10 m.

9. Tisești-Sandstein und Sand, 10—20 m: als Fortsetzung des dickbankigen Tisești-Sandsteins, welcher im Trotusbette unterhalb der Primarie von Târgu-Ocna auftaucht und als Hangendschenkel der Synklinale von Târgu-Ocna sich darbietet. Rundbuckelige Verwitterungsformen.

10. Verdeckt etwa 100—200 m.

11. Dort, wo der Steilrand nach Süden abbiegt, um sich dem Slanicbache zuzuwenden (bei c im Profil Fig. 1, Taf. XVII), steht auf der Höhe desselben ein lichter, harter, überaus feinkörniger Kalksandstein an (Târgu-Ocna'er Schichtengruppe). Quarzkörner sind allseitig von einer weissen Kalkgrundmasse umhüllt. Eine eigenthümliche, grosskrummschalige Absonderung schreitet mit Hornsteinausscheidungen in der Gesteinsmasse einher. Fallen 30° nach W bis W 10° S (18^h — 17^h 5^m .)

Bergab zum Slanicbache gehend, kann man an der Steilböschung unterhalb des obigen Aufschlusses noch Folgendes sehen:

12. Lose liegende Scherben von hartem, splitterigen, lichten Kalkmergel mit Fucoiden. (Gleichfalls Vertreter des Târgu-Ocna'er Schichtensystems.)

13. Grünliche und röthliche Schieferthone mit Kalksandsteinplatten und mit dünnen Zwischenschichten von grünem Brecciensandstein. Mehrere Meter.

Diese Schichten treten als südliche Fortsetzung der bunten Mergel mit Hieroglyphensandstein auf, welche im Trotusbette nächst der Mündung des Slanic und des Vălcicabaches anstehen.

Auch sind die nämlichen Schichten in Strassengraben, gleich östlich von der Brücke am Slanicbache („Podu Slanicului“) entblösst, und zwar mit Fallen unter 35° nach W.

14. Schliesslich erscheinen am Fusse der besagten östlichen Steilböschung des Slanicthales bereits bei den ersten Häusern von Gura Slanic, etwa 100—200 m südlich von der Fahrstrasse nach dem

Badeorte Slanic, graue, sandige, mergelige Schieferthone, welche mit ehensolchen mürben Mergelsandsteinen und mit dünnen Platten von lichtigem, harten Kalkmergel alterniren (Salzthoufacies der Târgu-Oena'er Schichten, vergl. pag. 591).

Die aus den voranstehenden Beobachtungen über das Trotușbett bei Târgu-Oena sammt seiner südlichen Hochterrasse sich ergebenden Schlussfolgerungen können übersichtlich zusammengefasst werden wie folgt ¹⁾:

1. Der Menilitschieferzug von Târgu-Oena stellt eine grosse, schief nach Osten überkippte Synklinale dar.

2. Der Ostschenkel der Synklinale ist sehr steil, hingegen der überkippte Westschenkel nur mässig nach Westen geneigt. Der Synklinalkern ist am Tage keineswegs durch östlich fallende Schichten, wohl aber durch das geringste Ausmass der westlichen Neigung der Schichten ausgedeutet.

Letzteres ist der Fall sowohl im Trotușbette, als auch auf der südlichen Hochterrasse dieses Flusses.

3. An der Stelle, wo sich der Ostschenkel der Synklinale immer mehr und mehr in die Höhe hebt (Fallwinkel 70—80° bei der Kirche in Tisești), um den Uebergang zu einer Antiklinale herzustellen, ist derselbe durch eine steile Verwerfungsfläche abgeschnitten, welche den Anschluss des Oligocänen an die miocäne Salzformation des karpathischen Aussenrandes vermittelt.

4. Es lehnt sich demzufolge die miocäne Salzformation an jene Schichtengruppe des Menilitschiefer-Systemes an, welche innerhalb desselben in unserer Gegend das tiefste stratigraphische Niveau einnimmt. Es ist dies die Gruppe der Schipoter Schichten.

Der Flyschrand zwischen Târgu-Oena und Grozesti.

a) Vf. Chichilău (533 *m*) und Păriul Strigoiiului (Otarului) bei Tisești ²⁾.

Auf der Höhe des Chichilăuberges herrscht massiger Tisești-Sandstein (einzelne Schichten bis 8 *m* dick). Lose liegend kommen auf der Bergspitze auch Scherben von dünnplattigem Sandstein mit Hieroglyphen. Der letztere unterscheidet sich petrographisch von dickbankigem Sandsteine nicht. Die Schichten fallen etwa unter 40° nach W 20° N (19^h 5°) ein. In östlicher Richtung, in das jenseits vom Chichilăuberge eingeschnittene Thal (P. Strigoiiului vel Otarului) hinabsteigend, welches nordwärts in das Trotușthal mündet, schreitet man noch bei einer Höhe von 50—100 *m* unterhalb der Bergspitze über Schichtenköpfe des massigen Oligocänsandsteins hinweg (Fallen unter 40—45° nach W 25° N). Bergabwärts beginnen sich nunmehr immer häufiger und häufiger sandige Einschaltungen zwischen dicken Bänken des festen Sandsteines einzustellen. Die letzteren verlieren

¹⁾ Hiezu Profil Fig. 1, Taf. XVII.

²⁾ Profil Fig. 2 auf Tafel XVI, und zwar Ostabschnitt des Profiles. (Westabschnitt: oben pag. 587—593.)

gleichzeitig an Mächtigkeit, bis man es schliesslich bloß mit 4—5 *dm* dicken Schichten von petrographisch stets gleichem Sandstein zu thun hat.

Dieses dünn-schichtige Gestein alternirt mit Lagen von grünlichem fetten Thon (1—2 *dm*) und von Sand. Indem gegen das Liegende zu die thonigen Einlagerungen etwas stärker werden, schalten sich dieser thonig-sandigen Schichtenreihe dunkle, chocoladefarbige oder grünliche Schiefer ein, welche papierdünn spaltbar sind.

Die Schiefer führen nur ganz dünne (1 *cm*) Sandsteinbänder, allein noch immer vom petrographischen Typus des Tisești-Sandsteines. Das Fallen wurde bei den Schiefen bereits mit 75° gemessen, wobei die Fallrichtung auch hier stets eine westliche (W bis W 5° S) ist.

Es folgt bergabwärts ein verdecktes Gehänge (etwa 50—100 *m*), worauf man in Wassereinschnitten, nahe dem Thalboden des Păriul Otarului, auf Salzthonfacies zu stossen kommt.

Es sind ihre gewöhnlichen Sedimente, und zwar thonige, aschgraue Mergelschiefer, dünn-schichtige, sehr feinkörnige, glimmerige Mergelsandsteine von der gleichen oder aber von gelblicher Farbe, dünne Lagen von Fasergypsen u. s. w. in wechselnder Reihenfolge. Die feinkörnigen Sandsteine weisen zum Theil eine typisch „strzolka“-artige Krummschaligkeit auf. Grobkörnige Sandsteine mit grossblättrigem Glimmer führen viele verkohlte Pflanzenspuren.

Das Streichen dieser Bildungen ist ein nord-nordöstliches, zwar zumeist N 10—20° E (10^h—1^h 5'), seltener aber NE—NE 5° E (3^h—3^h 5').

Entlang dem Bacheinrisse, welcher in den Thalgrund einschneidet, sind dabei die Salzthonschichten bald nach Osten, bald aber nach Westen geneigt, je nachdem der Lauf des Baches nach Osten oder nach Westen bogenförmig abbiegt (Antiklinale, vergl. Profil Taf. XVI, Fig. 2).

Auf der Ostseite des Thales ist somit die Fallrichtung eine östliche. Der Fallwinkel beträgt 20—80°. Durch sanfte Neigungen (20°) scheint die Medianzone zwischen den Gebieten der entgegengesetzten Fallrichtung gegeben zu sein.

Will man den unmittelbaren Contact der Salzthonfacies mit dem Oligocän aufsuchen und begibt man sich zu diesem Zwecke längs des Păriul Otarului thalaufwärts, tauchen plötzlich die Salzthonschichten unter den Thalboden hinab, etwa an der Stelle, wo der letztere durch die Cötenlinie von 400 *m* gekreuzt wird. Dicht daneben erscheinen an den Steilböschungen oberhalb des Baches, wie auch im Bachbette selbst, Menilitschiefer. Der Abstand der durch verdeckte Stellen getrennten Aufschlüsse der Salzthone einerseits und der Menilitschiefer andererseits, ist dabei nur auf wenige Meter zu bemessen. Die Menilitschiefer fallen an diesen Stellen unter 20 bis 80° nach W 10—20° N (18^h 10'—19^h 5').

Als Einlagerungen erscheinen mitten in diesen Schiefen, nahe an ihrer Grenze gegen die Salzformation, nicht nur dünnplattige, kalk- und glimmerfreie Tisești-Sandsteine, sondern ausserdem feinkörnige, tuffige, grünlich gefärbte, mürbe Gesteine, welche als Anklänge an die in anderen Ortschaften die Menilitschiefer unter-

teufenden Schichten von Târgu-Oena sich darbieten und namentlich an das grüne Breccienconglomerat dieser Schichten erinnern.

Im obersten Theile des Thales dauern die Menilitschiefer an dessen Steilböschungen etwa bis zur Côte von 480—490 *m* an. An einem bis zu dieser Höhe aufragenden Bergvorsprunge, welcher von der westlichen Thalseite (von Poiana Scolei) ausläuft, um mit steilen Böschungen zum Bachbette des Păriul Otarului abzustürzen, zeigen die chocoladefärbigen, mit rostfärbigem, dünnplattigen Tisești-Sandstein alternirenden Menilitschiefer ein ost-30° nördliches (4^b) Fallen unter 35° (Medianzone unserer Antiklinale).

Oberhalb der Isohypse von 480—490 *m* ist der halbkreisförmige Thalursprung ringsherum durch Aufschlüsse und Spuren des oberen massigen Tisești-Sandsteines charakterisirt. Die nach dieser Gegend hin südwärts fortstreichende Medianzone der Antiklinale des Păriul Otarului blieb hier, am Ursprunge des Thales, bis auf diesen hangenden Oligocän-Sandstein erhalten, während hingegen in der Tiefe dieser Schlucht der Antiklinalkern durch Erosion bis zu den das Oligocän unterteufenden Salzthonschichten aufgerissen erscheint.

An die ostwärts fallenden Schichten, welche in der geschilderten Medianzone unserer Antiklinale den Ostschenkel der letzteren repräsentiren ¹⁾, schliesst sich weiter gegen Osten zu ein breiter Zug von westwärts fallenden Melinitschieferschichten an. Es dürfte dies der Ostschenkel unserer Antiklinale sein, welcher ausserhalb der Medianzone derselben westwärts überkippt wäre ²⁾.

Anderenfalls bliebe die in dem gegebenen Falle sehr wenig plausible Vermuthung übrig, dass die besagte Antiklinale dicht im Osten ihrer Medianzone mittelst streichenden Faltenbruches auf den Hangendschenkel einer anderen ostwärts benachbarten Antiklinale hinübergreift. Alsdann würden unsere westwärts fallenden Schichten dieser letzteren angehören.

Dieselben nehmen die ganze östliche Wasserscheide des Păriul Otarului, d. h. den steinigten Felsenrücken Pietricica (Karte 1 : 20,000) für sich in Anspruch.

Der Höhenrücken Pietricica verläuft bogenförmig in nordöstlicher Richtung zwischen zwei in dieser Richtung zum Troțuş mündenden Thälern (Păriul Otarului und Păriul Boghii). Auf den Ost- und Nordostfuss des Pietricicahügels entfällt die äussere Westgrenze des subkarpathischen Miocän gegen den Flysch. Nun ist dieser Höhenrücken in seinem südlichen Theile aus Menilitschiefern und dünnschichtigem Tisești-Sandstein aufgebaut. (1. Neigung unter 45° direct nach Westen, an einer Stelle, wo der genannte Sandstein ziegelroth gefärbt ist, und welche süd-südöstlich von Vf. Chichilău liegt; 2. Neigung unter 60° nach W 30° S, an einer etwa 100 *m* weiter nordwärts am Bergrücken gelegenen Stelle.) Hingegen fällt

¹⁾ Bei *g* im Profil Fig. 2, Taf. XVI.

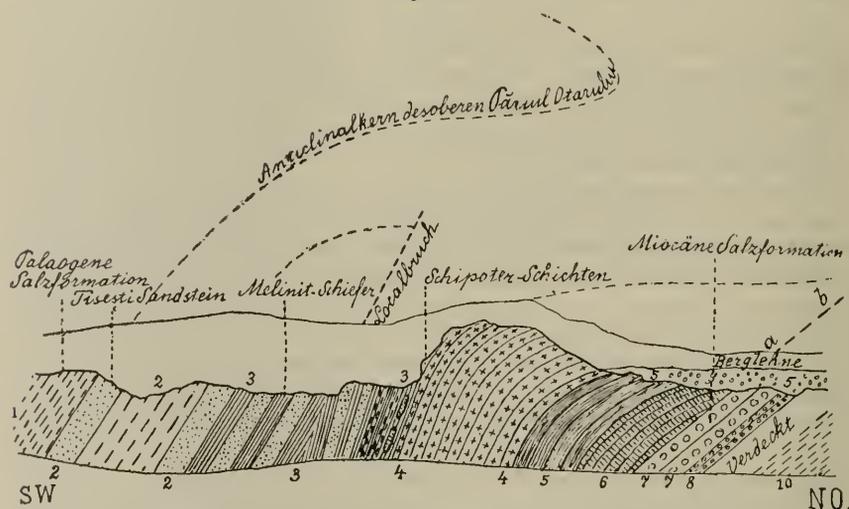
²⁾ Bei *h* im Profil Fig. 2, Taf. XVI.

der nördliche Theil des Pietricica einem mächtigen Zuge von Schipoter Schichten zu (Neigung unter ? 30° nach W 20° N bei \odot 459 m).

Die Lagerung der Menilit-schiefer auf den Schipoter Schichten wäre als überkippt anzunehmen, sobald diese westlich abdachenden Gesteinsserien als an der Antiklinalbildung des westwärts benachbarten Păriul Otarului betheiligt zu gelten hätten. Denn die Menilit-schiefer befinden sich näher der Antiklinalaxe des Păriul Otarului als die Schipoter Schichten.

Entlang dem genannten Schipoter Schichtenzuge nach Norden gehend, gelangen wir zu dem unteren Theil des Păriul Otarului. Da nämlich dieses fast südnördliche Thal kurz vor seiner Mündung eine beinahe östliche Richtung annimmt, wird es an dieser Stelle von dem-

Fig. 16.



Nordwestliches Steilufer in Păriul Otarului an der Grenze zwischen dem Flysch und dem Miocän.

Die Zahlen 1—10 beziehen sich auf die im Texte angegebene Schichtenfolge; *a b* = streichender Sattelbruch an der Grenze gegen das Miocän. — Im Profil ist Berglehne und darunter Flusschotter der Hochterrasse veranschaulicht.

selben Schipoter Schichtenzug durchkreuzt, welcher weiter gegen Süden zu seine östliche Wasserscheide beherrscht.

Der Aufschluss der Menilit- und Schipoter Schichten in der Tiefe des Thales bietet grosses Interesse dar.

Von Südwesten nach Nordosten treten an dem betreffenden Abschnitt der Steilböschung des Baches folgende Bildungen nacheinander auf (vergl. die obenstehende Textfigur 16):

1. Palaeogene Salzthonfacies. Es sind dies dieselben mergelig-sandigen Schichten, welche wir von dieser Stelle angefangen bis zum oberen Theil des Păriul Otarului verfolgten und dortselbst als Liegendes der Oligocänstufe, als palaeogenen Antiklinalkern, kennen lernten.

2. Ganz dieselben Schichten, indessen mit einigen bis 1 *m* dicken Zwischenschichten von typischem Tisești-Sandstein, wobei hier, nach der an Ort und Stelle verzeichneten Auffassung des Sachverhaltes, ziemlich deutliche Anklänge zu jenen petrographischen Uebergängen zwischen palaeogener Salzthonfacies und der Menilitschiefergruppe vorliegen, welche z. B. am Monachiaberg bei Solonțu typisch entwickelt sind ¹⁾.

3. Alternirende, etwa 20 *m* mächtige Reihenfolge von Tisești-Sandstein, von Mergeln, sowie von Menilitschiefern. Zuletzt ist es typischer, sogenannter Menilitschiefer mit ausschliesslich dünnplattigem Tisești-Sandstein. Streichen N 10° E. Fallen steil westlich.

Mitten zwischen diesen Schichten ist eine ebenso steil nach Westen geneigte Bruchfläche unterscheidbar, an welcher die Neigungsverhältnisse der beiderseitigen Schichten unbeirrt bleiben. Eine Bank von hartem kieseligen Sandstein, welche den Menilitschiefern eingeschaltet erscheint, ist in gesonderte, reihenweise mitten im Schiefer stecken gebliebene Stücke auseinandergezerrt.

4. Schwarze, dünnplattige Hornsteinschichten, vielleicht 30 *m* mächtig. Streichen N 10° E. Fallen unter 70° nach W.

5. Papierdünne Menilitschiefer mit Platten von beinahe glasigem Sandstein, etwa 10 *m*.

6. Dunkle, bläulich anlaufende, jaspisähnliche, kieselige Mergel; dünnplattig; etwa 2 *m*.

Diese dreierlei Bildungen stellen sich als unmittelbare Fortsetzung der Schipoter Schichten des obigen Pietricahügels dar. Da sich diese dreierlei Bestandtheile des Schipoter Schichtenzuges nicht zweimal in entgegengesetzter Reihenfolge wiederholen, kann derselbe nicht an und für sich als selbstständiger Sattelaufbruch aufgefasst werden. Vielmehr ist dieser Gesteinszug einem Antiklinalschenkel untergeordnet.

Sehr bemerkenswerth ist es, dass das steile westliche Einfallen der Schipoter- und Menilitschichten ausschliesslich in der Tiefe der Schlucht zu beobachten ist. Auf der Höhe der Terrasse, zu beiden Seiten der Schlucht, sind die nämlichen Schichten, welche im Bachbette unter 70° nach Westen fallen, kaum unter 10° nach Westen geneigt. (Siehe Textfigur 16.)

Die in Rede stehenden Schipoter Schichten verrathen sich auf der Höhe der Terrasse, noch im Norden des Păriul Otarului, als eine selbstständige Terrainwelle, welche trotz ihrer mantelförmigen Berglehmedecke leicht erkennbar ist. Entgegengesetzt zu den meisten anderen Vorkommnissen der Schipoter Schichten sind die obigen des Păriul Otarului nicht geknickt.

7. Dickbankiger, grobkörniger, sehr glimmeriger Sandstein, vom Typus der üblichen „Salzthon“-Einschaltungen, etwa 10 *m*.

An der Grenze dieses Sandsteines gegen die obigen, concordant darüber aufgebauten Schipoter Schichten war keine Spur von Lagerungsstörung zu bemerken.

¹⁾ Vergl. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 243.

Sonst bot sich aber gar kein Anhaltspunkt, um die Frage zu entscheiden, ob der gegebene Sandstein der palaeogenen oder aber der miocänen Salzformation zuzuzählen ist.

8. Derselbe Sandstein in dünnen Schichten, etwa 2 *m*.

9. Verdeckt, etwa 10 *m*.

10. Aschgraue Mergelschiefer und ebensolche Sandsteine mit Gypsbänken. Streichen z. B.: N 10—15° W; Fallen westlich z. B. unter 85°. Mächtigkeit anscheinend sehr gross.

Wenn nicht in den Contact zwischen dem grobkörnigen Sandstein und den Schipoter Schichten, so doch in die obige verdeckte Böschungsstrecke muss die Westgrenze der miocänen Salzformation verlegt werden, zumal die zuletzt erwähnten Mergelschiefer entschieden dem Miocän angehören.

Es ergibt sich dies aus dem unmittelbaren räumlichen und stratigraphischen Zusammenhange dieser Mergel mit dem nachweislichen subkarpathischen Miocän.

Dem letzteren fällt von da an der ganze Unterlauf des Păriul Otarului zu. Dabei bildet die miocäne Salzformation auch hier zahlreiche kleine (10—100 *m*) Antiklinalen. Zwischen dem Schipoter Schichtenzuge und der Mündung unseres Thaies gibt es etwa 4—5 solcher Sättel. Dieselben sind mehr oder weniger überkippt. Einige von diesen Antiklinalen scheinen zungenförmig nach Osten ausgezogen zu sein. An den betreffenden Stellen beschreiben die Schichten senkrecht orientirte Bogenlinien, deren offene Seite stets ostwärts gekehrt ist, so dass ein überkippter, zungenförmiger Luftsattel hinzugedacht werden muss.

Da die geologischen Verhältnisse des Păriul Otarului sammt seinen beiderseitigen Wasserscheiden (P. Pietricica und Vf. Chichilău) in mancher Hinsicht lehrreich, indessen nicht leicht zu deuten sind, mögen die thatsächlichen Stützpunkte, welche für die Auffassung derselben massgebend sind, hier übersichtlich zusammengefasst werden.

Der Unterlauf des Păriul Otarului liegt im Gebiete der neogenen Randzone der Bacău'er Karpathen und fällt der miocänen Salzformation zu. Die letztere gelangt an einem mehrere Meter breiten Schipoter Schichtenzuge zum Abschlusse, durch welchen das besagte Thal verquert wird, und dessen südliche Fortsetzung auf die östliche Wasserscheide von Păriul Otarului (P. Pietricica) entfällt. Jenseits des Schipoter Schichtenzuges, an seiner Westseite, taucht von Neuem Salzformation längs des ganzen Oberlaufes von Păriul Otarului auf. Westlich von der letzteren breitet sich schliesslich auf der jenseitigen Wasserscheide des Păriul Otarului die mächtige Menilitschieferscholle von Vf. Chichilău aus. Im Allgemeinen fallen alle diese Schichten, und zwar die Salzformation zu beiden Seiten des Schipoter Schichtenzuges, dieser letztere selbst, wie auch die Menilitschichten am Chichilău-berg, westlich ein. Von vorneherein könnte der Chichilău-berg als Flyschrand erscheinen, während der Schipoter Schichtenzug einen Sattelaufbruch inmitten der miocänen Salzformation darstellte, welche im Westen

dieses Gesteinszuges buchtenförmig in die Gegend des Oberlaufes von Păriul Otarului hineingreifen würde.

Dem gegenüber ergab es sich, dass am oberen Ursprung des Păriul Otarului der Schipoter Schichtenzug des Pietricahügels mit der Menilitschieferscholle des Chichiläubergeres zusammentritt, und dass beide, westlich abdachend, sich über der Salzformation des Oberlaufes von Păriul Otarului nach Art eines überkippten Antiklinalgewölbes zusammenschliessen. Die Medianzone des letzteren ist durch östliche Neigung der Schichten gekennzeichnet. Als der zugehörige Antiklinalkern bietet sich die Salzformation am Oberlauf des Păriul Otarului dar. Nicht nur ist die Ueberwölbung dieser Salzformation durch den Menilitschiefersattel direct zu beobachten, sondern es beschreiben die Schichten derselben ihrerseits einen correlativen Antiklinalbogen. Danach ist die Salzformation, welche im Westen unseres Schipoter Schichtenzuges concordant an denselben sich anschliesst, als palaeogen anzusprechen. Nebenbei ist dieselbe mit den die Schipoter Facies begleitenden Menilitschiefern durch petrographische Uebergänge verknüpft, ohne indessen irgendwie petrographisch von der miocänen Salzformation zu differiren, was aber nirgends anders der Fall ist.

Eine andere, nicht minder wichtige Eigenthümlichkeit der Antiklinale des oberen Păriul Otarului besteht darin, dass ihr östlicher Liegendschenkel (P. Pietricica) in stratigraphischer Hinsicht mit ihrem Hangendschenkel (Vf. Chichilău) nicht ganz übereinstimmt. Erstens erscheinen am Liegendschenkel ausser Menilitschiefern auch noch Schipoter Schichten, welche mehrere Meter mächtig sind und welche hingegen im Hangendschenkel nicht vertreten sind. Wenigstens wurden von mir an den betreffenden Stellen am Ostfusse von Vf. Chichilău nirgends eigentliche Schipoter Schichten beobachtet.

Zweitens fällt es auf, dass am Hangendschenkel eine untere und eine obere Menilitschieferstufe unterscheidbar ist, wovon die letztere durch überaus mächtige Entwicklung des dickbankigen Tisești-Sandsteines gut charakterisirt ist. Im Vergleich zu dieser einige hundert Meter mächtigen Schichtenserie des Chichiläubergeres wären am Liegendschenkel (P. Pietricica) blos die tiefsten Schichten der unteren Menilitschieferstufe ausgebildet. Vom dickbankigen Tisești-Sandstein, welcher bei normalen Verhältnissen den Schipoter Schichtenzug des Liegendschenkels ostwärts unterteufen sollte, ist im Osten dieses Gesteinszuges thatsächlich keine Spur vorhanden.

Nun könnte bezüglich der ersteren Eigenthümlichkeit der Antiklinale des oberen Păriul Otarului wohl angenommen werden, dass die Schipoter Schichten sich darum auf ihren östlichen Liegendschenkel beschränken, weil sie sich westwärts auskeilen. Allein eine solche Vermuthung wäre mit Bezug auf den oberen Tisești-Sandstein ganz unzulässig, zumal derselbe ringsherum im untersuchten Gebiete nicht mehrere, sondern einige hundert Meter mächtig ist und nachweislich sich in dieser Gegend nicht auszukeilen pflegt.

Da die Schipoter Schichten des Liegendschenkels ostwärts nicht vom oberen Tisești-Sandstein begleitet erscheinen, sondern man nach dieser Richtung hin das Gebiet der subkarpathischen miocänen Salz-

formation betritt, muss vorausgesetzt werden, dass die Antiklinale des oberen Păriul Otarului dicht im Osten ihrer Medianzone einen streichenden Faltenbruch aufweist und mittelst desselben auf das Miocän hinaufgeschoben sei. Der Liegendschenkel ist, soweit er zwar der Hauptsache nach, dem Tisești-Sandstein angehört, gänzlich verdrückt.

Den Schipoter Schichten des Liegendschenkels ist das Miocän zufolge von Nachfaltung *concordant* unterlagert.

Sollte der obige grobkörnige, glimmerige Sandstein, welcher unmittelbar diese Schipoter Schichten unterteuft, nicht bereits als Miocän gelten, so könnte derselbe entweder auf eine Einschaltung von palaeogener Salzthonfacies im Hangenden der Schipoter Schichten zurückgeführt werden, und zwar nach Analogie der noch zu besprechenden Schichtenfolge von Vf. Muncelu bei Mosoare, oder aber müssten die palaeogene Salzformation im Westen des Schipoter Schichtenzuges einerseits und der ostwärts auf den letzteren folgende glimmerreiche Sandsteine andererseits zwei verschiedenen, mittelst streichenden Sattelbruches übereinander geschobenen Antiklinalen zugewiesen werden können. Dieser im Gegensatz zu dem vorigen zweifelhafte, streichende Sattelbruch verlief gleich im Westen des Schipoter Schichtenzuges. Von Westen nach Osten fortschreitend, hätte man die nachstehende Reihenfolge von westlich abdachenden Schichten zu gewärtigen:

1. Obere Menilitschieferstufe am Chichiläuberg.
2. Untere Menilitschieferstufe am Ostfusse dieses Berges.
3. Palaeogene Salzformation am Oberlauf des Păriul Otarului.
4. Der streichende Sattelbruch entfele gleich östlich von der letzteren und von den in ihrem Hangenden ostwärts geneigten Menilitschiefern, durch welche die Medianzone der Antiklinale des oberen Păriul Otarului angedeutet ist.
5. Oestlich von dieser Bruchfläche gäbe es keine obere Menilitschieferstufe, was eben gegen die Annahme der ersteren spricht. — Vielmehr möchte sich im Osten der Bruchfläche nur die untere Menilitschieferstufe (Schipoter Schichten), sowie
6. die palaeogene Salzformation (d. h. der obige glimmerreiche Sandstein) von Neuem wiederholen.

Nachzuweisen wäre diese, wie gesagt, wenig plausible Vermuthung nicht einmal durch etwaige eocäne Fossilfunde im besagten glimmerführenden Sandsteine, da alsdann immerhin noch die zweite, oben erwähnte Eventualität übrig bleiben würde.

Schliesslich ist es aber nebensächlich, ob die Antiklinale des oberen Păriul Otarului in der obigen Art und Weise in kleinere Sättel zergliedert ist, welche letztere ihrerseits dem Gesetze der Schuppenstructur untergeordnet wären. Das vorbesprochene Verhalten dieser Flyschrand-Antiklinale gegenüber dem subkarpathischen Miocän bleibt eine Thatsache.

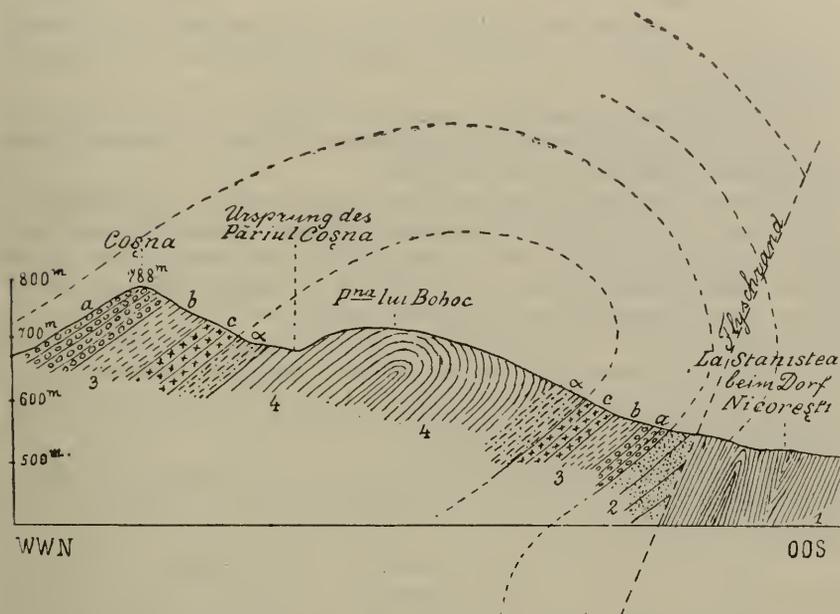
b) Der Flyschrand bei Vf. Coșna.

Der Berg Coșna (788 *m*) liegt dicht am Ostrande des viel erwähnten synklinalen Menilitschieferzuges, welcher über Magura 717 *m*

und das Lesunzgebirge bei Grozesti in nordsüdlicher Richtung fortstreicht.

Dieser randlichen Lage des Coşnaberges gemäss ist derselbe aus untersten Schichten der Menilitschiefergruppe zusammengesetzt. Auf der höchsten Bergspitze (vergl. die beifolgende Fig. 17) steht:

Fig. 17.



Querprofil des Flyschrandes zwischen dem Coşnaberg und dem Dorfe Nicoreşti.

1. Miocäne Salzformation.
2. Obere Abtheilung der Menilitschieferstufe. (Tiseşti-Sandstein.)
3. Untere Abtheilung der Menilitschieferstufe (a dünn-schichtiger Tiseşti-Sandstein, b Menilitschiefer, c Schipoter Schichten).
4. Schichten von Târgu-Ocna (a Fucoidenmergel).

1. dünn-schichtiger Tiseşti-Sandstein an, welcher nach W 15° S (17^{h}) unter 30° abdacht. Derselbe ist etwa 100 m mächtig entblösst. — An der östlichen Böschung der Coşna-Bergspitze, am Wege zur Poiana lui Boboc, sieht man noch immer den obigen Sandstein, sowie ausserdem Menilitschiefer austreichen, worauf als Liegendes dieser Schichten folgende Bildungen erscheinen:

2. Menilitschiefer mit kieseligen Schipoter Mergeln. etwa 50 m mächtig, nach W 25° S ($17^{\text{h}} 10^{\circ}$) unter 32° einfallend.

3. Fucoidenmergel der Târgu-Ocna'er Gruppe, concordant unter den Schipoter Schichten gelagert.

4. Verdeckt 100—200 *m*.

5. Aufschluss im Osten des Coşnaberges, am oberen Ursprung des Păriul Coşna; grünliche Schieferthone mit Kalkmergel- und Sandsteinplatten. Der Sandstein führt zahlreiche Körner des bekannten grünen karpathischen Schiefergesteines. Fallen nach W 10° N ($18^{\text{h}} 5^{\text{o}}$) unter 56° .

Der zuletzt erwähnte Aufschluss liegt dicht unterhalb des Bergsattels, an welchem die beiden nach entgegengesetzter Richtung verlaufenden Schichten, Păriul Lupului und Păriul Coşna, ihren Ursprung nehmen.

Vom Bergsattel genießt man eine prachtvolle und instructive Aussicht auf den Flyschrand, in nördlicher Richtung bis nach Magura Berzunzului, jenseits vom Trotuşthale.

Unsere Begehungen ergaben, dass das „Eocän“¹⁾ am Bergsattel einem etwa 1 *km* breiten Gesteinzuge dieser Formation angehört. Der letztere streicht einerseits gegen Nord-Nordwesten nach Gura-Slanc bei Târgu-Ocna (vergl. pag. 590—593), andererseits aber nach Süden über Grozesti (vergl. pag. 620—626).

Etwa in der Mitte dieses „Eocän“-Zuges wurde an zwei verschiedenen Stellen östliches Fallen beobachtet, und zwar:

1. Südlich von Poiana lui Boboc tritt Kalksandstein auf, dessen Fallen 72° nach Nordosten beträgt;

2. südöstlich von Sipotul Hărbului, am Wege nach Vf. Chichilău, stehen grüne Breccienschichten an, welche unter 20° nach Ost 20° Süd ($7^{\text{h}} 5^{\text{o}}$) einfallen.

Sonst sind die Schichten unseres „Eocän“-Zuges sowohl an seiner Ost- als auch an seiner Westgrenze stets nach Westen geneigt.

Für stratigraphische Zwecke sind vor Allem die Aufschlüsse an der Mündung des Coşnathales in den Păriul Heţmann bei Grozesti instructiv. Hier sieht man innerhalb von rothen und abwechselnd grünen Mergelthonen zahlreiche eingeschaltete Platten von Kalksandstein und von grüner Breccie. Die letztere pflegt in dieser Gegend zahlreiche kleinwüchsige Nummuliten einzuschliessen. Es fallen diese Schichten unter 50 — 60° nach W 20° N, d. h. unter die am benachbarten Jarapunberge anstehenden Tiseşti-Sandsteine ein.

Quer über die Ostgrenze unseres „Eocän“-Zuges führt ein Feldweg, auf welchem man von Vf. Coşna und von Poiana lui Boboc in östlicher Richtung nach Nicoreşti gelangt. — Man passirt die genannte Grenze an der Steilböschung oberhalb des letzteren Dorfes, etwa zwischen den Isohypsen von 590 *m* und 690 *m*. Im oberen Theil der Steilböschung stehen grüne Mergelthone mit Kalksandsteinplatten, dichte Kalklagen, Fucoidenmergeln u. s. w. an, insgesamt unter 30° nach W 15° S (17^{h}) einfallend. Darunter folgt ein etwa 20—50 *m* breiter Streifen von harten Schipoter Schichten, welche ihrerseits von westlich abdachenden Menilitschiefern mit eingelagerten

¹⁾ „Eocän“ im Sinne der Târgu-Ocna'er Gruppe.

Sandsteinplatten unterteuft werden. Bergabwärts schliesst sich an die letzteren noch ein vielleicht 50 *m* breiter Zug von dickbankigem Tisești-Sandstein und -Sand an.

Mit dem letzteren sind wir bereits dicht in der Nähe von Nicorești angekommen. Die Steilheit des Weges lässt plötzlich nach und es trennt uns nur mehr eine kurze (etwa 20 *m*), durch Berglehm verdeckte, sanft geneigte Böschungsstrecke von den randlichen Entblössungen der miocänen Salzformation, welche noch oberhalb von Nicorești anhebt.

Um die obigen Daten kurz zusammenzufassen, respective zu verwerthen, mag betont werden, was folgt.

Die „Eocän“-Antiklinale, welche zwischen Vf. Coșna und dem Dorf Nicorești den Flyschrand aufbaut, weist ausschliesslich in ihrer Medianzone östliche Fallrichtungen auf, während ihr östlicher Schenkel überkippt ist. (Fallen 30° nach WWS, d. h. 17°.) Die Schichten der Menilitgruppe, welche an dem Aufbaue des östlichen Liegendschenkels der Coșna-Antiklinale Antheil nehmen, befinden sich, wie aus meiner später zu publicirenden geologischen Karte ersichtlich ist, im Fortstreichen des Westschenkels der grossen Oligocän-Synklinale von Târgu-Ocna. Der oben beschriebene (pag. 628) Ostschenkel der Oligocän-Synklinale von Târgu-Ocna, wie auch die an denselben ostwärts angeschlossene, aus palaeogenem Salzthon aufgebaute Antiklinale des Păriul Otarului (pag. 631 ff.), sind in der Gegend von Nicorești gänzlich verschwunden, weil die grosse Störungs- und Ueberschiebungslinie, welche den Anschluss der subkarpathischen Salzformation an den Flysch vermittelt, hier, wie auch sonst, von der Streichrichtung der Flyschschichten ein wenig abweicht. Letzteres findet stets in einer bestimmten Art und Weise statt, welche speciell für die gegebene Gegend Geltung hat.

e) Der Ostflügel der Coșna-Antiklinale im Păriul Biului bei Marginea, nächst Grozesti.

Păriul Biului, ein breiter Bacheinriss, welcher dicht westlich vom Dorfe Marginea in die nördliche Thalböschung des Oitozflusses einschneidet, gehört in seinem unteren Laufe zwischen (○ 305 und ○ 421 *m*) dem subkarpathischen Miocän an. Die grauen miocänen Mergelschiefer, welche im Păriul Biului mit einem sehr dickbankigen (1·0—1·5 *m*) mürben, feinkörnigen, gelblichen Mergelsandstein wechselagern, stellen einige, je 100—200 *m* breite Antiklinalen und Synklinalen dar, deren mittlere, im Bachbette deutlich entblössten Kerne nicht überkippt sind. Auch ist bald der West-, bald der Ostschenkel der Sättel steiler als der zugehörige Ost-, resp. Westflügel.

Das Streichen schwankt zwischen NS und N 30° E.

Bei den gemessenen westlichen Neigungen beträgt der Fallwinkel 25—68°, bei den östlichen aber zumeist 80°.

Beim Triangulationspunkt 421 *m* spaltet sich der Bacheinriss thalaufwärts in zwei verschiedene Schluchten, von welchen die eine

in nord-nordöstlicher, die andere aber in nordwestlicher Richtung am Berghang hinaufsteigt.

Die Grenze zwischen dem subkarpathischen Miocän und dem Flysch verläuft fast geradlinig, von Nord-Nordosten nach Süd-Südwesten über die Westböschung der ersteren und über die Mündung der zweiten Schlucht.

An der Westböschung der ersten Seitenschlucht stehen etwa 20 m hohe Felsen von dickbankigem Tisești-Sandstein an. Ihr Fallen beträgt 30° nach 18^h 10° (W 10° S).

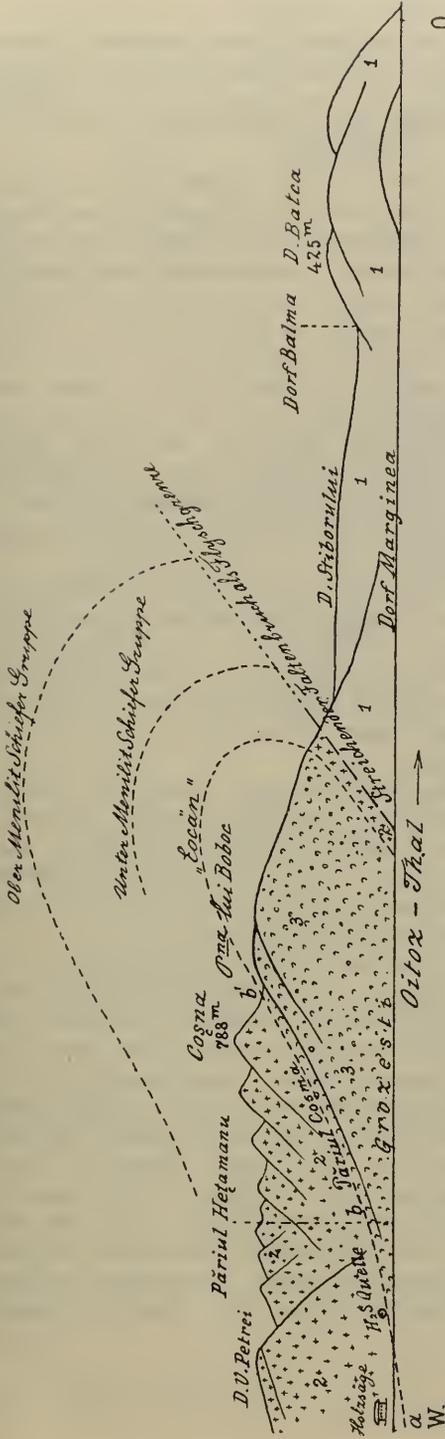
Es ist dies die unmittelbare Fortsetzung jenes Tisești-Sandsteines, welcher oberhalb vom Nicorești am äusseren Flyschrand erscheint und dortselbst das Liegende von überkipptem, durch Schipoter Schichten unterteuften „Eocän“ repräsentirt. (Fig. 17, pag. 639.)

Etwa 200 m südlich von den genannten Tisești-Sandsteinfelsen streichen an der Mündung der zweiten vorerwähnten Seitenschlucht des Păriul Biiului Menilitschiefer und dünnschichtiger Oligocän-Sandstein aus. Es ist dies bereits ein kaum 10—20 m breiter Gesteinszug, an welchem massiger Tisești-Sandstein nicht mehr Antheil nimmt.

Beachtenswerth ist es, dass diese zwischen der miocänen Salzformation und den im oberen Theil der Schlucht anstehenden Târgu-Ocna'er Schichten in regelrechter stratigraphischer Position eingeschaltete Menilitschieferscholle nichtsdestoweniger aus einem Haufwerk von Trümmern besteht. Inmitten der letzteren ist blos hie und da, höchstens auf Distanz von 1—2 m, noch die ursprüngliche Schichtenstellung, und zwar 70—80-grädige westliche Schichtenneigung zu beobachten. Die Grenze der Menilitschiefer gegen die subkarpathische Salzformation tritt in der gegebenen Entblössung nicht scharf hervor. Die auf die Menilitschiefer überkippten Târgu-Ocna'er Schichten, welche nach Westen beispielsweise unter 60° abdachen, sind als grünlichgraue Mergelthonschiefer mit Hieroglyphen-Sandsteinplatten entwickelt. Auf den ersten Blick sind diese Bildungen als mit der von Osten her an unsere Menilitscholle anstossenden Salzformation nicht zusammengehörig, wohl erkennbar.

Aus dem Gesagten resultirt, dass im Păriul Biiului der breite, den Flyschrand umsäumende Oligocänzug von Târgu-Ocna sich gänzlich auskeilt. Noch bei Nicorești beträgt die Breite dieses Oligocänzuges etwa 200 m, während an der Stelle, wo er noch zuletzt im Păriul Biiului entblösst ist, seine Breite, wie gesagt, 20 m nicht übersteigt. Zufolge energischer Auswalzung ist an dieser Stelle unser Oligocänzug bereits in eine Trümmerbildung aufgelöst, welche aber zwischen Miocän und Eocän nach Art anstehender Felsarten eingeschaltet ist. Durch die Trümmerbildung ist der streichende Sattelbruch bezeichnet, mittelst dessen die Coșna-Antiklinale über das Miocän hinübergreift, etwa so, wie es in der gegenüberstehenden Fig. 18 veranschaulicht werden soll.

Fig. 18.



Ansicht der nördlichen Thalseite des Oltzflusses bei Grozești.

1. Miocäne Salzformation.
2. Memlitzschieferstufe.
3. Târgu-Ocna'er Schichten. (Eocän p. parte samt Unteroligocän.)

a b b' = westliche Verbreitungsgrenze des „Eocän“ auf der Oberfläche. Diese Grenze entspricht nicht genau der tektonischen Leitlinie, zumal die letztere steiler und namentlich am Fusse von D. V. Petrei merklich steiler ist.

Der Punkt *b* entfällt auf der Karte weiter nördlich als der Punkt *a*, hingegen beträchtlich mehr nach Süden als der Punkt *b'*. Zu vergleichen ist übrigens das Profil Fig. 17, welches sich auf die nämliche Flyschrand-Antiklinale bezieht, wie das vorliegende landschaftliche Bild.

Der Flyschrand zwischen Târgu-Ocna und Bratesti. Die Saline von Târgu-Ocna.

a) Der nördliche Thalabhang des Trotuşflusses im Bereiche von Târgu-Ocna.

(Textfigur 19, sowie Profil Fig. 2, Taf. XVII.)

Fetele Târgului (453—415 *m*). Die mit diesem Namen auf der Generalstabkarte bezeichnete Anhöhe erhebt sich direct im Norden von der Stadt Ocna, welche auf einer breiten niedrigen „Altalluvial“-Terrasse des Trotuşflusses sich am Fusse dieses Hügels ausbreitet. Es gehört diese Anhöhe dem Flyschrande an und weist überaus verwickelte tektonische Verhältnisse auf. Zu oberst aus Târgu-Ocna'er Schichten aufgebaut, verrathen die kahlen, steinigen Böschungen der Fetele-Târgului auf Schritt und Tritt locale Schwankungen der Neigungsrichtung der Schichten, wie auch ihres Fallwinkels. Bald scheinen die Târgu-Ocna'er Schichten der Menilitgruppe, bald aber einer räthselhaften Salzformation aufzuruhen, bald endlich hat es den Anschein, als ob Tiseşti-Sandstein innerhalb der ersteren Schichten eingeschaltet wäre.

Da der bereits beschriebene Steilrand der Ocna'er Niederterrasse eine mächtige, nach Osten überkippte Synklinale der Menilitgruppe zu Tage treten lässt¹⁾, und die Anhöhe Fetele Târgului im Fortstreichen dieser Synklinale gelegen ist, ist es von vornherein klar, dass für das richtige Verständniss des geologischen Baues der Fetele Târgului die Auffindung der Elemente der fortstreichenden Synklinale von entscheidender Bedeutung ist.

Am Fusse der Anhöhe Fetele Târgului erhebt sich nächst „Crucea lui Adam“ ein felsiger Hügelvorsprung, Petricica genannt (vergl. Fig. 19). Derselbe ist aus Schipoter Schichten aufgebaut und stellt ein Analogon des gleichnamigen, auch den Schipoter Schichten zufallenden, steinigen Walles dar, welcher im Süden des Trotuşflusses den Ostabhang des Chichiläuberger begleitet.

Die Schipoter Schichten am Petricica, unterhalb von Fetele Târgului, sind der Hauptsache nach als alternirende Lagen von dünnplattigem Hornstein und Kieselmergel entwickelt, nebstdem aber mit schwarzem, papierdünn spaltbaren Fischeiefer und eingeschalteten Platten von beinahe glasigem Sandstein vergesellschaftet.

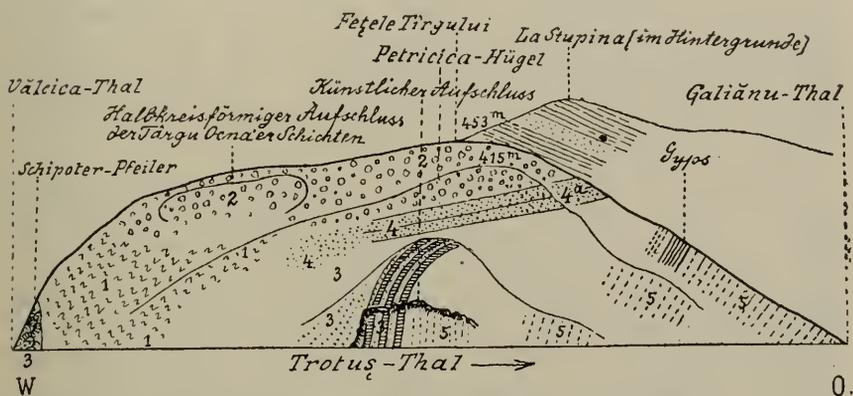
Auf der Höhe des Petricicahügels fallen diese Bildungen unter 35—50° nach NW (bis NW 10° S). Am Fusse desselben sind aber die nämlichen Schichten auf den Kopf gestellt, wobei hier das Streichen ein nordwestliches ist. Im Ganzen ist es ein sehr steil westlich einfallender Schipoter Schichtenzug. Seine als steil am Berghang hinunterlaufend anzunehmende tektonische Leitlinie öffnet sich bogenförmig nach Osten, was einer ebensolchen, zufolge Umkipfung auf das subkarpathische Miocän sich hinüberlegenden Antiklinale zu entsprechen scheint (vergl. „Petricica“ im Profile Fig. 2, Taf. XVII).

¹⁾ Vergl. oben pag. 626 ff.

Der Contact der Schipoter Schichten mit der von Osten her an dieselben anstossenden Salzformation ist namentlich an einer halb-kreisförmig entblößten Felswand zu beobachten, welche am Fusse des Petricica, direct über der Oena'er Niederterrasse, sich erhebt.

An die in diesem künstlichen Aufschlusse erscheinenden senkrechten, verkieselten, dünnplattigen Schipoter Thonmergel sind von Osten her ebenfalls senkrechte Schichten der Salzthonfacies concordant angelagert. An der Grenze dieser beiden Bildungen ist keine Lagerungsstörung zu bemerken. Unmittelbar an die Schipoter Schichten grenzt eine $\frac{1}{2}$ m dicke Thonschicht mit dünnen

Fig. 19.



Ansicht der nördlichen Thalseite bei Targu-Oena.

1. Palaeogene Salzformation.
2. Schichten von Targu-Oena.
3. Schipoter Schichten.
4. Dickbankiger Tiseşti-Sandstein.
- 4a. Anschluss, welcher auf pag. 646 besprochen wird.
5. Miocäne Salzformation.
- 5'. Wahrscheinlich miocäne Salzformation.

Lagen von Gypsmergel an, worauf eine 10 m mächtige Bank von abwechselnd mürben und härteren, glimmerigen Sandsteinlagen und sodann ein mächtiger alternirender Complex von grünlichem Schieferthon und aschgrauem, dünnplattigen Mergelsandstein ostwärts folgen. Es können diese Bildungen ebenso gut palaeogen wie miocän sein¹⁾.

Begibt man sich aber von diesem Aufschluss längs des Berg-hanges nach Osten, so sieht man hie und da in Bacheinrissen und Wegeinschnitten Gebilde jener Salzthonfacies zu Tage treten, welche, wie noch zu zeigen, als subkarpathisches Miocän sich darstellt, und

¹⁾ Diesbezüglich gelten die auf pag. 635 ff. oben besprochenen Bedenken, welche in einem ähnlichen Falle an dem anderen Petricicahügel sich darbieten, welcher im Süden des Trotuş, unterhalb des Chichiläuberges, gelegen ist.

zwar zufolge räumlicher und stratigraphischer Continuität mit den benachbarten fossilführenden Miocänbildungen.

Da der obige Petricicahügel fast genau im Norden jenes Schipoter Gesteinswalles liegt, welcher unterhalb der Răducanubrücke in Târgu-Ocna das Trotuşbett verquert, und da in diesen beiden Fällen durch die Schipoter Schichten die äussere Westgrenze der subkarpathischen Miocänablagerungen gegeben ist, unterliegt es keinem Zweifel, dass wir es in diesen beiden Fällen mit einem und demselben, nordwärts fortstreichenden Schipoter Schichtenzuge zu thun haben, wie das auch auf der von mir aufgenommenen geologischen Karte ersichtlich ist. Den Schipoter Schichten ist die miocäne Salzformation, wie speciell im Trotuşbette zu beweisen ist, concordant von Osten her angelagert. Ueberhaupt stimmen die Verhältnisse an dem obigen Petricicahügel mit jenen des anderen Petricicahügels, durch welchen am Ostfusse des Chichiläubergeres der Flyschrand markirt wird, überein, und haben wir am Petricicahügel unterhalb der Fețeale Târgului die Fortsetzung des östlichen Liegendschenkels der Oligocänsynklinale von Târgu-Ocna wiedergefunden.

Oberhalb des Petricicahügels den steinigen südöstlichen Berghang von Fețeale Târgului hinansteigend, gelangt man zunächst zu dem längs dieses ganzen Abhanges ausstreichenden, sanft (20°) nach WWS (W 30° S) abdachenden Tisești-Sandstein. Es ist dies die dickbankige Abart dieses Sandsteins, sammt untergeordneten Lagen von Menilitschiefer. Merkwürdiger Weise ist Tisești-Sandstein hier kaum 10—20 m mächtig entwickelt. Zwischen diesem Sandstein und den Schipoter Schichten des Petricicahügels ist der Berghang in einer Breite von kaum 20 m verdeckt. Es kann danach das gegebene Tisești-Sandsteinvorkommen nicht anders aufgefasst werden, als dass es im Fortstreichen jener Tisești-Sandsteinfelsen liegt, welche im Trotuşbette oberhalb der Răducanubrücke auf Distanz von einigen hundert Metern die beiderseitigen Steilufer aufbauen. Mit anderen Worten, es fällt auf, dass ein und derselbe Tisești-Sandsteinzug im Trotuşbette relativ sehr steil und mächtig erscheint, hingegen an dem besagten Berghang unterhalb der Fețeale Târgului sich als ganz sanft geneigt und geringmächtig erweist. Die westliche Fallrichtung ist dabei an beiderlei Vergleichspunkten die nämliche (Auswälvung).

Die Schipoter Schichten, welche am Petricica, wie gesagt, den Tisești-Sandstein unterlagern, sind östlich von diesem Hügel, längs des südöstlichen Berghanges der Fețeale Târgului, nirgends mehr vorhanden. Hingegen ist aber die obige Tisești-Sandsteinlage noch fast 0,5 km ostwärts, bis zu einem Vorsprung des Berghanges zu verfolgen, wo dieselbe inmitten eines Weingartens ansteht, und zwar dicht neben der aus der Ocna'er Saline zum Bahnhof von Târgu-Ocna führenden Seilbahn. An dieser Stelle fällt der Tisești-Sandstein unter 25° nach W 15° N (19^h) ein¹⁾.

¹⁾ Diese ausserhalb des Profiles Fig. 2, Taf. XVII gelegene Stelle ist auf der Karte (1:50.000) durch den Verlauf der vorerwähnten Seilbahn bezeichnet.

Diese Stelle (4a in Fig. 19) liegt am Berghang in der Höhe zwischen 360—390 *m*. Bergabwärts folgt längs der Seilbahn eine verdeckte Böschungsstrecke, worauf in der Höhe von etwa 350 *m* eine gleichfalls nach 19^b unter 65° abdachende Gypsbank erscheint, wie es auf der von mir aufgenommenen geologischen Karte veranschaulicht ist.

Durch Gyps, wie auch durch seine in benachbarten Weg- und Wassereinschnitten auftauchenden Begleitsedimente, wird an dieser Stelle die miocäne Salzformation als Liegendes des obigen Tisești-Sandsteins angedeutet. Wenigstens wurde von mir an der Grenze des letzteren gegen das Miocän keine Spur von Schipoter Schichten bemerkt.

Westlich vom Petricicahügel ist die obige Tisești-Sandsteinlage in der gegebenen Höhenzone des Südabhanges der Fețele-Târgului kaum hundert Meter weit zu verfolgen. -- Zuletzt tritt diese Felsart noch an einem dem Petricicahügel westwärts benachbarten, von der Ferne wenig auffälligen Vorsprung des genannten Berghanges auf. Hier erscheint bereits auch dünnplattiger Tisești-Sandstein, und hat es den Anschein, als ob einzelne Schipoter Bänke mitten in dem letzteren eingeschaltet wären, worauf erst zuoberst massiger Tisești-Sandstein folgte. An nächstbenachbarten Stellen ist dabei das Streichen bald ein nordsüdliches, bald aber ein nordöstliches. Gleichzeitig variiert vielfach auch der Fallwinkel, und zwar zwischen 15—90°. Die Neigungsrichtung ist eine allgemein westliche. Es sind dies locale, sonst bedeutungslose Störungen der Lagerungsverhältnisse, welche zumeist gar nicht auf Rutschungen zurückzuführen sind. Vielmehr dürften wir es mit secundären und tertiären Aeusserungen der den Berghang beherrschenden Ueberschiebungen zu thun haben.

Noch weiter gegen Westen hin ist am südlichen Berghange der Fețele-Târgului die Menilitgruppe nirgends mehr obertags vertreten. Statt dessen ist aber der erstere westwärts gegen die Mündung des Vălcicabaches zu aus Salzthonfacies aufgebaut.

Die die Berghöhe der Fețele-Târgului beherrschende Târgu-Ocna'er Gruppe ist im Westen den soeben erwähnten palaeogenen Salzthonschichten aufgelagert, im Osten aber unmittelbar auf den obigen Tisești-Sandstein überschoben, ganz in ähnlicher Weise, wie nach dem Voranstehenden der letztere seinerseits im Westen von den stratigraphisch mit ihm zusammengehörigen Schipoter Schichten unterlagert ist, im Osten aber, anscheinend zufolge Ueberschiebung, direct von der miocänen Salzformation unterteuft sein dürfte.

Die näheren, auf diese Lagerungsverhältnisse der Târgu-Ocna'er Gruppe Bezug habenden Beobachtungsdaten sind folgende:

An der Mündung des Vălcicabaches treten am Südwestfusse der Fețele-Târgului dunkelaschgraue Thonmergel auf, welche hie und da zahlreiche Spuren verkohlter Pflanzen führen und mit mürben Sandsteinen wechsellagern. Zum Theil ist es ein grauer, feinkörniger Mergelsandstein, zum Theil aber ein gelblicher, mehr grobkörniger, glimmerreicher Sandstein. Der letztere erinnert petrographisch beiläufig an den Moinești'er Nummulitensandstein.

Die zahlreichen, diesem Schichtencomplexe gleichfalls eingeschalteten Gypsbänke überschreiten kaum die Mächtigkeit von 1—2 *m*. — Insgesamt fallen aber diese Bildungen längs der zur Ocna'er Saline hinaufführenden Strasse und Eisenbahn unter 45—80° nach NNW (z. B. N 10° W) ein ¹⁾.

Bezüglich der geographischen Lage dieses ansehnlichen Salzthonvorkommnisses fällt es erstens auf, dass in seiner nördlichen Fortsetzung, wie noch zu zeigen, die Ocna'er Saline liegt. Zweitens befindet sich dasselbe im Fortstreichen jener analogen Salzthon-schichten, welche im Süden des Trotzflusses bei Gura-Slanic erscheinen und welche als concordanter Antiklinalkern im Liegenden des dortigen Târgu-Ocna'er Systems erscheinen (vergl. pag. 593).

Am Südwesthang der Fețele-Târgului wandert man, höher hinauf, zunächst über ein von alten Pingen und Erdarbeiten herrührendes Haufwerk von Gyps- und Mergelsandstein, unter welchem die Salzthonbildungen anstehen. Eine terrassenartige Terrainstufe ist durch zahlreiche trichterförmige Gyps- und Salzestürze gekennzeichnet ²⁾. Zum Theil sind es kleine Teiche. Oberhalb derselben, etwa in einer Höhe von 60—80 *m* über dem Niveau des Vălcicabaches, steigt plötzlich das Berggehänge steil an. An demselben streichen nunmehr die Schichten der Târgu-Ocna'er Gruppe aus, welche den obigen Salzthonbildungen direct auflasten ³⁾. Es alterniren an dieser Stelle zu unterst 1 *dm* dünne Lagen von mürbem schieferigen Mergelsandstein mit dicken (3 *dm*) Platten von festem, weissen, kieseligen Sandsteinkalk und mit solchen von grünem Breccienconglomerat. Die Sandkalkplatten führen Hornsteinausscheidungen. Diese zu oberst ausserdem mit je 1—2 *m* starken grünen Schieferthonlagen abwechselnden, etwa 40 *m* mächtig anstehenden Schichten sind bald nach Nordosten unter 15—25°, bald aber, und zwar etwas höher am Berg-hang, nach Nordwesten unter 40° geneigt.

In der Nähe der besagten Ausbisse, welche auf der Westseite der Fețele-Târgului gelegen sind, befindet sich ein grosser, halbkreisförmiger Aufschluss der nämlichen Schichten auch auf der Südseite der Anhöhe ⁴⁾.

Die in diesem Aufschluss entblösten Schichten dachen nordwärts unter 10—35° ab und erscheinen gemäss ihrer höheren hypso-metrischen Lage als Hangendes der eben erwähnten Schichten des Westabhanges. Es bieten aber dieselben ihrerseits eine wechselnde Reihenfolge von grünem Schieferthon und von weissen, kieseligen Sandkalkplatten dar, welche linsenförmige, dunkle Hornsteinausscheidungen enthalten. Ausserdem sind es Bänke von Fucoidenmergel, welche sich diesen Gesteinen nunmehr einschalten.

Direct im Norden dieses Aufschlusses herrschen auf dem entgegengesetzten nördlichen Abhange der Fețele-Târgului, welcher der Salzmulde von Târgu-Ocna zugekehrt ist, mächtige, in alternirenden Lagen abwechselnd grüne und kirschrothe, zum Theil mergelige

¹⁾ Beobachtungspunkt *i*, Profil Fig. 2, Taf. XVII.

²⁾ Beobachtungspunkt *i*, Profil Fig. 2, Taf. XVII.

³⁾ Beobachtungspunkt *j*, Profil Fig. 2, Taf. XVII.

⁴⁾ Beobachtungspunkt *k*, Profil Fig. 2, Taf. XVII.

Schieferthone. In denselben war an einer Stelle eine 1 m dicke Einlagerung von grünem Breccienconglomerat zu sehen. Das letztere ist hauptsächlich aus wallnussgrossen Rollstücken von grünem Schiefergestein zusammengesetzt, ausserdem aber aus solchen eines dichten Kalkes von mesozoischem Gepräge. Das Conglomerat fällt unter etwa 30° nach Süden ein.

Noch auf der höchsten Bergspitze der Fețele-Târgului (453 m) wurde eine mit der obigen identische Schichtenreihe, welche aus festen Sandkalkplatten, grünen Breccienconglomerat-, sowie bunten Thonlagen u. s. w. besteht, von Neuem beobachtet. Das grüne Conglomerat führt dortselbst zahlreiche kleinwüchsige Nummuliten. Ferner wurden inmitten dieser Schichten dünne Platten eines festen, sehr feinkörnigen, anscheinend Glaukonit führenden Hieroglyphen-Sandsteines constatirt.

Das Fallen ist auf der Bergspitze, an nächstbenachbarten Stellen ein verschiedenes (I. 45° nach E 20° S; II. 30° nach N 10° E; III. 20° nach NE). Dabei herrscht aber im Allgemeinen, wie bereits aus diesen Beispielen zu ersehen, östliche Fallrichtung.

Wenn man von der Berghöhe zu der oben besprochenen, den Südosthang der Fețele-Târgului, unterhalb der Côte von 380 m umsäumenden Tisești-Sandsteinlage hinabsteigt, ist Folgendes zu beobachten.

Erstens ruht die obige, durch Platten der grünen Breccienconglomerate und der analogen Sandsteine gekennzeichnete Schichtenreihe hier nicht mehr der palaeogenen Salzthongruppe, sondern vielmehr direct dem Tisești-Sandstein auf.

Zweitens ist der letztere sanft westlich geneigt, während dicht oberhalb desselben beiläufig 20°-Fallen nach S 30° E innerhalb der genannten Târgu-Ocna'er Schichten herrscht (unterhalb des Triangulationspunktes 415 m).

Da dieses letztere Messungsergebniss mit allen vorerwähnten Beobachtungen über die oberste Berghöhe der Fețele-Târgului gut übereinstimmt, dürfte die Annahme von Discordanz zwischen dem besagten Tisești-Sandstein und den darüber gelagerten Târgu-Ocna'er Schichten nicht befremden.

Der unmittelbare Contact dieser beiden Bildungen wurde nirgends beobachtet. Stellenweise sind zwar die dicht oberhalb des Tisești-Sandsteines anstehenden Târgu-Ocna'er Schichten nach Westen geneigt (beispielsweise unter 30° nach W 20° N), doch sind es ganz locale Ausnahmen von der obigen Regel. Es dürften diese Ausnahmefälle mit der Ueberschiebung des ganzen Gewölbes der Târgu-Ocna'er Gruppe über den Tisești-Sandstein einherschreiten.

Die obigen Beispiele von bald nordwärts, bald aber südwärts orientirter Fallrichtung der Ocna'er Schichten sind an die Medianzone des Gewölberückens gebunden.

b) Die Mündung des Vălcicathales.

(Hiezu Fig. 19 auf pag. 645.)

Am Eingange in's Vălcicathal befindet sich am Fusse der Fețele-Târgului eine künstliche, beim Baue der zur Saline hinaufführenden

Chaussée und Eisenbahn hergestellte Entblössung von Schipoter Schichten. Es ist dies eine vielleicht 30 m lange, etwa 10 m hohe Felswand, an welcher die dünnplattigen Schipoter Schichten in mannigfaltig ineinandergewundenen Knickungen ausstreichen. Die letzteren sind hie und da auch von Brüchen durchsetzt. Ringsherum ist dieser Schipoter Felsen discordant von palaeogenen Salzthonschichten umgeben. Von vorneherein gewinnt man dabei den Eindruck von primärer Discordanz zwischen der als palaeogen angesprochenen Salzthongruppe und dem Flysch überhaupt. Auf diese Weise wäre dem Gedanken an das miocäne Alter der als palaeogen angesprochenen Salzthongruppe Vorschub geleistet, wobei die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna auf buchtenförmiges Eingreifen des subkarpathischen Miocän zurückzuführen wäre.

Thatsächlich scheint dieser Aufschluss die Ursache gewesen zu sein, weshalb von Tschermak, gelegentlich einer Schilderung der geologischen Verhältnisse der Saline von Târgu-Ocna, auf „vollständige Discordanz der Schipoter Schichten gegenüber den aufliegenden Sandsteinen, welche die Salzmulde von Târgu-Ocna umgeben“ (l. c. pag. 333) hingewiesen wurde.

Nunmehr ist es klar, dass dem obigen Falle von Discordanz zwischen der Salzformation und dem Flysch, respective den Schipoter Schichten, eine ausschliesslich secundäre, local-tektonische Bedeutung beizumessen ist. Dass es ursprüngliche Discordanz entschieden nicht ist, darüber kann man sich durch Vergleich der Lagerungsverhältnisse in der benachbarten Gegend hinlänglich überzeugen. Der besagte, klippenartig im Salzthon begrabene Schipoter Schichtenpfeiler ist vielleicht gelegentlich der Ueberschiebung der ganzen Antiklinale der Fețele-Târgului dislocirt, und dürfte namentlich als Ueberrest des stehengebliebenen Liegendschenkels der letzteren zu deuten sein.

**c) Die südliche Umgebung der Salzlagerstätte von Târgu-Ocna.
Die Menilitschieferinsel der Bergspitze „La Stupina“¹⁾ (506 m bis 502 m²⁾).**

Die Menilitschiefergruppe stellt auf der Höhe der Bergspitze „La Stupina“ eine nordwestlich streichende Synklinale dar. Dieselbe ist in eine Anzahl unbedeutender secundärer Mulden und Sättel zergliedert. Aufgesetzt ist aber diese Synklinale dem Ostschenkel jener Eocän-Antiklinale³⁾, welche über Fețele-Târgului, nordwestlich zur Saline fortläuft. Dabei hebt die Menilitschiefermulde bereits dicht östlich von der Medianzone des genannten Sattels an und ist ringsherum von zu Tage tretenden Târgu-Ocna'er Bildungen umgeben.

Südlich von unserer Menilitschieferinsel gehört den letzteren noch jene Einsattelung des Bergkammes an, welche die Berghöhe

¹⁾ Die auf der Karte (1:20.000) mit „La Stupina“ angeschriebene Bergspitze wurde mir von Passanten als Chirlice (?) benannt bezeichnet. Dieselbe dürfte mit dem von Sabba Stefanescu (l. c. pag. 99) erwähnten „Dealul Chicerla“ identisch sein.

²⁾ Hierzu Profil Fig. 3, Taf. XVII.

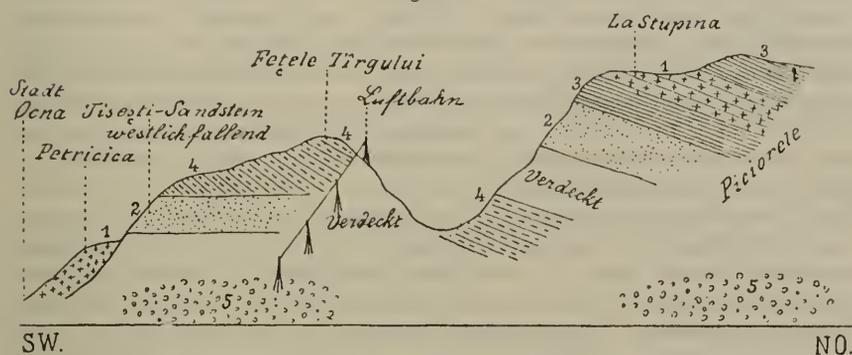
³⁾ „Eocän“ im Sinne der Târgu-Ocna'er Gruppe, sammt der zugehörigen palaeogenen Salzthongruppe.

„La Stupina“ von ihrer Vorstufe Fețele-Târgului trennt (vergl. die nachfolgende Fig. 20).

Als Hangendes der Târgu-Ocna'er Gruppe erscheint oberhalb des Bergsattels, gegen die Stupina-Berghöhe hin, die folgende Schichtenreihe:

1. Verdeckte Strecke.
2. Dickbankiger Tisești-Sandstein und Sand, etwa 20—30 m mächtig. Fallen sanft nach Nordosten.
3. Verdeckt.
4. Papierdünn spaltbare, chocoladefarbige Menilitschiefer mit 1 dm dicken, festen Platten von beinahe glasigem Glaukonitsandstein.

Fig. 20.



Ansicht der Ostböschung der Hügel „Fețele Târgului“ und „La Stupina“ gegen das Gălianthal hin.

1. Schipoter Schichten.
2. Dickbankiger Tisești-Sandstein.
3. Menilitschiefer.
4. Târgu-Ocna'er System.
5. Miocäne Salzformation.

5. Jaspisartige, dünnplattige Mergel. Fallen nach E 30° N unter 20°¹⁾.

6. Menilitschiefer mit Hornsteinlagen. Fallen nach Nordosten unter 30—40°¹⁾.

Steigt man von der Bergspitze ostwärts zum Gălianthal hinab, so sind die obigen Bildungen am Fusse des Berges in einem grossen halbkreisförmigen Absturz (Piciórele) wiederzufinden und können als ihr Hangendes noch die folgenden Schichten beobachtet werden:

7. Schipoter Schichten mit einer Sandsteinzwischenschicht, in welcher metergrosse, auseinandergezerzte Trümmer einer ausgewalzten, harten Bank von Schipoter Kieselmergel stecken blieben.

¹⁾ Zu vergleichen ist die Fallrichtung der liegenden Târgu-Ocna'er Schichten auf der benachbarten Anhöhe Fețele-Târgului (oben pag. 649).

8. Menilitschiefer mit beinahe glasigen Sandsteinplatten.

9. Dünnschichtiger und abwechselnd auch dickbankiger Tisești-Sandstein, zusammen etwa 30 *m* mächtig. Derselbe ist synklinale gefaltet. Der Westflügel der Synklinale schliesst sich an all' die obigen, östlich fallenden Schichten als Hangendes an. Hingegen greift ihr Ostflügel auf die subkarpathische Salzformation hinüber, welche, anscheinend bereits von diesem Aufschluss angefangen, dem Miocän angehört. Letzteres ist kaum sicher zu entscheiden. Es gewinnt einerseits den Anschein, dass die Târgu-Ocna'er Schichten und die einzelnen Glieder der obigen, im Ganzen etwa 100 bis 150 *m* mächtigen Menilitschieferserie, längs des Südostfusses des Stupinaberges reihenweise nacheinander an der subkarpathischen Salzthongrenze ausstreichen. Doch ist bei dem Mangel deutlicher Aufschlüsse die Târgu-Ocna'er Gruppe nicht scharf von der subkarpathischen Salzformation unterscheidbar. Andererseits ist es sehr wohl möglich, dass die erstere längs des Nordostrandes der Stupina'er Menilitschieferinsel mittelst eines streichenden Faltenbruches an die miocäne Salzformation sich anlegt, was eben auf der von mir aufgenommenen geologischen Karte und im Profil Fig. 3, Taf. XVII veranschaulicht ist.

Der der subkarpathischen Salzformation zugewendete Nordostrand Stupina'er Menilitschieferinsel wird von einer Gypsbank begleitet, welche sichtlich noch der Târgu-Ocna'er Gruppe angehört. Zuerst wurde bei diesem nordwestlich streichenden Gyps südwestliches Fallen beobachtet. Weiter gegen Nordwesten dacht aber der Gyps steil nach Osten (? Nordosten) ab. Es scheint die Gypsbank eine nordwestlich orientirte Antiklinale zu bilden.

An dem am weitesten nach Norden vorgeschobenen Punkte der Menilitschieferinsel steht Tisești-Sandstein an, welcher gleichfalls nordwestlich streicht und in nordöstlicher Richtung von typischen Târgu-Ocna'er Schichten unterteuft ist.

Von dieser Stelle angefangen, beherrschen die letzteren den ganzen breiten Bergsattel zwischen La Stupina (502 *m*) im Süden und dem D. Pietrosu (564 *m*) im Norden.

Der Nordrand unserer Menilitschieferinsel verläuft längs eines fast ostwestlich orientirten, westwärts zum Vălcicabach hinabsteigenden Bacheinrisses. Der untere Lauf des Bacheinrisses entfällt auf die allernächste südliche Umgebung der Ocna'er Saline und gehört der palaeogenen Salzformation an. Die letztere zeigt unterhalb des Westrandes der Stupina'er Menilitschieferinsel sanftes Fallen nach Nordosten (z. B. N 20° E unter 10–15°). Da aber beim Salinenbahnhof, am Fusse des D. Cărbunarului, die besagte Salzformation nach Westen unter 30° abdacht, bildet dieselbe eine Antiklinale, deren Medianzone dicht im Westen der Stupina'er Anhöhe zu suchen ist.

Im oberen Lauf des obigen Bacheinrisses herrschen Wechselagerungen von Menilitschiefern, Schipoter Schichten und von jenen grünen Schieferthonen, welche für die Târgu-Ocna'er Gruppe bezeichnend sind. Dieselben alterniren ihrerseits mit kieseligen, weissen

Mergelkalkplatten, in welchen mitunter wohlerhaltene ganze Fischabdrücke zu finden sind ¹⁾. Insgesamt weisen diese Schichten mannigfaltige, secundäre Faltungen auf.

Dicht über dem besagten Wassereinriss ragt an der äussersten Nordwestecke der Stupina'er Menilitschieferinsel eine steile Felswand auf, an welcher von unten nach oben die nachstehende Schichtenreihe zu beobachten ist:

1. Dunkelgraue, grünliche und röthliche Schieferthone, sowie ebensolche dünn-schichtige Gypsmergel wechsellagern mit Sand und mit dünnplattigem, im Bindemittel kalkhaltigen Sandstein.

Diese an Gypskryställchen und eingeschalteten Gypsplatten reichen Bildungen sind etwa 30 m mächtig und schliessen sich ebenso eng an die Târgu-Ocna'er Gruppe, als an den ihr äquivalenten palaeogenen Salzthon an. An die erstere gemahnen die bunten, grünen und rothen Thone und Mergel, während die grauen bis schwarzen Schieferthone und Mergel von jenen Bildungen nicht zu unterscheiden sind, welche tiefer am Berghange für sich allein die palaeogene Salzformation ausmachen.

Westwärts nimmt in dieser alternirenden Schichtenreihe die palaeogene Salzformation sichtlich so sehr überhand, dass sich infolge dessen die vicariirende Târgu-Ocna'er Gruppe gänzlich auskeilt, wie im Profile Fig. 3, Taf. XVII angedeutet wurde. Am Westschenkel der vorerwähnten Salzthon-Antiklinale, d. h. am Fusse des jenseitigen Abhanges des Vălcicathales, schalten sich zwischen die palaeogene Salzformation und die Menilitschiefergruppe keine Târgu-Ocna'er Schichten mehr ein.

2. Eine vielleicht 10 m mächtige Bank von Schieferthon.

3. Tisești-Sandstein, mürbe, ohne Kalkgehalt; zwischen seinen 2—5 m dicken Bänken gibt es noch Einschaltungen von Schieferthon (1—2 dm).

4. Dünnere Schichten (1—4 cm) von Tisești-Sandstein, wechsellagernd mit Schieferthon. Der letztere geht, nach oben zu, allmähig in papierdünn spaltbare, sog. Menilitschiefer mit Fischschuppen über. Gegen oben zu stellen sich in den Menilitschiefern dünne Lagen von Hornstein und von beinahe glasigem Sandstein ein.

5. Schipoter Schichten, 10 Meter.

6. Dickbankiger Tisești-Sandstein.

Die ganze obige Schichtenreihe ist nach NW bis NNW unter 30—40° geneigt.

Oberhalb derselben gelangt man am Südwestrand der Stupina'er Menilitschieferinsel alsbald zu nordöstlich abdachendem Tisești-Sandstein (Fallen unter 20° nach N 30° E = 2^h). Diese Neigungsrichtung herrscht, gemäss dem Obigen, in dem bei weitem grösseren Ostabschnitt der Menilitschieferinsel vor; erst dicht am äusseren Ostrand der letzteren, gegen das subkarpathische Miocän hin, macht dieselbe der entgegengesetzten Fallrichtung von Neuem Platz.

¹⁾ Ein solches Exemplar ist dem k. k. naturhistorischen Hofmuseum in Wien übergeben worden.

d) Die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna ¹⁾.

Dieselbe befindet sich an der sanften Ostböschung des Vălcicathales, inmitten einer terrassenartigen, durch trichterförmige Bodeneinstürze charakterisirten Terrainstufe.

Oberhalb der letzteren ist durch ein plötzliches Ansteigen der Thalböschung das hypsometrische Niveau bezeichnet, in welchem die Salzformation und die Târgu-Ocna'er Schichten durch die Menilitschiefer-Etage überlagert werden.

Das Steinsalz wird derzeit, wie bereits von Prof. Tschermak ²⁾ und von Dr. C. J. Istrati ³⁾ beschrieben wurde, in vier grossen Galerien gewonnen. Die an den Wänden der letzteren sichtbare, namentlich an die Pošepny'sche Darstellung der siebenbürgischen Salinen gemahnende Streifung, ist durch einen Wechsel von reinem, weissen und anderem durch Thongehalt gefärbten, körnigen Salz hervorgebracht. Es ist die Schichtung der Salzmasse, welche mit periodischen Trübungen des ursprünglichen Salzniederschlags einherschreitet ⁴⁾.

Da die Salzblätter scharfe Antiklinalen und Synklinalen beschreiben, welche oft sehr bizarre Gestalten zeigen, so dass eine und dieselbe Falte an gegenüberliegenden Wänden der Galerien wiedererkannt werden kann, ist das Streichen der Salzblätter annähernd bestimmbar. Dasselbe ist bei der Târgu-Ocna'er Salzlagerstätte der Hauptsache nach ein nordsüdliches.

Die grösste Tiefe der die Basis der Salzmasse nirgends erreichenden Baue beträgt gegenwärtig (1895) über 90 m, das Niveau der Saline 357—362 m und schliesslich das Niveau des Trotzflusses bei Târgu-Ocna 257—246 m (siehe das umstehende Profil Fig. 21).

In einem Bacheinriss, welcher an der Nordseite der Saline zum Vălcicathal hinabsteigt, kann sowohl die Schichtenfolge als auch die Tektonik der Salzmulde verfolgt werden. Dicht neben der Saline treten in dem Bacheinrisse graue Gypsmergel, sowie graue und grünliche Schieferthone zu Tage, welche mit dünnplattigem, grauen, glimmerreichen Sandstein und mit dünnen Schichtchen von Fasergyps wechsellagern. Es streichen diese Schichten von Süden nach Norden (bis NNW) fort, wobei sie entweder senkrecht oder aber unter 80° nach Westen einfallen. In dem Masse, als man sich von der Saline entlang dem Bacheinriss bergabwärts, d. h. in westlicher Richtung entfernt, verkleinert sich der Fallwinkel der genannten Schichten nach und nach sehr rasch. Nachdem die ersten 100 m in westlicher Richtung überschritten sind, beträgt der Fallwinkel bloß 65°.

¹⁾ Die in der Literatur vorhandenen, auf die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna Bezug habenden geologischen Profile sind folgende: Coquand, l. c. pag. 513. — Copie des Coquand'schen Profiles bei Pošepny, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1871, pag. 147. — Cobalcescu, Memorile (wie oben) pag. 71. — Derselbe, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 157.

²⁾ Tschermak, l. c.

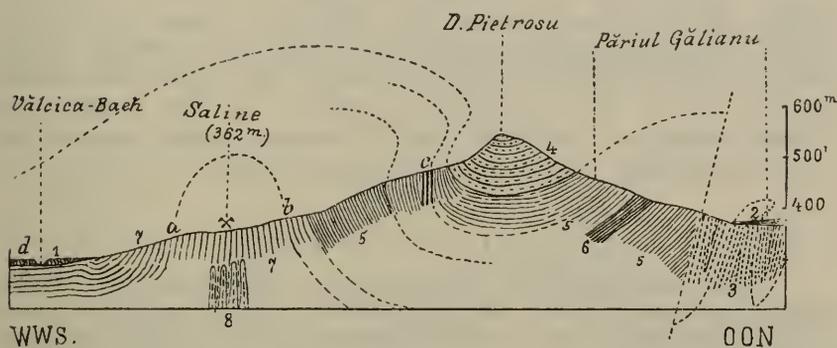
³⁾ Dr. C. J. Istrati. Sarea diu Sarnițele României. Le sel des salines roumaines, Bucarest 1894.

⁴⁾ Vergl. über Salzblätter: Pošepny, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1871, pag. 135. — Hauer und Stache, Geologie Siebenbürgens. Wien 1863, pag. 105.

In einer Entfernung von noch einigen hundert Metern sinkt aber die Grösse des Fallwinkels auf $10-15^{\circ}$. Hingegen bleibt die Neigungsrichtung eine constant westliche, abgesehen von ganz untergeordneten Secundärfalten, denen zufolge locale Aberrationen der Fallrichtung, zwar nach Norden bis NNE, sich einstellen.

Begibt man sich längs des Bacheinrisses in entgegengesetzter östlicher Richtung bergaufwärts, so gelangt man, bereits nach Durchschreitung von einigen hundert Metern oberhalb der Saline, zu den die Salzformation überlagernden Târgu-Ocna'er Schichten. Hier sind es dünn-schichtige, mürbe, glimmerige Mergelsandsteine, ferner grün-

Fig. 21.



Querprofil über die Saline von Târgu-Ocna.

1. Alluvium.
2. Berglehm.
3. Miocäne Salzformation.
4. Untere Abtheilung der Menilitschieferstufe.
5. Schichten von Târgu-Ocna.
6. Gyps.
7. Palaeogene Salzformation.
8. Steinsalz.

a—b. Salinarer Fächer.

d—c. Ueberkippter Primärsattel, unabhängig vom salinaren Fächer.

liche Breccienconglomerate von Härja'er Typus, sowie harte, kieselige Sandsteinkalke, welche untereinander in je 1—2 dm dicken Platten abwechseln und insgesamt mit etwas mächtigeren (1 dm bis 1 m) Lagen von grünlichem Schieferthon alterniren. Wichtig ist es, dass diese Schichten unter etwa 40° direct nach Osten einfallen.

Da unterhalb der Saline die obigen Schichten der Salzformation, wie gesagt, westlich abdachen, liefert die entgegengesetzte Fallrichtung der Târgu-Ocna'er Schichten oberhalb der Saline den Beweis, dass der Salzstock einer nordsüdlich orientirten Antiklinale angehört. Ferner resultirt' aus dem Obigen, dass nächst der Antiklinalaxe der Westschenkel des Sattels sehr steil ist, hingegen etwas weiter seitwärts sich plötzlich ganz sanftes Westfallen einstellt. Offenbar besitzt

also der Salzstock seine eigene, an denselben gebundene Secundärfaltung. Dieselbe entspricht der unter der Bezeichnung des salinaren Fächers wohlbekannten Erscheinung.

Einige hundert Meter im Osten des obigen Aufschlusses der Târgu-Ocna'er Schichten ist oberhalb der Saline noch eine Wechsellagerung von grünlichem Thon mit einem feinkörnigen Sandstein zu beobachten, welcher petrographisch nur mit dem Tisești-Sandstein vergleichbar ist. Es ist dies jene uns bereits aus der südlichen Umgebung der Saline bekannte stratigraphische Uebergangszone, welche zwischen den Târgu-Ocna'er Schichten und der Menilitformation vermittelt.

Die Schichten der Uebergangszone zeigen ein nordöstliches Fallen unter etwa 80° , wobei dieselben einige Secundärsättel bilden. Der äusseren Grenze der grünlichen Thone der Târgu-Ocna'er Gruppe entspricht oberhalb der Saline ein constantes Niveau von Quellen, durch welche diese Böschung zu Bergschlipfen prädisponirt erscheint. Erst oberhalb der Quellen, an dem bereits ganz steilen Berggehänge, unterhalb von D. Pietrosu, stehen dünnplattige Tisești-Sandsteine, gleichfalls mit constant östlicher Fallrichtung an.

D. Pietrosu (564 m).

Diese Bergspitze wird von der unteren Abtheilung der Menilitgruppe beherrscht. Ausser dem vorerwähnten, unterhalb der Bergspitze an ihrem Westhang erscheinenden, dünnschichtigen Tisești-Sandstein, sind es Menilitschiefer mit kieselig-glasigen Sandsteinplatten, ferner Hornsteinlagen und dünnplattige Kieselkalke. Ueberhaupt ist hier die Schipoter Facies mächtig entwickelt.

Die Reihenfolge der Schichten ist an der steilen östlichen Böschung des Pietrosu-Bergkammes, welche zum Păriul Gălianu abdacht, die folgende: Zuoberst erscheinen dünnplattige, mit Menilitschiefer wechsellagernde Tisești-Sandsteine. Darunter folgen glasige, dunkelgrau-grünliche, gleichfalls dünnschichtige Sandsteine, welche ihrerseits mit Menilitschiefer alterniren. Dieselben schliessen bergabwärts mit einer Lage von echten Schipoter Schichten ab. Unterhalb der letzteren war eine nur 1 m breite, verdeckte Strecke am Berggehänge zu beobachten, worauf etwa in der halben Höhe der Steilböschung eine sandig-mergelige Schichtenreihe durch anstehende Gyps-felsen eingeleitet wird. Die gypsführenden Schichten fallen unter 45° nach WNW ($W 20^{\circ} N$) ein, während die oben erwähnten Schipoter Felsen kaum unter 15° südwestlich geneigt sind. Obzwar das subkarpathische Miocän petrographisch nicht immer von der Târgu-Ocna'er Gruppe unterscheidbar ist, konnte die letztere, dicht im Süden vom Pietrosu-Berg, als längs der subkarpathischen Salzthongrenze ausstreichend nachgewiesen werden (vergl. oben pag. 652). Wahrscheinlich ist es, dass noch unterhalb des D. Pietrosu, an seinem Osthang, ein schmaler Streifen von Târgu-Ocna'er Schichten zwischen die subkarpathische Salzformation und die dortige Menilitgruppe sich einschleibt. Es müssten diesbezüglich die vorerwähnten gypsführenden Schichten in Betracht kommen. Allein ihre petrographische Aus-

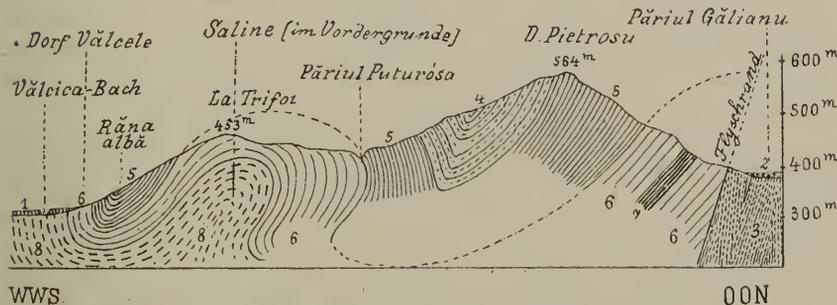
bildung gemahnt ebenso gut an die Salzthonfacies der Târgu-Ocna'er Gruppe, als auch an jene des subkarpathischen Miocän. Da in diesen Bildungen auch keine Versteinerungen zu finden sind, könnte die geologische Altersfrage bloß durch tektonische Beobachtungen entschieden werden, wozu die im Păriul Gălianu vorhandenen Entblössungen nicht ausreichen.

Unserem Profile Fig. 21, pag. 655 wurde die begriffliche Annahme zu Grunde gelegt, dass die gypsführenden Schichten, welche am Osthang des D. Pietrosu unter die Menilitgruppe einschliessen, noch der Târgu-Ocna'er Gruppe angehören.

Die Anhöhe „La Trifoi“ im Norden der Saline.

Die Anhöhe „La Trifoi“ zweigt sich vom D. Pietrosu in westlicher Richtung ab und trennt die Salzmulde von Târgu-Ocna von Val. Prislopului, einem zum Păriul Vălcica mündenden Thale. Wichtig

Fig. 22.



Profil über die Anhöhe „La Trifoi“.

(Nördliche Umgebung der Saline von Târgu-Ocna).

1. Alluvium,
2. Berglehm.
3. Miocäne Salzformation.
4. Obere Abtheilung der Menilitschieferstufe (Tisești-Sandstein).
5. Untere Abtheilung der Menilitschieferstufe. (Tisești-Sandstein der nütteren Menilitstufe bei Băna albă).
6. Schichten von Târgu-Ocna (westwärts, zufolge Ueberhandnehmen der äquivalenten, palaeogenen „Salzformation“ an Mächtigkeit verlierend).
7. Gyps.
8. Palaeogene Salzformation.

ist diese Anhöhe darum, weil die Antiklinale, welche die Salzlagerstätte beherbergt, nordwärts über dieselbe wegsetzt.

Am Südfusse des Trifoihügels, und zwar an der Berglehme „La Grebleșu“ ist die bereits viel erwähnte Ueberlagerung der palaeogenen Salzthonserie durch die Târgu-Ocna'er Gruppe von Neuem zu beobachten. Die der letzteren gewöhnlich eingeschalteten, grünen Breccieconglomerat- und kieseligen Sandkalkplatten sind an der genannten Berglehme oberhalb der Saline eine häufige Erscheinung.

Die Grenze zwischen der Salzthon- und der Târgu-Ocna'er Facies entfällt auf die Côte 350 *m* bis höchstens 400 *m*. Ueber die 453 *m* hohe Bergspitze „La Trifoi“ breitet sich eine antiklinale Kappe von Târgu-Ocna'er Schichten aus. Doch ist die Antiklinalstellung der letzteren bloß am steilen Nordhang des Trifoi Berges, längs dem Prislopthälchen à la vue zu verfolgen (zwischen der Mündung des letzteren im Westen und dem Bacheinriss Puturósa im Osten). Auf der Höhe des Trifoi Berges beginnt die Region der östlichen Fallrichtung und des östlichen Sattelschenkels bereits dicht im Westen des Triangulationspunktes 453 *m*.

Der Unterlauf des Val. Prislopului.

Da das Prislopthal oberhalb der Isohypse von 350 *m* liegt, tritt die in demselben ausstreichende Antiklinale bloß je nach ihren hangenden Târgu-Ocna'er Schichten zu Tage, während ihr Salzthonkern fast gar nicht zum Vorschein kömmt. In der Nähe einer auf Gyps hinweisenden Schwefelwasserstoffquelle ist im Bacheinriss des Prislopthales der Antiklinalkern selbst deutlich entblösst. Derselbe ist über Tag an eine graue, mergelige Schichtenreihe gebunden, welcher noch feste Kalkbänke eingeschaltet sind, was eher mit der Târgu-Ocna'er, als mit der Salzthongruppe übereinstimmt.

Die bunten Thone und Mergel erscheinen als typische Vertreter der ersteren erst im Hangenden dieser Schichten in mächtiger Entwicklung. Der Ostschenkel der Antiklinale ist längs des Prislopthales durch östliches Fallen der genannten bunten Thone gekennzeichnet. Der Fallwinkel der letzteren wird in östlicher Richtung, zu der über den Bacheinriss Puturósa verlaufenden Grenze der Pietrosu-Synklinale hin, immer steiler und steiler. Auf diese Weise ist die Ueberkippung des Ostschenkels der Antiklinale des Trifoi Berges in vorhandenen Aufschlüssen thatsächlich angedeutet.

An der Grenze gegen die Pietrosu-Synklinale wurde übrigens in einigen Aufschlüssen des Prislopthales die besagte Ueberkippung direct beobachtet (südliche Thalseite).

Răna albă.

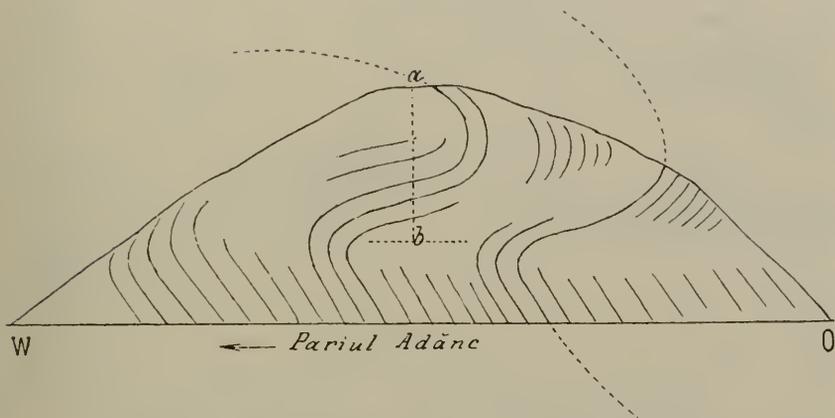
Am Westschenkel der Antiklinale des Trifoi Berges, und zwar tief unterhalb des letzteren, ist den Târgu-Ocna'er Schichten eine Scholle von dickbankigen Tisești-Sandstein und Sand aufgesetzt. Dieselbe ist mehrere Meter mächtig und greift nordwärts fast bis zum Thalgrund des Prislobaches, dicht neben seiner Mündung in den Vălcicabach hinüber. Dass diese nicht ganz deutlich synklinale Sandsteinscholle durch Verwerfungen begrenzt sei, ist unwahrscheinlich. Es stellt dieselbe nicht eine directe Verlängerung der unten zu besprechenden Synklinale des D. Cărbunarului dar, ist aber von der letzteren nicht weit entfernt, und zwar in der Streichrichtung der Schichten. Theoretisch sind die in unserem Profil (Fig. 22) längs des Westrandes der Sandsteinscholle angezeigten Ausbisse der Târgu-Ocna'er Gruppe.

Westwärts von Râna albă scheinen sich die Târgu-Ocna'er Schichten nach und nach auszuweiten, indem gleichzeitig innerhalb der Schichtenreihe die liegende Salzthonfacies immer mehr und mehr überwiegt.

Păriul adânc.

Dieser Bacheinriss läuft über die Ostböschung des Vălcicathales herab und mündet in das letztere kaum 2 km nördlich vom Prislophälchen ein.

Fig. 23.



Steilufer in Păriul Adânc bei Vălcele nächst Târgu-Ocna.

Schichtenstellung am Ostschenkel der dortigen „Eocän“-Antiklinale.

a—b. Tiefenstufe der Ueberkippung.

Der untere Lauf des Păriul adânc lässt dunkle und grüne Schieferthone mit eingelagerten Platten von Hieroglyphensandstein und dem gewöhnlichen grünen Breccienconglomerat der Târgu-Ocna'er Gruppe zu Tage treten.

Westwärts beginnt innerhalb dieser Gesteinsreihe nach und nach das Gepräge der Salzthonfacies zu überwiegen, bis schliesslich am westlichen Abhang des Vălcicathales bloß die letztere herrscht. Zum Unterschiede zur Ocna'er Salzmulde nehmen dabei die palaeogenen Salzthonschichten eine vorherrschend sandige Entwicklung an.

Am Vişani- und Nistoroehügel, wie auch überhaupt am Westhang des Vălcicathales ist die palaeogene Salzthongruppe aus alternierenden gelblichen, glimmerigen Mergelsandsteinen und aus ebensolchen sandigen Mergeln mit zahlreich eingeschalteten Gypsbänken zusammengesetzt. Soweit von mir beobachtet wurde, dachen die Salzthoubildungen des westlichen Vălcica'er Thalabhanges steil nach Westen ab, während am gegenüberliegenden Thalabhang die östliche Fallrichtung sich geltend macht. Dortselbst sind die vorerwähnten

Târgu-Oena'er Schichten, bereits vom Eingang in den Bacheinriss Păriul adănc angefangen, nach E 30° S (8^h) geneigt, beispielsweise unter 50°.

Wahrscheinlich ist es, dass die im Păriul adănc ostwärts fallenden Târgu-Oena'er Schichten noch als Ostschenkel der nämlichen Antiklinale angehören, welche mehr im Süden über die Anhöhe „La Trifoi“ und die Salzmulde von Târgu-Oena zu verfolgen ist. Doch muss diese Frage unentschieden bleiben.

Eine eigenthümliche Thatsache, welche an den Steilufern des Bacheinrisses „Păriul adănc“ zu constatiren ist, besteht in Folgendem. Im unteren hypsometrischen Niveau dieser Aufschlüsse zeigen die Târgu-Oena'er Schichten die vorerwähnte steile, östliche Neigung. Etwas höher hinauf sieht man aber die Schichten an den Felswänden plötzlich bogenförmig umkippen, so dass im obersten hypsometrischen Niveau der letzteren sanftes Westfallen herrscht.

Danach ist der Ostschenkel der Antiklinale des „Păriul adănc“ überkippt. Doch beschränkt sich die Ueberkipfung desselben auf eine ganz seichte, nahe der Oberfläche gelegene hypsometrische Tiefenstufe (vergl. Fig. 23). Nordwärts ändert sich dieses Verhältniss im Fortstreichen der gegebenen Schichten ganz beträchtlich. In der nördlichen Umgebung des „Păriul adănc“ greift das überkippte Antiklinalgewölbe zungenförmig¹⁾ immer weiter und weiter nach Osten vor, bis sich dasselbe schliesslich über die ganze Bergspitze V. Cerdac sammt D. Bouru ausbreitet, welche im Nordosten von Păriul adănc, etwa in einer Entfernung von 1 km bis zu einer Höhe von 710 m aufragen (vergl. die drei gegenüberstehenden Profile Fig. 24 und deren Erläuterung).

Die Menilitschiefer-Synklinale des oberen Prislophales.

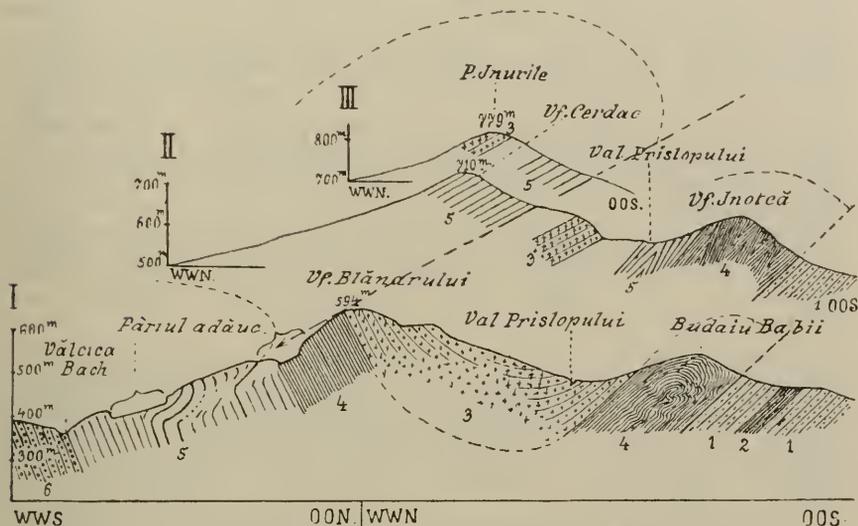
Dieselbe schliesst sich von Osten her an die Antiklinale des Berges „La Trifoi“ und an jene des Păriul adănc an. Es breitet sich diese grosse Synklinale bis über die hohen Berge hinaus, welche die beiderseitigen Wasserscheiden des Prislophales abgeben. Ringsherum weist die Prislop-Synklinale einen einige hundert Meter breiten Saum auf, an welchem die untere Menilitgruppe austreicht, ohne dass aber die letztere stratigraphisch scharf begrenzbar wäre. Der obere massige Tisești-Sandstein, welcher die Synklinalmittle ausfüllt, erscheint innerhalb der synklynaln Randzone in relativ minder mächtigen Lagen.

Der Westrand unserer Synklinale streicht über den oberen Theil des Păriul adănc und ist nicht überkippt. Doch ist die tektonische Leitlinie des zugehörigen Luftsattels, gemäss dem Obigen, als nach Osten überkippt anzunehmen.

¹⁾ Es wird hier nicht das geographische Areal der Antiklinale als „zungenförmig“ ausgebuchtet bezeichnet, sondern es soll die tektonische Leitlinie der überkippten Antiklinale als zungenförmig ausgezogen hingestellt werden.

Die Târgu-Ocna'er Schichten, welche den Westrand der Synklinale im oberen Pârîul adânc in concordanter Schichtenstellung begleiten, schiessen unter $45-55^{\circ}$ nach E $20-30^{\circ}$ N, ein und zwar direct unter:

Fig. 24.



I. Querprofil über Vf. Blănarului zum Flyschrand.

II. Querprofil über Vf. Cerdac und den Flyschrand.

III. Ebeusolches Querprofil über P. Inurile bei Bratesti.

Diese drei fast parallelen Profile sind in der Richtung des Fortstreichens der nämlichen Schichten, Berge und Thäler, kaum $1-1\frac{1}{2}$ km von einander entfernt. — P. Cerdac und Inurile sind weiter im Norden und dabei fast 1 km mehr nach Osten hin gelegen, als Vf. Blănarului. Es ist dies eine und dieselbe Bergreihe, längs welcher die absolute Höhe bei P. Inurile am grössten, hingegen bei Vf. Blănarului am geringsten ist.

1. Mioäne Salzformation.
2. Gyps derselben.
3. Obere Abtheilung der Menilitstufe.
4. Untere Abtheilung der Menilitstufe.
5. Schichten von Târgu-Ocna.
6. Palaeogene Salzformation.

1. eine 2 m dicke Bank von Tisești-Sandstein. Als Hangendes der letzteren sind sodann längs des Bacheinrisses die nachstehenden Schichtenglieder zu beobachten:

2. Typische „Menilitschiefer“, 2 m.
3. Massiger Tisești-Sandstein, etwa 50 m mächtig.
4. Schipoter dünnplattige Kieselkalke und -Mergel, etwa 30 m.
5. Menilitschiefer mit dünnen Lagen von fast glasigem Sandstein, etwa 80 m.

6. Schipoter-Schichten, etwa 10 *m*.

7. Menilitschiefer mit eingeschalteten Bänken von Tisești-Sandstein, vielleicht 150 *m* mächtig.

8. Massiger Tisești-Sandstein, mehrere Meter mächtig.

Der dicht nördlich von dem Oberlauf des Păriul adânc aufragende Berg Vf. Blănarului (567 *m*), liegt noch inmitten der westlichen Randzone unserer Synklinale und wird von einem Schipoter Schichtenzuge beherrscht. Süd-südostwärts streicht die westliche Randzone zum Prislopthal hin und verquert dasselbe gleich neben dem Triangulationspunkte (370 *m*). Auf der Südseite des Prislopthales ist es der zum letzteren mündende Bacheinriss „Puturósa“, ferner die Osthälfte der Anhöhe Trifoi sammt dem D. Pietrosu, welche der besagten synklinalen Randzone angehören (Profil Fig. 22, oben pag. 657).

Am Trifoiberg wurde, in Grenzaufschlüssen des Menilitschiefers und Tisești-Sandsteines gegen die dortige „Eocän“-¹⁾ Antiklinale hin, ein steiles (45°) nord-nordöstliches Einfallen der Schichten beobachtet.

Im obersten Theil des Bacheinrisses Puturósa ist ein mächtiger Menilitschieferzug sammt einer ostwärts an denselben anstossenden, vielleicht 50 *m* mächtigen Tisești-Sandsteinlage entblösst. Der letztere alternirt nur mit untergeordneten Zwischenbänken des nämlichen Schiefers, wobei diese Bildungen nach N 5° E fortstreichen und senkrecht einschneiden.

Als Hangendes des obigen Tisești-Sandsteines ist ein Schipoter Schichtenzug zu nennen, welcher im Bache am Nordfusse des Butnariuberges, und zwar dicht neben dem Triangulationspunkte (370 *m*), austreicht.

Derselbe ist etwa 30 *m* breit, und seinerseits längs des Baches von Menilitschiefern überlagert, innerhalb welcher noch zweimal Schipoter Schichten von beinahe 20 *m* Mächtigkeit sich wiederholen. Zufolge der hier ausnahmsweise undeutlichen, dünnplattigen Absonderung nehmen die Schipoter Schichten in gewissen Bänken ein fast massiges Gepräge an.

Von da an gelangt man bachaufwärts, längs des Nordfusses des Butnariuberges, alsbald zum oberen Tisești-Sandstein und Sand. Derselbe ist etwa 80 *m* mächtig²⁾. Als jüngstes Oligocänglied der Prislop-Synklinale ist die ansehnliche, am Ostfusse des Butnariuberges anstehende Schichtenreihe von dünnbankigem Tisești-Sandstein, und analogem Sandsteinschiefer anzuführen. Dieselbe ist ganz ähnlich jener, welche in der Synklinalmitte des Trotschettes bei Târgu-Oena, und zwar nächst der Raducanukirche, sich einstellt.

All die obigen, am Fusse des Butnariuberges im Prislopbache entblössten Schichten fallen unter 60—80° nach E 5° S bis nach E 10° N ein.

¹⁾ „Eocän“ im Sinne der Târgu-Oena'er Gruppe.

²⁾ Diesem mit den üblichen gelben Beschlägen ausgestatteten Sandstein entströmen in dieser Gegend zahlreiche eisenhaltige, wie auch Schwefelwasserstoff-Quellen. Das Thälchen Puturósa verdankt den letzteren seinen Namen.

In ihrem nördlichen Fortstreichen ist die Schichtenfolge des Butnariuberges zuerst unterhalb von Poecana Petri, am gegenüberliegenden Nordwesthang des Prislophales, aufgeschlossen.

Ihre Fallrichtung ist dortselbst eine nord-nordöstliche. Der massige Tisești-Sandstein führt zahlreiche metergrosse Concretionärkugeln. In seinem Liegenden erscheinen schwarze, bituminöse, dünnplattige Tisești-Sandsteine, welche mit Schieferthon alterniren.

Noch weiter nordwärts ist die besagte Schichtenreihe zuletzt an hohen Felswänden wiederzufinden, welche den Westhang des obersten Prislophales, tief am Fusse des Cerdacberges umsäumen.

An diesen Felswänden zeigen unsere Schichten bereits eine sanft westliche Neigung (beispielweise: 32° nach W 20° N). Besteigt man aber den Cerdacberg, so ist die Ueberlagerung der Menilitgruppe durch die vorerwähnte, diese Bergspitze beherrschende, nach Osten überkippte „Eocän“-Antiklinale zu constatiren (Profil II in Fig. 24, pag. 661).

D. Chiliei. P. Inurile.

Nördlich vom Cerdacberg streichen die überkippten Târgu-Ocna'er Schichten noch über den langen und schmalen D. Chiliei 714 m fort, welcher im Westen von Bratesti aufragt (Streichen NE; Fallen NW unter 25°). — In dem denselben eingeschalteten, grünen Breccienconglomerat wurden hier, wie auch am Cerdac, zahlreiche kleine Nummuliten beobachtet.

Auf der im Norden von D. Chiliei gelegenen Bergspitze (779 m, P. Inurile) wurde anstehender Tisești-Sandstein vorgefunden. Derselbe ist als Hangeendes jener überkippten Antiklinale der Târgu-Ocna'er Schichten zu betrachten, welcher mehr im Süden der Cerdacberg und D. Chiliei angehören.

Berg Inotca (577—612 m), sowie Vf. Orsoiului (665 m) und Vf. Corhana (400 m) bei Bratesti.

Diese Berge stellen sich als Glieder eines kaum einige hundert Meter breiten und mehrere Kilometer langen, aus harten Schipoter Schichten aufgebauten, felsigen Walles dar, welcher in der nördlichen Fortsetzung des Pietrosu die östliche Randzone der Prislop-Synklinale umsäumt. Ebenso wie D. Pietrosu, ist auch dieser bizarre und orographisch selbstständige Felsenwall unmittelbar an der subkarpathischen Flyschgrenze gelegen. Der Bergsattel Budaiu Babii, welcher den Anschluss des Inotcaberges an D. Pietrosu vermittelt, gehört, je nach seiner Westböschung der Menilitgruppe an, während hingegen seine Ostböschung bis fast zur Höhe des Bergsattels der Salzformation zufällt. An Gypsbänken der letzteren wurde dicht unterhalb von Budaiu Babii steiles (45°) Westfallen (W 20° N) constatirt.

An dem über den Bergsattel sich erhebenden felsigen Südhang des Inotcaberges beschreiben die Schipoter Schichten einen Antiklinalbogen. Derselbe umfasst den Inotcaberg nach seiner ganzen Breite von Westen nach Osten und schreitet mit zahlreichen Secundärsätteln und -Knickungen einher.

Auch bei dieser Antiklinale ist der Ostschenkel überkippt, wobei aber derselbe sehr steil nach Westen einschiesst. Derselbe greift sichtlich mittelst streichenden Bruches über die subkarpathische Salzformation hinüber (Profil I in Fig. 24, pag. 661). Es bietet sich hierin eine auffällige Analogie zu den Verhältnissen, welche im Päriul Otarului auf der Südseite des Trotușflusses herrschen (vergl. pag. 634 ff. und Profil Fig. 2, Taf. XVI). Längs des Osthanges des Inotcabergeres reicht die Salzformation ebenso hoch hinauf, wie an dem obigen Bergsattel, welcher südwärts zum D. Pietrosu hinüberführt.

In Bratesti wurde von mir ein tiefer Bacheinschnitt besucht, welcher zwischen Vf. Orsoiului und dem Corhanaberg den Flyschrand verquert. Derselbe gestattet zu erkennen, dass der mächtige, bis 300 m breite Schipoter Schichtenzug „Inotca-Corhana“, bei Bratesti aus beiläufig 10—15 scharfen secundären Sätteln und Mulden besteht, welche sämmtlich nach Osten überkippt sind. Es alterniren im Bacheinschnitt Menilitschiefer mit fast glasigen Sandsteinplatten und mit Schipoter Kieselmergeln, zu welchen sich ausserdem pechschwarze, dünnplattige Hornsteine gesellen¹⁾. Der Fallwinkel beträgt zumeist 60°. Doch sind die Ostschenkel der Sättel oft fast senkrecht.

Gegen Osten grenzt dieser Schipoter Schichtenzug an das subkarpathische Miocän, welches in Bratesti zahlreiche Gypsbänke führt. Wenn man aber den obigen Bacheinschnitt nach entgegengesetzter, westlicher Richtung hin durchschreitet, ist jenseits des schroffen Schipoter Felsrückens von Neuem Salzformation zu beobachten.

Dadurch gewinnt man den Eindruck, als ob das Miocän buchtenförmig in das Flyschgebiet hineingreifen möchte, worauf erst die benachbarte, weiter im Westen aufragende Bergkette „Cerdac-Inurile“ die erste zusammenhängende Flyschwelle repräsentiren würde.

Doch ergab die nähere Untersuchung, dass die an der Westseite der Bergreihe Orsoiu-Corhana erscheinende graue Mergelserie, welche Salzausblühungen aufweist, sich concordant an die Schipoter Schichten von Orsoiu-Corhana anschliesst und auf eine facielle Nuance innerhalb der Târgu-Ocna'er Gruppe zurückzuführen ist, welche dortselbst gleichfalls auftritt.

Schliesslich möge zur Erläuterung der obigen, auf die Bergregion zwischen dem Flyschrand bei Bratesti und dem Vălcăthäl Bezug habenden Daten die folgende Vermuthung geäussert werden.

Der Hauptsache nach scheint der Flyschrand bei Bratesti aus übereinandergeschobenen Hangendschenkeln zweier verschiedener Antiklinalen aufgebaut zu sein, und zwar jener von Vf. Cerdac und Pietra Inurile einerseits, sowie jener von Vf. Orsoiului und Corhana andererseits (Profil II und III in Fig. 24). Ich hatte an Ort und Stelle nicht die nöthige Musse, diese Beobachtungen in einer für eine allfällige Entscheidung dieser Frage nöthigen Art und Weise abzu-

¹⁾ Der Corhanaberg ist der Fundort des versteinerten, zum Pityoxylon-Typus gehörenden Holzes, dessen im stratigraphischen Theil gedacht wurde.

schliessen. Es wird mit der Zeit an die Tektonik des ganzen, zwischen Bratesti und Berzunțu gelegenen Flyschrandabschnittes ein besonderes Interesse angeknüpft werden können.

IV. Zur Kenntniss der Neogenzone der Bacau'er Karpathen.

Allgemeine Charakteristik.

Die Neogenzone der Bacau'er Karpathen zeigt in orographischer, stratigraphischer und tektonischer Hinsicht eine intermediäre Ausbildung zwischen der niedrigen, hügeligen Salzthonzone der nördlichen Karpathenländer und der ansehnlichen miopliocänen, randlichen Bergzone der walachischen Karpathen.

Die Flyschumrahmung an der äussersten Westgrenze unserer Neogenzone ist orographisch bei Weitem mehr selbstständig, als es in der Walachei der Fall ist, und ist innerhalb der letzteren der Charakter einer niedrigen, subkarpathischen Hügellandschaft noch nicht ganz abgestreift. Trotzdem entspricht der Flyschrand im Bacau'er Districte durchaus nicht einem bedeutenden Höhenunterschiede gegenüber der neogenen Hügellandschaft, zumal der erstere zwischen den Isohypsen von 500 *m* und 1000 *m* schwankt, hingegen die letztere, abgesehen von Thälern, den Höhenunterschieden zwischen 400 *m* und 700 *m* entspricht.

Höhenmivenaus von über 500 *m* erreicht die neogene Salzformation bloß auf der Wasserscheide zwischen dem Tasleu Mare- und dem Seretflusse. Es ist dies eine breite, direct an dem sarmatischen Tafelland anhebende, randliche Hebungswelle der Salzformation, welche das allgemeine Niveau der zwischen derselben und dem Flyschrand sich ausbreitenden Hügellandschaft bis um 200 *m* überragt und auch geologisch der letzteren gegenüberzustellen ist¹⁾.

Zum nicht geringen Theil verdankt der Flyschrand seine orographische Selbstständigkeit den schroffen Reliefformen der denselben aufbauenden Oligocängesteine.

Demgegenüber bilden die mürben neogenen Sedimente stets sanft abgerundete Hügel, und besteht eine eminent entwicklungsgeschichtliche Eigenthümlichkeit der letzteren darin, dass häufig auch die bedeutendsten, weit und breit dominirenden Anhöhen deutliche Spuren eines ursprünglich terrassirten Bodenreliefs verrathen. Es ist dies eine den heutigen Nieder- und Hochterrassen der Thäler gegenüberzustellende Erscheinung, welche sowohl in den Bacau'er, als auch in den Prahova'er Karpathen, selbst noch ganz dicht neben dem Flyschrand, beobachtet wurde²⁾. Es scheint durch diese hie und da

¹⁾ Vergl. meinen Reisebericht, Theil I, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1896, p. 141.

²⁾ Näheres darüber in einem erst zu publicirenden Aufsätze, betreffend die Karpathen des Districtes Prahova.

auf den ansehnlichsten Bodenerhebungen erkennbaren Reste von sonst ganz untergegangenen Terrassen der Zeitpunkt angezeigt zu sein, zu welchem die allerjüngste Phase der Gebirgsfaltung in Rumänien bereits im Grossen und Ganzen vorüber war.

Zwar gehören die an den Faltungen der neogenen Randzone der Bacau'er Karpathen Antheil nehmenden Sedimente, im Bereiche des von mir untersuchten Gebietes, sowohl der miocänen Salzformation als auch der sarmatischen Stufe an. Gefaltet ist aber auch das innerkarpathische, diesem Gebiete zufallende Pliocänbecken von Lapos.

Es wurde namentlich von Cobalcescu¹⁾ darauf hingewiesen, dass die sarmatische Stufe im Bacau'er Districte bei Luncani und Pharaoni, d. h. bereits ganz an der Aussenseite der Salzthonzone gegen die Ebene zu, ihre Westgrenze erreiche. Längs der letzteren steige die sarmatische Stufe noch an die äussere randliche Welle der Salzformation mit einer Neigung 15—35° hinauf, um bereits dicht daneben in der Ebene eine überaus sanfte, à la vue nicht mehr unterscheidbare, südöstliche Schollenneigung anzunehmen.

Nummehr können diese wichtigen Beobachtungen dahin ergänzt werden, dass die sarmatische Stufe gemeinsam mit der liegenden Salzformation bis an den Flyschrand der Bacau'er Karpathen heraufreicht. (Vișoara bei Târgu-Ocna; die Oelgrube von Cașinu bei Onesti.)

Innerhalb der Salzthonzone ist die sarmatische Stufe bald zufolge von Erosion, bald anscheinend zufolge von Ueberschiebung, eine sporadische Erscheinung. Doch genügt ihre Erscheinungsweise auf dem Petroleumfelde von Cașinu, um zu beweisen, dass die sarmatischen Schichten im Bereiche der subkarpathischen Neogenzone an den Faltungen der Salzformation sich betheiligen. In dieser Hinsicht bietet sich uns im Bacau'er District von Neuem ein wichtiger Gegensatz zu den nördlichen Karpathenländern dar und macht sich gleichzeitig ein Umschwung zu jenen Verhältnissen bemerkbar, welche in den walachischen Gebirgstheilen herrschen, wo eine stark gefaltete miopliocäne Randzone den Flyschrand umsäumt.

Noch mag vorausgesendet werden, dass die bei Târgu-Ocna, bei Bratesti und Grozesti an den Flyschrand angrenzende subkarpathische Salzformation der Fossilien gänzlich entbehrt. Dieselbe ist als Miocän nachweisbar, zufolge ihrer stratigraphischen Continuität mit hangenden Nulliporenkalkbänken, welche zahlreiche Fossilien der zweiten Mediterranstufe enthalten, wie auch zufolge des stratigraphischen Zusammenhanges mit der sarmatischen Stufe. Ausserdem ist für die miocäne Salzformation das Vorkommen von Palla bezeichnend²⁾.

¹⁾ Cobalcescu, Verh. der k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 149--150.

²⁾ Die nachfolgende, der Neogenzone geltende Localbeschreibung stellt einen Nachtrag zu meinem Reiseberichte (I. Theil, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 132 ff., dar. Ausserdem ist voranzuschicken, was bereits oben auf pag. 623 f., 636 und 641 f. bemerkt wurde.

Die sarmatischen Vorkommnisse bei Păriul Gălianu und bei Viisoara nächst Târgu-Ocna.

Das Gălianuthal verläuft längs des Flyschrandes. Auf den Westabhang des Gălianuthales entfällt die Grenze zwischen dem Miocän und den am Flyschrand austreichenden palaeogenen Târgu-Ocna'er Schichten. Doch ist diese Grenze zufolge unzureichender Aufschlüsse zumeist nur annähernd feststellbar. Die miocäne Salzformation ist erst an der Ostböschung des besagten, kaum $1\frac{1}{2}$ km breiten Thales sicher nachzuweisen, zumal sie dortselbst von sarmatischen Sedimenten überlagert ist.

Den letzteren gehört die im Osten des Gălianuthales gelegene Anhöhe „La Hânsu“ (484 m) und der Deasaberg (474 m) an. Sowohl auf diesen Hügeln, wie auch im oberen Niveau der östlichen Böschung des Gălianuthales, erscheint ein grobkörniger Sandstein, welcher zahlreiche, haselnussgrosse Rollstücke von karpathischen Oligocängesteinen (z. B. von Hornstein der Menilitgruppe) enthält und mit dunklem Mergelschiefer wechsellagert. — Gewisse Zwischenbänke des Sandsteines stellen ein wahres Conglomerat aus ganz abgerundeten Brocken verschiedener Flyschgesteine dar. Die Quarzkörner des Sandsteines sind ringsherum von einem sehr reichen Kalkcement umhüllt, ähnlich, wie es unter Anderem bei sarmatischen und pseudosarmatischen Sandsteinen der Fall zu sein pflegt.

An Fossilien wurden im Sandstein beobachtet:

Cerithium cf. pictum
Cardium aff. protractum
 „^{sp.}
Ervilia sp.
Pecten sp.

Obzwar durch diese Bestimmungen das sarmatische Alter der Felsart direct nicht nachweisbar erscheint, ist dasselbe durch die gegebene Vergesellschaftung von Formen und die Art ihres geologischen Vorkommens im Hangenden der Salzformation so gut wie sichergestellt.

Noch im Osten des Deasa- und Hânsuberges stehen die genannten Sandstein- und Conglomeratschichten an, wobei dieselben nach N 25—30° E streichen und an nächstbenachbarten Stellen unter 10—35° bald nach Osten, bald nach Westen geneigt sind.

Wahrscheinlich sind es sarmatische Strandgebilde, welche der Salzformation concordant aufrufen.

Weiter im Süden und Osten sind die Hügel Vf. Arcaciu (429 m), Vf. Dogmana (455 m) und La Săratură (405 m¹⁾ bei Viisoara als

¹⁾ Im Gegensatz zu der beachtenswerthen Bezeichnung „La Săratură“ sind an dem betreffenden Berghang nirgends Salzausblühungen vorhanden. Ferner ist zu erwähnen, dass dieser Hügel in meinem Reiseberichte unter dem Namen „Stragela“ angeführt wurde, welcher letztere aber auf der mir später zugekommenen Generalstabkarte nicht zu finden ist. (Verh. der k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 136).

noch im Verbreitungsgebiet der sarmatischen Bildungen gelegen zu betrachten.

Oberhalb der „Säraturä“ konnte die Ausbreitung der sarmatischen Stufe nach dieser Richtung hin von Neuem durch Fossilienfunde erhärtet werden. Dieser und die vorerwähnten Hügel sind insgesamt als die nördliche Hochterrasse des Trotusflusses aufzufassen. Während der nach Süden abdachende Steilrand der letzteren zwischen den Isohypsen von 260 *m* und 400 *m* gelegen ist, finden sich erst oberhalb der Côte von 400 *m* auf der Höhe „La Säraturä“ zahlreiche, lose liegende, scharfkantige Bruchstücke von sarmatischem Sandstein.

In demselben wurden nicht näher bestimmbare Hydrobien, Cardien. (?) Mactren und Ervilien gesammelt. An den mitgebrachten Handstücken konnten nachträglich *Ercilia Podolica Eichw.* und *Cardium obsoletum Eichw.* sicher nachgewiesen werden. Begleitet sind diese Verwitterungsreste von faustgrossen Geröllen verschiedener palaeogener Gesteine des benachbarten Flyschrandes. Das Vorkommen der Gerölle ist, da es mit den scharfkantigen Trümmern des sarmatischen Sandsteines vergesellschaftet erscheint, auf sarmatische Conglomerate nach Analogie jener des Deasa- und Hånsuberges zurückzuführen.¹⁾

Vorkommnisse von Nulliporenkalk. Vf. Clenciului.

Das mit den sarmatischen Verwitterungsresten bestreute Gebiet ist ausserdem durch das Vorkommen lose liegender Blöcke von Nulliporenkalk charakterisirt. Die mediterrane Fauna der letzteren wurde bereits früher von mir besprochen (l. c. 1896, pag. 137). Ich besuchte diesen Fundort von Neuem noch im Jahre 1897 und ist zu der l. c. angegebenen Fossilienliste noch *Arca barbata Linn. var.*²⁾ nachzutragen. Auch muss auf das sehr häufige Vorkommen von Riffkorallen Nachdruck gelegt werden.

Nebenbei ist zu erwähnen, dass durch eingeschlossene Korallen und durch die mitvorkommende *Pectines*-Gruppe (*P. aff. substriatus M. Hoern.*; *nou d'Orb.*) unsere Nulliporenkalk-Vorkommnisse sich von gewissen feinkörnigen Nulliporenschichten unterscheiden, welche in Ostgalizien den faciiellen Uebergang zu Gypsmergeln und dem Salzthon herstellen³⁾. Die genannte *Pectines*-Gruppe ist mit dem Typus von *P. pusio Lin.* identisch, welcher hinsichtlich seiner faciiellen Bedeutung aus heutigen Meeren bekannt ist (J. Walther). Die in obigem Nulliporenkalk nachgewiesene Gattung *Conus* ist mir aus miocänen Nulliporenkalken Podoliens nur von wenigen Ortschaften als eine häufige Erscheinung bekannt, und zwar wo die Nulliporenkalke

¹⁾ In meinem Reiseberichte (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 137) wurden diese Gerölle bereits erwähnt, allein auf Diluvialschotter bezogen. Das in dieser Gegend auftretende sarmatische Conglomerat, wie auch der zugehörige Sandstein waren mir damals noch unbekannt.

²⁾ Abart mit nicht ausgebuchetem Bauchrand.

³⁾ Vergl. meinen „Bericht über geologische Untersuchungen, welche in der Gegend von Rohatyn, Przemyslawy und Bóbrka-Mikołajów im Auftrage des galizischen Landesaussschusses ausgeführt wurden“ (polnisch) in „Sprawozdania Komisji fizyograficznej, Kraków“. Bd. XXXI, pag. 218 ff.; im deutschen Auszug im Anzeiger der Akad. d. Wissensch. Krakau 1896, pag. 417 ff.

durch zahlreiche Korallen, wie auch unter Anderem durch die vorerwähnte *Pectines*-Gruppe gekennzeichnet sind. (*Miodobory*). — Wie bereits in meinem Reiseberichte (l. c. pag. 138) gezeigt, wurde der in Rede stehende Nulliporenkalk auch anstehend in unserer Gegend vorgefunden (Vf. Clenciului 419 m). Sein Erscheinen ist durchaus nicht riffartig. Trotzdem ist aus den oben hervorgehobenen faunistischen Merkmalen auf felsigen Meeresgrund, und was an dieser Stelle wichtig, auf die relativ grosse Nähe des ehemaligen Meeresstrandes zu schliessen.

Obwohl die vorerwähnten Nulliporenkalkblöcke häufig kopfgross sind, zeigen dieselben merkwürdiger Weise im Gegensatz zu den mitvorkommenden Trümmern des sarmatischen Sandsteines stets abgerundete Kanten. Vielleicht sind die ersteren aus sarmatischem Conglomerat ausgewittert, wobei in dem letzteren blos die Rollstücke der Flyschgesteine sich durch vollkommene Abrundung auszeichnen würden.

Stratigraphisch muss unser Nulliporenkalk in das oberste Niveau der Salzformation, dicht im Liegenden der sarmatischen Schichten, eingereiht werden.

Der auf der Höhe von Vf. Clenciului anstehende Nulliporenkalk wechsellagert mit Palla und den übrigen Gesteinsgliedern der Salzformation (vergl. l. c. 1896).

Die Tektonik der Neogenzone bei Târgu-Ocna.

An die Beobachtung, dass die Nulliporenkalkbänke des D. Clenciului, welche einige streng locale Secundärsättel bilden, insgesamt nach NNE bis NE unter 45—65° abdachen, ist die folgende Tatsache anzureihen. Das etwa 1½ Kilometer breite Areal, welches durch die sarmatischen Bildungen gegeben ist, erstreckt sich vom Gălianuthal bis dicht im Westen vom Clenciuberg. Es zeigt sich, dass dasselbe, abgesehen von ganz kleinen Secundärfalten, überall hin von sanft westlich fallenden Schichten beherrscht wird. Dieser Gegensatz der Fallrichtung ist umsomehr nicht ohne Bedeutung, als innerhalb des Areales der westlichen Fallrichtung der Neigungswinkel in der Richtung von Westen nach Osten, d. h. gegen Vf. Clenciului hin, von 10° bis auf 40° sich vergrössert (vergl. umstehend Fig. 25).

Diesbezüglich ist namentlich der Vergleich der folgenden drei Aufschlüsse anzuempfehlen, welche von Osten nach Westen, in Abständen von einigen hundert Metern, am südlichen Steilrand der Hügel Sarătură, Dogmana und Arcăciu aufeinanderfolgen:

1. Die auf der Höhe der Ostböschung des Terrassenvorsprunges La Sarătură bei Viisoara anstehenden, mit einer mächtigen pallaartigen Zwischenlage ausgestatteten mürben Sandsteine, welche stratigraphisch bereits in die Nähe der dortigen sarmatischen Gesteine zu gehören scheinen, fallen unter 40° nach W 30° N ein.

2. In analogen mächtigen, mürben Sandsteinen, welche auf der Ostseite des Dogmanaberges zu Tage treten, wurde eine 28°-Neigung der Schichten nach W 10° N ermittelt.

3. Ganz sanft, d. h. unter 10°, fallen nach Westen auch die Kugelsandsteine des Păriul Văraticeilor ein, welche petrographisch mit den obigen Sandsteinen übereinstimmen.

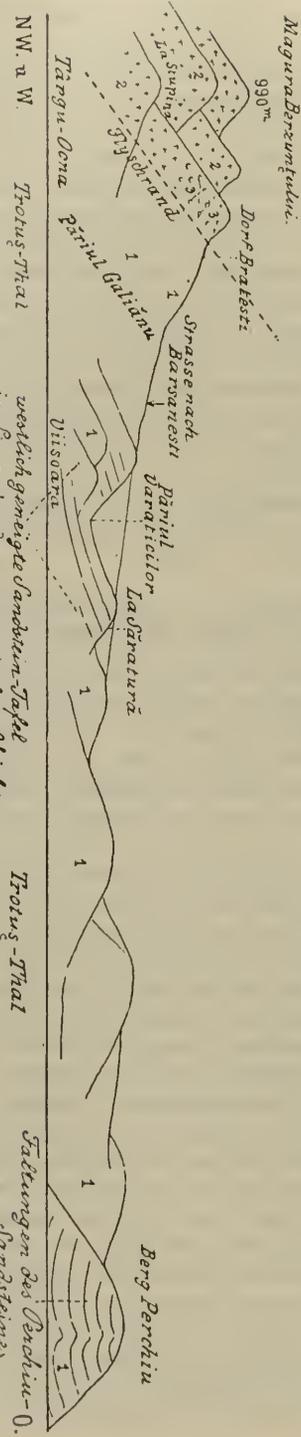


Fig. 25.

Ansicht der nördlichen Umgebung des Trotus-thales.
(Gesehen von Vf. Cosna, zwischen Târgu-Oena und Grozeşti.)

- 1. Miozän.
- 2. Flysch.
- 3. Schipoter Schichten-Wall bei Bratesti.

Die in diesen drei Aufschlüssen entblösten Schichten gehören einer und derselben, vielleicht 50—80 *m* mächtigen Sandsteinserie an, welche die vorgenannten sarmatischen Bildungen unterteuft und zu oberst sichtlich mit denselben zusammengehörig ist. Die Reliefform dieser Sandsteinmassen ist jene von sanft abgerundeten Hügeln. Die letzteren sind merklich steiler an ihrer Ostseite, welche den Schichtenköpfen entspricht, als an ihrer Westseite, welche als Schichtentafel zu denken ist.

An dem Bergsattel, welcher zwischen den Thälern Păriul Gălianu und P. Caraculăului gelegen ist, und über welchen die Strasse von Târgu-Oena nach Barsănești führt, sind grünliche Schieferthone, mit eingeschalteten Gypsbänken, von grobkörnigem, glimmerreichen Sandstein mit ebensolchen Thonschmitzen überlagert. Der Sandstein entspricht petrographisch dem unten zu erwähnenden Sandstein des Perchiuberges bei Onesti. Stratigraphisch gehört aber derselbe der vorbesprochenen, die sarmatischen Bildungen im Westen des Gălianuthales unterteufenden Sandsteintafel, und zwar anscheinend als ihr Liegendtheil, an. Es sind dies Uebergangsschichten zwischen der Salzthonformation und der sarmatischen Stufe. Am genannten Bergsattel zeigen dieselben 20°-Neigung nach Nordosten (NE 5° N). Es scheint dieser Aufschluss dicht im Westen des obigen Gebietes sich zu befinden, innerhalb dessen die besagten Sandsteinmassen sanft westlich fallen.

Alle diese Aufschlüsse des Miocän bei Sarătură, Dogmana, im Păriul Vărațicilor und im Păriul Gălianu, wie auch analoge andere (am Berg Cicerea bei Bahna¹⁾), haben miteinander nicht nur die relativ sanfte Neigung (10—40°) der entblösten Schichten gemein, sondern es fällt auf, dass diese sanft westlich abdachenden, den Flyschrand umsäumenden Schichten innerhalb unserer Salzformation auf deren oberes hypsometrisches Niveau beschränkt sind. Zwar beherrschen diese sanft geneigten Schichten die Böschungen und die Culminationspunkte der Hochterrasse gegen die Côte von 400 *m* und darüber hinaus. Steilere Schichtenneigungen sind auf diesen Höhen eine Ausnahme (Beispiel: D. Clenciului).

In tieferen hypsometrischen Regionen der Salzthonhügel an den heutigen Steilufern des Trotuș- und Oitozflusses und den Steilrändern ihrer niedrigen alten Alluvialterrassen ist, in der Nachbarschaft des Flyschrandes, überall eine steile (50—90°), und zwar hier nicht bloß westliche, sondern abwechselnd auch östliche Schichtenneigung der Salzformation eine Regel ohne Ausnahme. Erst in Entfernung von mehreren Kilometern vom Flyschrande gegen Osten hin sind sanft geneigte Schichten auch an Steilufern des Trotușflusses zu sehen, und zwar zum ersten Male in der Umgebung des Perchiuberges (503 *m*) bei Onesti.

¹⁾ Die auf dem Cicereaberg (436 *m*) anstehenden Mergel wechsellagern mit ganz mürbem Sandstein, welcher wohlerhaltene Pflanzenblätter führt. Auf der Höhe des benachbarten Bateuberges (425 *m*) wird eine Flussschotterbildung aus karpathischen Oligocängesteinen von lössähnlichem Lehm überlagert (Hochterrasse).

Im Ganzen ist ausserdem die Schichtenreihe der Niederterrasse durch etwas bedeutendere Festigkeit der Gesteine ausgezeichnet, als es bei analogen, gewöhnlich ganz mürben Sedimenten der Fall ist, welche auf den Hügeln der Hochterrasse erscheinen. Dieser letztere Unterschied macht sich, ebenfalls wie der vorige, nicht bloß in verticaler Richtung ¹⁾, sondern auch mit zunehmender Entfernung vom Flyschrand bemerkbar ²⁾.

Schlussfolgerungen. Der obige Gegensatz, welcher in der Nachbarschaft des Flyschrandes, bezüglich des Grades der westlichen Schichtenneigung, sich in den höheren hypsometrischen Niveaus des Salzthonhügellandes einerseits und in seinen hypsometrisch tieferen und tiefsten Regionen andererseits geltend macht, ist kaum durch Discordanz von zweierlei verschiedenartigen Schichtengruppen zu deuten. Vielmehr ist es die Annahme von Ueberkippungen und vielleicht auch Ueberschiebungen, mit welcher all die Localdaten gut in Einklang zu bringen sind, und zwar wie folgt:

Die vorbesprochene, westlich sanft geneigte Sandsteintafel, welche durch sarmatische Vorkommnisse am Hânsu- und Deasaberg einerseits und bei „La Sarătură“ andererseits gekrönt ist, entspricht offenbar dem Hangendschenkel einer einige Kilometer breiten (Primär-) Antiklinale. Die Medianzone der letzteren ist durch die weiter im Osten bei Vf. Clenciuhî merklich steiler aufgerichteten und bereits östlich abdachenden Nulliporenkalkbänke bezeichnet.

Dem zugehörigen primären Sattelkerne sind jene zahlreichen, etwa 10—100 m breiten, sehr steilen Secundärfalten der „grauen Schichtenreihe“ ³⁾ zuzuweisen, durch welche die miocänen Ausbisse an hypsometrisch viel tiefer gelegenen Steilufern des benachbarten Trotuşflusses charakterisirt sind.

Ferner ist es zu beachten, dass im Trotuşbette, zwischen Târgu-Oena und Onesti, bloß die genannte, stratigraphisch als Liegendabtheilung des Miocän nachweisbare „graue Schichtenreihe“, und nicht auch die sarmatische Stufe, in gewissen, der primären Faltung entsprechenden Abständen ausstreicht.

Wenigstens habe ich in diesem Abschnitte des Trotuşbettes nirgends die sarmatische Stufe beobachtet, obzwar ich fast alle dortigen Aufschlüsse aufsuchte.

Es ist dies unsomewhat auffällig, als es im Hinblick auf die unten zu besprechenden Vorkommnisse von Caşinu so gut wie nachweislich ist, dass die nächst dem Flyschrande erscheinende sarmatische Stufe an den Faltungen der Salzformation in concordanter Schichtenstellung Antheil nimmt.

Die sarmatische Stufe wäre darnach an den Hangendschenkel der gegebenen primären Antiklinalen gebunden. Der Liegendschenkel

¹⁾ Zum Beispiel beim Vergleich der miocänen Salzformation im Dorf Tiseşti oder im Dorf Trotuş (Niederterrasse) mit jener auf dem Berg Cicerea (Hochterrasse).

²⁾ Beim Vergleich der Salzformation im Trotuş- und Oitozette nächst dem Flyschrand einerseits und im Tazlaubecken im Norden von Onesti bei Bratila, Gura Voi etc. andererseits.

³⁾ Schichten von Onesti in meinem Reiseberichte l. c. 1896, Theil I.

der letzteren wäre in Folge der Ueberschiebung ganz verdrückt, und in den gegebenen Aufschlüssen nicht mehr vorhanden, so dass es erklärlich wäre, warum die sarmatische Stufe im Trotusßbette der Salzformation nicht eingefaltet ist, dort, wo es der Fall sein sollte.

Ich erlaube mir an dieser Stelle kurz zu bemerken, dass ähnliche Verhältnisse von mir auch innerhalb der miocänen Salzformation der Prahova'er Karpathen beobachtet wurden. In Prahova sind als deren Ursache entschieden Ueberschiebungen nachweisbar. Bezüglich der Bacau'er Karpathen ist es eine noch zu lösende Frage, welcher hier blos das vitale Recht gegeben werden sollte.

Berg Perchiu und das Vorkommen von Globigerinenmergel bei Onesti.

Der bereits von Cobalcescu und von mir früher besprochene, dickbankige Gypssandstein des Berges Perchiu bei Onesti zeigt, abgesehen von einigen minderwerthigen Secundärfalten, sanftes (15—30°) Westfallen¹⁾. Der Berg selbst gehört der nördlichen Hochterrasse des Trotusßflusses an. Dicht daneben sind am Steilufer des Trotusßbettes jene anderen schieferigen, grauen, mergelig-sandigen Gesteine entblösst, welche die Salzformation des Flussbettes zwischen Onesti und Târgu-Oena ausmachen („Schichten von Onesti“). Ich suchte das Steilufer gerade dort auf, wo dasselbe ganz nahe an den Perchiu herantritt. Es liegt diese Stelle südlich vom Berg. Es ergab sich, dass dortselbst die graue Onesti'er Schichtenreihe kaum unter 8—30° westlich abdacht. Somit wird durch dieselbe der Sandstein des Berges Perchiu concordant unterlagert.

Es ist dies umso wichtiger, als der Gypssandstein des Perchiu mit den vorherbesprochenen Sandsteinmassen, welche die sarmatische Stufe bei Vişoara unterteufen, das stratigraphische Niveau im Hangenden der grauen Schichtenreihe gemeinsam hat und zweifellos mit denselben zusammengehörig ist. In diesem Sinne wurden die beiden Felsarten auch von Cobalcescu aufgefasst²⁾, welcher Autor aber mit den letzteren ausserdem gewisse Bildungen auf dem Berg „Dealulul-Sarci“ bei der Oena'er Saline (= Fetele-Târgului oder der Stupinaberg?) identificirt (Flyschbildungen).

Es scheint, dass die besagten, sanft westlich fallenden Sandsteinmassen am Perchiuberge bei Onesti sammt ihren liegenden, gleichfalls sanft westlich geneigten, grauen Mergelschiefern den westlichen Hangendschenkel einer sehr breiten Primärantiklinale repräsentiren.

Der überkippte Ostschenkel der letzteren wäre durch die merklich steiler (50°) westlich abdachenden, grauen Schichten repräsentirt, welche bei „Caraboiu“ im Osten des Perchiuberges das Trotusßbett verqueren³⁾.

¹⁾ Erst gegen den Westhang des Berges zu stellt sich sanfte östliche Neigung der Schichten ein (flache Synklinale). Vergl. Fig. 25 auf pag. 670.

²⁾ Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 153—154, und vor Allem Memoriile geolog. ale Scolei Militare din Jasi 1883, pag. 58.

³⁾ Als „Caraboiu“ wurde mir die Gegend am Eingang in's Tazlauthal nördlich von Onesti bezeichnet. Eine Ortschaft „Caraboiu“ ist aber auf der Karte (1:50.000) nicht verzeichnet. Die in Rede stehenden Aufschlüsse von Caraboiu

Dortselbst sieht man zwei verschiedene, ziemlich mächtige (20 m) Lagen von weisser Palla. Die letztere ist an ihrer Grenze gegen den dazwischen eingeschalteten Sandstein (20 m) stellenweise geschichtet. In den die Palla unterteufenden grauen Mergeln wimmelt es von Orbulinen. Eingelagert sind den Mergeln bloß 1—2 m dicke Schichten von dem gewöhnlichen Sandstein und Sandsteinschiefer der Salzformation (Streichen NS. Fallen westlich unter 50°)¹⁾.

Ob in dem vermeintlichen Hangenden dieser Schichten, d. h. längs des Trotzbettes weiter ostwärts, sich der Gypssandstein von Perchiu noch einmal von Neuem einstellt, wäre noch zu entscheiden.

Die Gegend von Caşinu.

Diese durch ihr Petroleumfeld bekannte Ortschaft ist kaum einige Kilometer vom Fylschrand entfernt, mitten in Gebiete der subkarpathischen Salzformation gelegen. Das Petroleumfeld, welches gemeinschaftlich mit dem Herrn C. Alimăneştianu und Herrn E. Baum besucht wurde, ist durch wenige, zumeist verlassene Oelbrunnen im Păriul Păcura angedeutet. Die letzteren sollen 80—160 m tief sein. Die Production soll jetzt aus dem ganzen Petroleumfelde monatlich kaum 10.000 kg Rohöl betragen, d. i. angeblich die Hälfte der ursprünglichen Ergiebigkeit. Auf den Halden der Oel-schächte sind Mergel und Sande, sowie Sandsteine der Salzformation zu sehen, ausserdem aber sarmatische Versteinerungen zu sammeln, von welchen folgende bestimmt werden konnten:

Cerithium rubiginosum Eichw.

„ *pictum* Bast.

„ *disjunctum* Sow.

Cardium obsoletum Eichw. (Bruchstücke).

Tapes gregaria Patsch. (An der Hand von Vergleichsmateriale bestimmbare Bruchstücke).

Das mit Caşinu nahe benachbarte Vorkommen von anscheinend gleichfalls sarmatischen Cerithien wurde seinerzeit von Tietze im Süden von Caşinu, in der Gegend von Cajutz, constatirt²⁾. Die Salzformation ist in Caşinu in zahlreiche Secundärfalten gelegt. Ihre Schichten sind in der Umgebung des Oelfeldes bald nach Osten (z. B.

liegen nördlich vom Bahnhof Onesti, und zwar dort, wo sich von der Chaussée Onesti-Bratila der Seitenweg nach Slobozia Mielului abzweigt.

¹⁾ Der Globigerinen-Mergel von Caraboiu bei Onesti enthält der Hauptsache nach Orbulinen (*O. universa* d'Orb.). Doch dürften auch Polymorphinen, Rotalinen und Globigerinen vereinzelt darunter sich vorfinden. Vergleichbar ist vor Allem das Globigerinenschlamm-Vorkommen, welches nenlich von J. Böckh aus Dragomérfalva beschrieben wurde, wo stellenweise gleichfalls Orbulinen (*O. universa* d'Orb.) vorherrschen. (Geol. Verh. des Izathales von J. Böckh, Mittheil. aus dem Jahrb. k. ungar. geol. Anst., Bd. XI, Heft I, 1897.) Vergl. auch: Th. Fuchs: Geol. Stud. in d. jüngeren Tertiärbild. Rumäniens. Neues Jahrb. für Mineral., Geol. und Palaeont., Jahrg. 1894, Bd. I, pag. 114—115 (Globigerinen-Mergel von Bresnizta bei Turn-Severin).

²⁾ Tietze, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1884, pag. 286.

unter 70° nach E 10° N), bald aber nach Westen (z. B. 85° nach W 15° S) geneigt.

Die grauen Salzthonmergel wechsellagern in der Gegend von Caşinu vielfach mit fast violett-rothen Schiefen. — Auch wurden in dieser Gegend Spuren von Palla beobachtet.

Nördliche Umgebung von Onesti.

„Bursucarie“-Hügel¹⁾. Dieser spitz-kegelförmige Hügel ragt im Nord-Nordwesten des Perhiuberges bei Onesti auf und ist von demselben etwa 2 km entfernt. Ringsherum weisen die Salzthonhügel stets rundkuppige Gestalt auf. Bursucarie ist nur aus Gyps aufgebaut.

Brătıla am Tazlau Mare. Im Tazlaubette streichen westlich geneigte, grau-schwarze Mergelthonschiefer und damit alternierende Mergelsandsteine mit Hieroglyphen aus. Diese Ausbisse sind von zahlreichen, lose liegenden Rollstücken von grünem karpathischen Schiefergestein begleitet.

Es mögen die letzteren wohl nur aus der gegebenen Salzformation stammen. Die Mergel der Salzformation sind hier nicht so deutlich geschiefert, ihre Sandsteine aber weniger hart und mehr mürbe, als dies bei der Salzformation am Flyschrande der Fall ist.

V. Die Flyschgegend am Trotuşflusse zwischen Târgu-Ocna und Dofteana.

Allgemeines über die Gegend zwischen Văleni und Mosoare am Trotuşflusse.

Es wurde bereits oben gezeigt, dass der Trotuşfluss nächst der Mündung des Vălcica- und Slanicbaches von Hieroglyphen-Sandsteinen verquert wird, an welche ostwärts Schipoter Schichten angelagert sind. Die letzteren erwiesen sich ihrerseits als Grenzzug der grossen, weiter im Osten im Weichbilde der Stadt Ocna das Flussbett übersetzenden, synklinalen Menilitschieferzone (pag. 627).

Nun ist das Flussbett nicht nur im Osten, sondern auch im Westen des genannten Hieroglyphen-Sandsteinzuges von Schipoter Schichten begleitet. Oberhalb von Târgu-Ocna streichen dieselben an den beiderseitigen, je 10—15 m hohen Steilrändern der Niederterrasse des Trotuş aus, und zwar:

1. Längs des nördlichen Flusssteilrandes von dem Strafhouse in Văleni bis zu Podul Lăstunilor;

¹⁾ Es ist dies ein von Passanten so benannter Hügel, welcher mit „D. Baba Ghicea“ (370 m) oder mit „D. Dobrei“ (361 m) der Generalstabkarte identisch ist.

2. an der gegenüberliegenden südlichen Thalseite, bei der am Fusse des Maguraberges gelegenen Kirche, d. h. zwischen Baile Anastasache und Podul Lăstunilor;

3. an der nördlichen Thalseite unterhalb von Vf. Muncelu (476 *m*), und

4. gegenüber dieser letzteren Stelle an der südlichen Thalseite, d. h. im Westen der Mündung des vom Maguraberg herablaufenden Bacheinrisses P. Adănc, und gleichzeitig am Ostende des Dorfes Mosoare.

All' die vier den Trotus begleitenden Schipoter Felsenreihen gehören, wie aus ihrer Orientirung auf der Karte ersichtlich, dem breiten Menilitschieferzuge von Magura-Leșuntu an. Indem der Trotusfluss diesen Oligocänzug bis an die Schipoter Schichten durchschneidet, zeigt es sich, dass der letztere nicht eine einheitliche, breite und flache Synklinale darstellt, wie es bezüglich seiner südlichen Fortsetzung am Slanicbache constatirt wurde (vergl. pag. 588). Vielmehr entsprechen dem Oligocänzug von Magura-Leșuntu im Norden des Trotusflusses zwei verschiedene Menilitschieferschollen, jene des D. Cărbunaruului (441 *m*) und jene von Vf. Muncelu (476 *m*), welche durch einen Sattelaufbruch gesondert sind. Der letztere besteht aus palaeogenem Salzthon und streicht über Balta Harapului, sowie über Val. Cărbunaruului hindurch.

Von den im eigentlichen Trotusbette auf der Strecke zwischen Târgu-Ocna und Mosoare austreichenden Gesteinszügen sind danach erstens die Hieroglyphen-Sandsteine, welche bei der Mündung des Slanic- und Vălcicabaches den Fluss verqueren, als Fortsetzung jener Antiklinale aufzufassen, welche von Grozesti, neben Vf. Coșna vorüber, bis nach Gura Slanic zu verfolgen ist. Die Hieroglyphen-Sandsteine im Trotusbette an der Mündung des Vălcicabaches sind gleichzeitig ein Beweis, dass sich der genannte Sattel nordwärts in jene Antiklinale fortsetzt, welcher die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna angehört. Es ist dieselbe „Eocän“-Antiklinale, welche einerseits in Grozesti, andererseits aber bei Târgu-Ocna Steinsalzmassen beherbergt.

Zweitens gehören die Schipoter Felsen, welche zwischen der Mündung des Vălcicabaches und der Brücke „Podul Lăstunilor“ beiderseitig am Flussbette aufragen, der Synklinale des D. Cărbunaruului an.

Drittens sind die Schipoter Felsen, welche am Flussbette oberhalb der genannten Brücke bis nach Mosoare fortlaufen, zu der Synklinale von Vf. Muncelu in Bezug zu bringen.

Ich übergehe nummehr zur näheren Schilderung der beiden zuletzt erwähnten Synklinalen sammt ihrer Umgebung.

Die Menilitschieferinsel des Cărbonareberges.

Diese ringsherum von Târgu-Ocna'er Schichten und der palaeogenen Salzformation umgebene Menilitschieferscholle beherrscht den westlichen Abhang des Vălcicathales längs seines Unterlaufes, gerade

gegenüber der vorbesprochenen Salzlagerstätte von Târgu-Oena, welche sich auf der östlichen Böschung dieses Thales befindet.

Auch diese Menilitschieferscholle bildet eine Synklinale. Der nördliche Theil der letzteren, sammt der Bergspitze (441 *m*), (D. Cărbunarului), weist aber andere tektonische Verhältnisse auf (Profil Fig. 3, Taf. XVII) als ihr südlicher Abschnitt (Profil Fig. 2, Taf. XVII), welcher dicht im Osten der Bergspitze (416 *m*) südwärts bis zur Strafanstalt in Văleni fortläuft und dortselbst mit einer steilen Felswand („La zidu Inginerului“) an die Niederterrasse des Trotzflusses herantritt.

An der Bergspitze (441 *m*) stehen Menilitschiefer mit beinahe glasigen Sandsteinplatten an. Es fallen diese Gesteine unter 45° direct nach Osten ein. Unterhalb der Bergspitze verläuft, längs ihrer Westseite, eine mehrere Meter hohe, sehr steile Böschung, an welcher die Schichtenköpfe von östlich einfallenden, alternirenden Lagen des dünnplattigen Tiseștiandsteines mit gelben Beschlägen und des bräunlichen Fischeiefers ausstreichen. Weiter bergabwärts folgen zwei mächtige Schipoter Horizonte, welche durch eine dicke Tisești-Sandsteinbank getrennt sind. Erst dort, wo die Steilheit des besagten westlichen Berghanges plötzlich nachlässt, wird die obige Schichtenreihe durch jene Salzformation abgelöst, welche sich in nördlicher Richtung halbkreisförmig zu beiden Seiten des Berges (441 *m*) über das ganze Vălcicathal ausbreitet, und welche wir bereits dicht im Osten dieses Berges, in der Umgebung der Oena'er Salzlagerstätte, als palaeogen kennen lernten.

Die Grenze zwischen der Salzformation und der Menilitstufe ist am Westfusse des Berges (441 *m*) nicht deutlich entblösst, doch ist dieselbe durch eine dicht unterhalb der Schipoter Schichten verlaufende Gypsbank markirt. Die Gypsbank fällt nach Osten unter die Menilitstufe ein und weist dabei genau dasselbe nord-südliche Streichen auf, wie die letztere.

Steigt man längs der Salzthongrenze bis zu dem den Nordfuss des Berges (441 *m*) umspülenden Vălcicabach hinunter, kann man dicht über dem letzteren den Contact der Salzformation mit den Schipoter Schichten direct beobachten. Die erstere wird im Bereiche dieses Aufschlusses durch die letzteren durchaus nicht überlagert. Vielmehr brechen die sanft ostwärts abdachenden Schipoter Schichten plötzlich an einer Dislocationsspalte ab, an welcher von Westen her der Salzthon anhebt, und welche in dem gegebenen Aufschlusse ganz steil nach Osten geneigt ist¹⁾.

Nebenbei mag bemerkt werden, dass in der westlichen Umgebung des Berges (441 *m*), d. h. im Salzthongebiet von Val. Cărbunarului, die östliche Schichtenneigung, welche noch an der vorerwähnten Gypsbank ersichtlich ist, alsbald in eine westliche übergeht (vergl. Profil Fig. 3, Taf. XVII). Im Bachbette von Val. Cărbunarului sieht man den Salzthon westwärts unter eine mächtige Sandsteindecke einschießen, welche den

¹⁾ Dieser Punkt liegt am äussersten Nordende der besagten Menilitschieferinsel, unmittelbar am Vălcicabach.

ganzen Berg „P. Partei“ (503 *m*) beherrscht. Es ist dies ein feinkörniger, gelblicher, an analoge Gesteine der Salzthonfacies überhaupt gemahnender Sandstein. Derselbe steht an einigen Stellen nächst dem Bachbette senkrecht, doch ist bei den Sandsteinmassen am ganzen Nordhang von P. Partei die westliche Neigung eine Regel, wobei das Streichen beispielsweise in N 40° W (21^b 5^o) gerichtet ist.

Der synklinale Bau der Menilitschieferserie des Berges (441 *m*) ist deutlich zu beobachten, wenn man von der Bergspitze in östlicher Richtung zum Vălcicabach sich begibt. In der halben Höhe des östlichen Bergabhanges wurde 30°-Fallen direct nach Westen ermittelt. Die Menilitgruppe dauert bis hinunter zum Bachbette an und erweist sich erst an einigen Stellen des letzteren als von Salzthon unterlagert. Ueber dem Salzthon folgt nach oben auch hier unmittelbar die Schipoter Facies mit Bänken von dünnplattigem Hornstein.

Dort, wo der Bach thalaufwärts in das Dorf Văcele hereintritt, biegt derselbe ein wenig nach Westen ab, wobei hier, d. h. am Nordostfusse des Berges (441 *m*), die Schipoter Schichten nach SSE (S 25° E) bis EES (E 20° S) sanft (20°) abdachen (Synklinalmittte).

Zwischen den beiden Triangulationspunkten 441 *m* und 416 *m* liegt auf der Höhe des Carbonareberges, und zwar ganz am Westrande der gleichnamigen Menilitschieferinsel, der höchste Punkt dieser Menilitschieferscholle. Derselbe ist auf der Karte nicht näher bezeichnet. Er entfällt unmittelbar auf die östliche Umgebung von „Balta Harapului“ und ist durch lose liegende Trümmer von Tisesti-Sardstein bemerkenswerth.

Der letztere ist auf eine mächtige Einschaltung innerhalb der unteren Menilitgruppe zurückzuführen, zumal die Synklinale des Carbonareberges der oberen Menilitstufe entbehrt.

Ich komme nunmehr auf den südlichen Abschnitt dieser Synklinale zu sprechen. Derselbe ist dicht im Osten der kleineren Bergspitze (416 *m*) gelegen und tritt bei der Strafanstalt in Văleni mittelst einer steilen Felswand „La zidu Ingenerului“ an die Niederterrasse des Trotuşflusses heran. Nebenbei gesagt, repräsentirt die Felswand „La zidu Ingenerului“ gleichzeitig den dem Trotuşfluss zugewendeten Steilabsturz einer höheren, terrassenartigen Terrainabstufung, welche mitten im Gebiete unserer Menilitschieferinsel am Abhang des Berges (416 *m*) sich ausbreitet.

Die Flussschotterbildung der höheren Terrasse befindet sich durchschnittlich etwa 100 *m* über dem Niveau des Trotuşflusses, während der Steilabsturz „La zidu Ingenerului“ zwischen den Cöten 290—350 *m* gelegen ist. Es entspricht dies der oben beschriebenen südlichen Hochterrasse des Trotuşflusses. Bloss im Bereiche der eigentlichen Stadt Ocna ist eine nördliche Hochterrasse nicht deutlich ausgeprägt.

Mehrere Meter hoch an der Felswand „La zidu Ingenerului“ befindet sich eine vielleicht 10 *m* dicke Bank von typischem massigen

Tisesti-Sandstein. Dieselbe ist von der Strafanstalt in nordöstlicher Richtung zu verfolgen und fällt unter 20° nach NW ein. Ueberlagert ist die Sandsteinbank durch Schipoter Schichten mit Lagen von dünnplattigem Hornstein. Die ersteren sind zumeist als dünnplattiger (1.5 cm), chocoladefarbiger Kieselkalk, mit dünnen Sandsteinlinsen innerhalb einzelner Platten, entwickelt. Da über diese Bildungen die Targu-Ocna'er Schichten des westlich benachbarten Berges (416 m) hinübergreifen, ist diese ganze Schichtenreihe als überkippt aufzufassen. In ihrer Gesamtheit entspricht aber dieselbe dem Westschenkel der Synklinale des D. Cărbunarului.

Wenn man in der Richtung gegen Nordosten längs des Steilrandes „La zidu Ingenerului“ fortschreitet, fällt es auf, dass die ursprüngliche nordwestliche Fallrichtung der „Menilit“-Schichten langsam nach Norden abschwengt. (I. Fallen 25° nach N 20° W, II. Fallen 20° nach N 10° E.) (Uebergang von dem überkippten Westschenkel der Synklinale zu ihrem Ostschenkel?)

Zuletzt gelangt man zu einem Wassereintriss, welcher gegenüber den beiden am Fusse des Steilrandes gelegenen Kirchen von Văleni vom Steilrand herunterläuft. Im oberen Theil des Wassereintrisses, vielleicht 80 m hoch am Steilrand, fallen nordsüdlich streichende Menilitschiefer und dünnschichtige Sandsteine senkrecht ein. Dagegen sind diese Schichten im unteren Theil des Wassereinschnittes unter $30\text{--}45^{\circ}$ nach Westen geneigt und entsprechen bereits dem Ostschenkel unserer Synklinale. Der letztere dacht steiler nach Westen ab, als der Westschenkel.

Man könnte das Gesagte reasumiren, wie folgt. Die nach dem D. Cărbunarului benannte Menilitschieferscholle stellt in ihrem nördlichen Theile (D. Cărbunarului \odot 441 m) eine regelmässige, hingegen in ihrem südlichen Abschnitt (La zidu Ingenerului) eine überkippte Synklinale dar. Dieser Unterschied scheint durch locale Störungen der Lagerungsverhältnisse ausgeglichen zu werden (auf den Kopf gestellte Schichten). Bei dem Nordtheil unserer Synklinale wird der Anschluss der Salzformation an den östlich geneigten Westschenkel derselben durch Dislocation vermittelt.

Balta Harapului ¹⁾.

Es ist dies ein natürlicher Teich in einem trichterförmigen Bodeneinsturz. Gelegen ist derselbe auf der Höhe des Bergsattels, zwischen den Thälern V. Cărbunarului im Norden und La Fundătură im Süden. Der Bergsattel verbindet ostwestlich den Cărbonareberg mit Vf. Muncelu. Während die höchsten Punkte dieser beiden Berge dem Tisesti-Sandstein zufallen, ist Balta Harapului in ihrem näheren Umkreise von Ausbissen der palaeogenen Salzformation umgeben. Dazwischen breitet sich eine mächtige Berglehmedecke aus.

Wahrscheinlich ist der besagte Karstrichter auf Gyps zurückzuführen. Zahlreiche Gypsbänke erscheinen in der bereits oben er-

¹⁾ Hiezu die Profile Fig. 2 und 3, Taf. XVII.

wählten Sandsteinserie, welche im Norden von Balta Harapului, in Val. Cărbunarului und im Păriul Vălcica, den palaeogenen Salzthon vertritt.

Auf der gegenüberliegenden südlichen Seite von Balta Harapului sind die tiefsten Schichten der Salzthongruppe in dem von der Berglehne La Fundătură nach Văleni südwärts herunterlaufenden Bacheinriss entblösst. In seinem oberen Laufe oberhalb der Weingärten schneidet der Bacheinriss in eine mächtige graue, mergelig- und sandigthonige Schichtenreihe ein, welche Gypsbänke führt und reichliche Salzausblühungen aufweist. Auch sind diesen Bildungen Lagen von grünlichem Schieferthon eingeschaltet. An einer Stelle wurde bei derselben sanfte (35°) Neigung nach Norden beobachtet. Am unteren Lauf des Bacheinrisses, inmitten der Weingärten, gesellen sich zu den grünen auch rothe Thone und erscheinen gleichzeitig Zwischenbänke von festem, grünlich-weisslichen Sandstein, wodurch die Schichtenreihe fast den Habitus des Tărgu-Ocna'er Systems annimmt. Uebrigens sind die Ausbisse von Verwitterungsresten des für das letztere bezeichnenden grünen Breccienconglomerates begleitet.

Abgesehen von zahlreichen Secundärfalten dachen die Schichten am unteren Lauf des Bacheinrisses unter $50-55^{\circ}$ nach Nordwesten ab.

Während dieser Bacheinriss auf die Mitte des besagten „Eocänzuges“ von Balta Harapului entfällt, nimmt innerhalb des letzteren die Bergspitze (416 m) eine randlich-östliche Lage ein.

Sowohl auf der Bergspitze, wie auch an ihren Abhängen ist längs der Ostgrenze des „Eocänzuges“ von Balta Harapului von Neuem die Schichtenfolge der grünen und rothen Thone zu beobachten. Eingefügt sind ihr aber Platten von festem grauen Sandsteinkalk und von einem eigenthümlichen, sehr harten, kalkigen Sandstein, welcher reihenweise parallel den Schichtflächen angeordnete winzige Körner eines schwarz-grünen Minerals enthält und im Ocna'er System überhaupt häufig ist. Ausserdem erscheinen auf der Bergspitze Lagen von grünem Breccienconglomerat mit zahlreichen Nulliporenkörnern und kleinwüchsigen Nummuliten.

An der Westgrenze des „Eocänzuges“ von Balta Harapului wurde in einem seichten Wassereinrisse bei „La Fundătură“, und zwar etwa an der Côte 400 m, ein sehr mächtiger grauer, muscheligi brechender, ziemlich fester Gypsmergel beobachtet. Derselbe schliesst sich als Hangendes an die vorerwähnte, im Bacheinrisse oberhalb der Weingärten entblösste, graue Salzthonserie an und wird seinerseits durch eine 5 m dicke Bank von mürbem, grobkörnigen Sandstein und Sand überlagert. In dem Sandstein sind Quarz- und Kalkkörner bis 1.5 mm gross. Die Grundmasse ist kalkig. Höher hinauf folgt eine alternirende Reihe von petrographisch identischem Sand, von grünlichem Schieferthon und von dünnen Lagen eines dem vorigen ähnlichen, jedoch feinkörnigen Sandsteins. Im Ganzen ist es die nämliche Sandsteinserie, welche längs des Westabhanges des Păriul Vălcica im Salzthon vorherrscht und namentlich vom P. Partei bei Val. Cărbunarului (pag. 677—678), ferner von Vf. Vişani, sowie Vf. Nistoroc (pag. 659) oben erwähnt ist.

Bei „La Fundătură“ ist deutlich zu beobachten, dass diese Sandsteinserie dem Târgu-Ocna'er System angehört, was wichtig ist, zumal dieselbe durchaus nicht an Flyschgesteine, sondern vielmehr in auffälliger Weise an die miocäne Salzformation erinnert. Unter den Flyschgesteinen ist mit unseren Sandsteinen bloß der Moinesti'er Nummulitensandstein vergleichbar, insoferne derselbe grobkörnig ist und mit mürben, sandartigen Lagen alternirt.

Ferner ist zu constatiren, dass die genannte Sandsteinserie bei „La Fundătură“ unter 30° nach NW einfällt. Kaum 100 Meter westlich von dem besagten Sandsteinaufschluss gelangt man aber, in der nämlichen Höhe des Berghanges, zur Ostgrenze des synklinalen Menilitschieferzuges von Vf. Muncelu. Die letztere ist hier durch Bänke von Tiseşti-Sandstein markirt, welche ihrerseits auch sanft nach Nordwesten abdachen und folglich concordant dem Sandstein des Salzthones aufruhren, d. h. übereinstimmend mit der Annahme des palaeogenen Alters des Salzthones. Offenbar können sowohl Sandsteinmassen von miocänem Habitus, als auch Salzthon und Gypsmergel, sporadisch innerhalb des Târgu-Ocna'er Systems überhandnehmen und dabei auch ihren Hangendtheil vertreten. Dass dieser Fall, wie gesagt, in viel grösserem Masse als bei „La Fundătură“ am Westhang des Vălcicathales zutrifft, ist darum wichtig, weil das letztere im nördlichen Fortstreichen der Schichten von „La Fundătură“ gelegen ist.

Die Niederterrasse des Trotuşflusses bei Văleni, sowie bei Baile Anastasache unterhalb des Maguraberges.

Auf der Südseite des Flusses zeigen die den Steilrand der Terrasse aufbauenden Schipoter Schichten sanfte (30°) Neigung nach NW (NW 5° N), und zwar nächst der Brücke „Podul Lăstunilor“. Hingegen streichen dieselben weiter im Osten, gegen Baile Anastasache zu, ostwestlich fort und fallen dabei unter 30° nach Norden ein. Es sind dies die nämlichen Schwankungen der Fallrichtung, welche nach Obigem auch an der nördlichen Thalseite, bei der Steilwand „La zidu Ingenerului“, als bezeichnend für die Cărbonare-Synklinale zu beobachten sind. Die Steilwand befindet sich thatsächlich im Fortstreichen der in Rede stehenden, am Flussbett entblösten Schipoter Felsen.

An Gesteinselementen der letzteren treten nächst Podul Lăstunilor vor Allem dünnplattige Hornsteine mit ebenso dünnen Zwischenlagen von dunklem Thonschiefer auf. Derselbe führt Linsen von weissem Sandstein.

Bei der Kirche, welche unterhalb des Maguraberges, auf der Niederterrasse des Trotuş sich befindet, nehmen die Schipoter Schichten das Gepräge von matten bräunlichen, weisslich anlaufenden, thonig-kieseligen Massen an, welche dünnplattig und überaus fest sind. Die durch Thonschieferschmitzen gesonderten Platten enthalten schwarze, linsenförmige Hornsteinausscheidungen. Auf der Höhe der Niederterrasse herrscht Flussschotter.

Ueberall längs des Flusssteilrandes ist das dünnplattige Gestein stark geknickt und gefältelt.

Letzteres ist in noch erhöhtem Masse der Fall auf der Nordseite des Flusses längs der Schipoter Felsen, welche die diesseitige Niederterrasse, vom Podul Lăstunilor thalabwärts bis in die Gegend des Strafhauses von Văleni, umsäumen. Hier ist es in Folge der mannigfaltig ineinandergewundenen Secundärfalten zumeist unmöglich, das Generalfallen der Schipoter Schichten zu ermitteln.

Unterhalb des Strafhauses sind den Schipoter Schichten dünn-schichtige Sandsteine (? Tisești-Sandstein) mit dunklen, thonigen Schmitzen als Hangendes angelagert. Das Fallen ist hier sehr steil westlich (Streichen N 10° W).

Etwas 200 m' weiter im Westen wurden an dem die Chaussée begleitenden Steilrand Schipoter Schichten mit 45° -Neigung nach N 30° W (22^{h}) beobachtet.

Oberhalb von Podul Lăstunilor beschreibt der Trotuş und der besagte, längs seines Nordufers fortlaufende Schipoter Felsenzug eine scharfe Biegung nach Norden. An dieser Stelle, und zwar noch bevor das Flussbett die ostwestliche Richtung annimmt, nach welcher der Trotuş mehr thalaufwärts unterhalb von Vf. Muncelu orientirt ist, erreicht man das Westende des besagten Felsenzuges, worauf eine kurze Strecke des nördlichen Flussufers durch Salzthonfacies beherrscht ist, wie das auf der über diese Gegend ausgefertigten geologischen Karte veranschaulicht wurde.

Die Grenze zwischen der Salzthonfacies und den Schipoter Schichten entfällt noch auf den vorgenannten, nordöstlich verlaufenden Abschnitt des Flussufers.

Dicht im Norden der Schipoter Schichten schneidet in den nordsüdlichen Flusstheilrand ein kleiner Bacheinriss ein, welcher von einer Seitengasse der Oca'er Vorstadt Văleni ostwestlich herunterläuft. In demselben tritt die Salzthonfacies zu Tage und weist eine sehr steile Neigung der Schichten nach N 30° W (21^{h}) auf. Um Missverständnissen vorzubeugen, mag erwähnt werden, dass es an dieser Stelle dunkelgrünliche Schieferthone sind, und zwar mit gleichsam pelitischem Glimmer und mit eingelagerten dünnen (1 *dm*) Platten von sehr hartem, weisslich-grünlichen, ganz feinkörnigen Glaukonit-Sandstein, welcher im Bindemittel kalkhältig ist. Petrographisch gemahnen diese Bildungen an Gesteine, welche beispielsweise bei Gura Slanic den Uebergang zwischen der dortigen paläogenen Salzthongruppe und dem Târgu-Oca'er System vermitteln. Doch mag in dem gegebenen Falle die Salzthonfacies nicht leicht als stratigraphischer Vertreter des Târgu-Oca'er Systems, sondern viel eher als Einschaltung innerhalb der untersten Schichten der Menilitgruppe aufgefasst werden, worüber, ausser anderen weiter unten anzuführenden Daten, die folgenden Angaben zu machen sind.

Vor Allem ist der besagte, kaum in einer Breite von mehreren Metern längs des Trotuşufers ausstreichende Salzthonzug nicht nur von Süden, sondern auch von Norden her, durch anstehende Gesteine der unteren Menilitgruppe eingefasst. Um sich davon zu überzeugen, begeben man sich, von dem vorbesprochenen Aufschlusse ausgehend, direct nordwärts, längs der Westgrenze der Weingärten von

Văleni, auf den südöstlichen Bergabhang von Vf. Muncelu, und zwar in der Richtung nach Balta Harapului hin.

Man durchkreuzt auf diesem pfadlosen Wege die Grenze zwischen der Menilitschieferscholle von Vf. Muncelu und dem „Eocänzug“ von Balta Harapului. Es zeigt sich, dass der obige Salzthonzug gegen Nordwesten nicht unter Târgu-Ocna'er Schichten, wie von vorne herein anzunehmen wäre, sondern unter Menilitschiefer mit dünnen Hornstein- und Tisești-Sandsteinlagen einschiesst. Die letzteren Bildungen verrathen ganz unten am Südostfuss des Munceluberges auf Schritt und Tritt eine andere Fallrichtung, und zwar nach NW, NE und S.

Zu unterst scheinen diese Bildungen sogar mit Salzthonschichten zu wechsellagern, worauf auch die hie und da auf Menilitschiefergesteinen erscheinenden Salzausblühungen hinweisen. Es entsprechen aber die besagten Menilitschiefer jenem localen Horizonte der letzteren, welcher am Südfusse von Vf. Muncelu, wie noch zu besprechen, die unterste von den an diesem Berghang entblösten drei mächtigen Bänken, respective Complexen des massigen Tisești-Sandsteines unterlagert.

Der östlichen Fortsetzung der untersten von diesen drei Sandsteinbänken gehört sodann eine terrassenartige Terrainabstufung an, welche in etwas höherem hypsometrischen Niveau auf unserem vorgenannten Wege zu passiren ist. Höher hinauf am Südosthang von Vf. Muncelu folgen von Neuem Schipoter Schichten mit Hornstein- und Fischschieferbänken, welche nach Nordwesten unter kaum 5—10° abdachen (vergl. Fig. 26 auf pag. 684).

Soviel über die nördliche Umgebung des Salzthonzuges am Südfusse von Vf. Muncelu.

Was nunmehr seinen Anschluss an die südwärts an denselben bei der Niederterrasse des Troțușflusses angelagerten Schipoter Schichten anbelangt, scheint dieser Anschluss, trotz der im Allgemeinen übereinstimmenden Fallrichtung, einer seichten Verwerfung gleichzukommen. Die letztere wäre jener streng localen Dislocationsspalte analog, welche zwischen die Schipoter Schichten und die Salzthongruppe am Nordfuss des Cărbunarului eingreift.

Ferner resultirt aus dem Obigen, dass die Antiklinale von Balta Harapului, wie auf der angefertigten geologischen Karte veranschaulicht, bereits am Südostfusse von Vf. Muncelu, d. h. oberhalb von Podul Lăstunilor, unter eine Decke von Menilitschiefergesteinen untertaucht. Offenbar keilt sich dieselbe weiter im Süden, jenseits des Troțușflusses, unter dem Maguraberg sehr bald aus.

Der Menilitschieferzug von Vf. Muncelu (476 m)¹⁾.

Derselbe beherrscht die Wasserscheide zwischen dem Vălcicathale und dem zwischen Mosoare und Păcura gelegenen Abschnitte des eigentlichen Troțușbeckens. Der südliche Theil dieses Menilitschieferzuges ist durch den Sattelaufbruch von Mosoare in zwei verschiedene

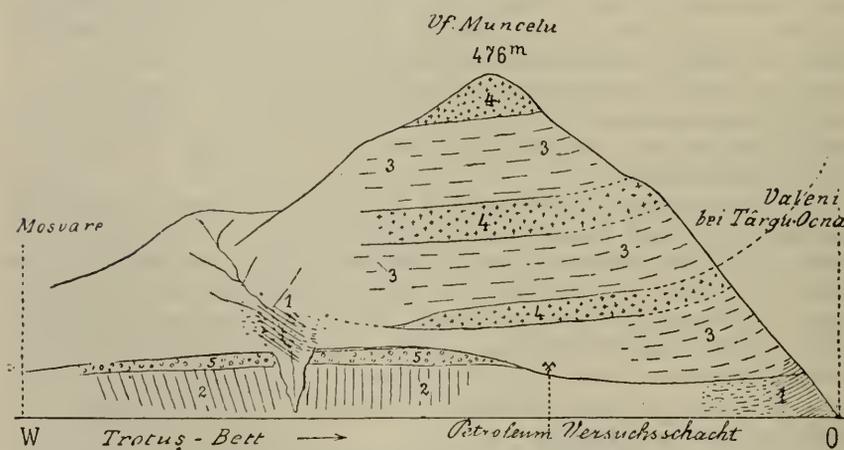
¹⁾ Hiezu Textfigur 26, sowie Profil Fig. 2 auf Taf. XVII.

Synklinalen abgetheilt, von welchen die östliche auf Vf. Muncelu entfällt.

Vf. Muncelu ragt unterhalb des Dorfes Mosoare, unmittelbar über dem Trotuşflusse auf. Es ist dies der bereits von Sabba Stefanescu beschriebene, „zwischen Lăstuni und Poeni am linken Trotuşufer“ gelegene Berg¹⁾.

Auf der Bergspitze von Vf. Muncelu (476 m) steht massiger Tiseşti-Sandstein etwa 60 m mächtig an. Zwischen seinen dicken, oft blendend weissen Bänken sind dünne (1 dm) Lagen von lichtbraunem Schieferthon eingeschaltet.

Fig. 26.



Ansicht der Südböschung des Munceluberges.

1. Salzthonfacies der untersten Menilitschiefer-Schichten.
2. Schipoter Schichten.
3. Menilitschiefer.
4. Tiseşti-Sandstein.
5. Altalluviale Flussschotter-Bildungen.

Zu vergl. pag. 681 und 683 über die Ostböschung von Vf. Muncelu.

Die Sandsteinbänke zeigen wellenförmige, rostfarbige Linien der falschen Schichtung, während die eigentlichen Schichtflächen tisch-eben sind und von ebensolchen Clivageflächen durchsetzt werden. In dem Steinbruch unterhalb der Bergspitze verräth der Sandstein ein genau ostwestliches Streichen und ist unter 25° nach Norden geneigt.

Darunter folgt am südlichen Berghang ein höchstens 100 m mächtiger Complex von Menilitschiefer mit eingelagerten Schipoter Schichten und Bänken von dünnplattigem Hornstein. Es gehört dem-

¹⁾ Sabba Stefanescu: Études sur les terrains tertiaires de Roumanie. Lille 1897, pag. 83, Fig. 4.

selben eine hohe, steinige Vorstufe des Munceluberges an, welche auf der hypsometrischen Karte (Marele Stat Major 1:20000), als noch oberhalb der Côte von 400 *m* gelegen, veranschaulicht ist.

Weiter abwärts gelangt man am südlichen Berghang von Neuem zu einer Tisești-Sandsteinzone, welche aber bereits aus alternirendem, dick- und dünschichtigem Sandstein besteht.

Der erstere wird auch hier zu Bauzwecken ausgebeutet. Der dünschichtige (1 *dm*) Sandstein ist reich an Hieroglyphen und führt Zwischenlagen (1 *dm*) von dunkelgrünlichem, fetten Schieferthon und Mergel mit Fucoiden. Im Ganzen ist der massige Sandstein dieses Horizontes nur etwa 15 *m* mächtig.

Dabei streichen seine Schichten genau ostwestlich, d. h. so, wie bei dem Sandstein des vorigen, oberen Horizontes, fallen aber relativ etwas steiler (30°) nach Norden ein.

Unterlagert ist der soeben besprochene Sandsteinhorizont seinerseits von einer Menilitschieferserie. Im Liegenden der letzteren stellt sich noch eine geringmächtige Tisești-Sandsteinbank, fast ganz am Südfusse des Munceluberges, ein.

Die verdeckte Böschungsstrecke zwischen dieser Sandsteinbank und den Schipoter Schichten, welche im Trotußbette längs des Flussteilrandes auftauchen, entspricht einem Höhenabstand von etwa 10—20 *m*.

Auf die verdeckte Böschungsstrecke entfällt ein verlassener Petroleum-Versuchsschacht. Zuzufolge seiner unzweckmässigen Lage innerhalb der Synklinale von Vf. Muncelu wäre derselbe von wissenschaftlicher Wichtigkeit, falls er zu einem anderen als zu negativen Resultate geführt hätte. Nähere Details über diesen Versuchsschacht waren nicht zu ermitteln.

Im Westen des Versuchsschachtes zieht sich der vorerwähnte, etwa 10—20 *m* hohe Steilrand herab, welcher einer ganz schmalen, am Fusse von Vf. Muncelu sich ausbreitenden Niederterrasse angehört und die Schipoter Schichten zu Tage treten lässt.

Der Steilrand ist geeignet, dem Untersuchungsgang den Reiz von Mannigfaltigkeit zu verleihen. Während alle die vorerwähnten Schichten bis zur höchsten Bergspitze von Muncelu hinauf sanft nach Norden einfallen, so dass ihre Schichtenköpfe an dem südlichen, schroff zum Trotußfluss abdachenden Berghang durch horizontale Schichtenlinien sich verrathen, sind die tiefer liegenden Schipoter Schichten des Flussteilrandes ganz steil aufgerichtet. Nächst dem obigen Versuchsschacht, und zwar etwa 100 *m* weiter gegen Westen, zeigen die besagten Schipoter Schichten nordwestliches Streichen bei senkrechter Stellung. Auch in dem noch etwas weiter im Westen in den Steilrand der Schipoter Schichten einschneidenden Bacheinriss sind die letzteren auf den Kopf gestellt (Streichen W 20° N).

Dicht daneben, im Westen des Bacheinrisses, wurde ein ganz steiles, südöstliches Fallen beobachtet. Das letztere wird weiter flussaufwärts, bis zum Westende unseres Schipoter Felsenzuges, ein constantes, wobei aber der Fallwinkel, nach dieser Richtung hin, sich nunmehr regelrecht verringert. Bei der nahen Eisenbahnbrücke, am Südwestfusse von Vf. Muncelu, beträgt die Neigung der obigen Schipoter Schichten kaum noch 40°.

Ebenso wie gegen Westen, nimmt der Fallwinkel auch in verticaler Richtung ab, doch erst im Hangenden der Schipoter Schichten. Es ist dies in dem soeben erwähnten Bacheinriss zu sehen, welcher vom Steilrande der Schipoter Schichten herunterkömmt.

Es verdient dieser Bacheinriss im Besonderen besprochen zu werden, da in demselben das sonst am Berghang verdeckte Hangende der Schipoter Schichten entblösst ist.

Der Bacheinriss befindet sich am nördlichen Thalgehänge des Trotuş, etwas weiter nach Westen hin als Vf. Muncelu, und ist auf der Karte im Massstabe 1 : 50.000 gut veranschaulicht.

Längs des Bacheinrisses hinaufsteigend, sieht man die senkrecht einfallenden Schipoter Schichten zunächst von grauem, nicht deutlich entblössten Salzthon überlagert, worauf nach oben grünliche Schieferthone mit eingeschalteten dünnen Platten von grauem, glimmerigen Mergelsandstein folgen. Der letztere dacht nun unter kaum 40° nach N 30° E ein. Danach muss an die Discordanz gegen die liegenden Schipoter Schichten gedacht werden. Noch höher stehen im Bacheinrisse schwarze Schieferthone mit gelben Beschlägen an, mit Zwischenbänken von mürbem Sandstein, welcher Salzausblühungen aufweist. Der letztere ist bereits nur unter 10° nach N 30° E geneigt. Der diese Bildungen überlagernde Tiseşti-Sandstein zeigt bald nordöstliches, bald aber nordwestliches Fallen. Es unterliegt keinem Zweifel, dass in diesem Falle zwischen dem Tiseşti-Sandstein und den Schipoter Schichten eine etwa 20—30 m mächtige Salzthongruppe eingeschaltet ist. Dieselbe ist längs des Südfusses des Vf. Muncelu nach Osten hin bis nach Văleni zu verfolgen, wo ihre vorbesprochene (pag. 682—683) Erscheinungsweise mit den soeben angeführten Beobachtungen gut in Einklang zu bringen ist. Der soeben erwähnte, am Südfusse des Vf. Muncelu gelegene Versuchsschacht liegt innerhalb dieser Salzthonzone.

Die das Liegende unserer Salzthonzone ausmachenden Schipoter Schichten sind auch auf der gegenüberliegenden südlichen Thalseite, und zwar gleichfalls am Steilrand einer Niederterrasse, entblösst¹⁾, wobei sie hier, wie bereits von Sabba Stefanescu angegeben, südöstlich unter 40—60° abdachen und ebenso wie am nördlichen Flusssteilrand stark geknickt sind²⁾.

Die geschilderten Differenzen der Schichtenstellung bei der in runder Zahl 200 m mächtigen Menilitschiefer- und Sandsteinserie des Munceluberges einerseits, und bei den an seinem Fusse anstehenden Schipoter Felsen andererseits, sind so auffällig, dass man beim Anblick des Berghanges von der Ferne den Eindruck einer total discordanten Ueberlagerung der letzteren durch die ersteren empfängt.

Es wurde diese Erscheinung bereits von Sabba Stefanescu vom Munceluberg erwähnt (l. c.), doch kann seiner Auffassung an dieser Stelle nicht beigepflichtet werden.

¹⁾ Zu beiden Seiten der vorerwähnten Eisenbahnbrücke, welche am Südwestfuss von Vf. Muncelu, in Mosoare, sich befindet.

²⁾ „Schistes compactes, grisâtres ou bleuâtres et tellement contournées, qu'ils ont l'apparence du bois silicifié.“ Sabba Stefanescu l. c. pag. 63.

Es können die voranstehenden Daten zusammengefasst werden, wie folgt. Durch die nordwärts einfallenden „Menilit“-Schiefer und Sandsteine des südlichen Berghanges ist die Synklinalmitte von Vf. Muncelu gegeben. Am Ostabhang von Vf. Muncelu gegen die Thaleinsenkung „La Fundătură“ zeigen die nämlichen Bildungen regelrecht nordwestliches Fallen (vergl. oben pag. 681). Am Westabhang von Vf. Muncelu breitet sich aber massiger Tisesti-Sandstein noch oberhalb der auf der Nordseite des Trotuş gelegenen Oelbrunnen von Mosoare aus. Dortselbst zeigt diese Felsart nordöstliches Fallen.

Die obigen, am Südwestfusse des Munceluberges anstehenden Schichten gehören demnach dem Westschenkel der diesen Berg beherrschenden Synklinale an. Dass der Westschenkel in höheren hypsometrischen Niveaus sanft nordöstlich einfällt, hingegen gegen die Tiefe zu im Bereiche der Schipoter Schichten des Trotuşbettes sehr steil nach Südosten abdacht, und dieselben weiter nach Osten, in der Richtung gegen die Synklinalmitte, sogar auf den Kopf gestellt sind, ist leicht erklärlich. Es erinnert dieser Sachverhalt z. B. an jene senkrecht einfallenden Schichten, durch welche bei Slănicelu am Slanicbache der Uebergang von der sonst ganz flachen Synklinale des Maguraberges zu einer westwärts benachbarten Antiklinale hergestellt wird (vergl. pag. 577 ff. und Fig. 3).

Wenn ausserdem am Fusse des Munceluberges die Schipoter Schichten als discordant gegen ihr Hangendes sich erweisen, oder aber, nach oben zu, plötzlich unter scharfen Biegungen umschwenken, um sich schliesslich concordant dem Hangenden anzupassen, wie Aehnliches oft zu beobachten, so kommt dieser Erscheinung bloß eine local-tektonische Bedeutung zu.

Wie man auch immer über diese vermeintliche Discordanz denken möchte, so könnte dieselbe doch bloß als eine Eigenthümlichkeit der Muncelu-Synklinale und nicht als ein ursprüngliches Kennzeichen der gegebenen Schichtengruppen aufgefasst werden. (Ostwärts orientirte Ueberschiebung am Westschenkel einer Synklinale?)

Die Gegend am Trotuşflusse bei Mosoare, Poeni und Păcura.

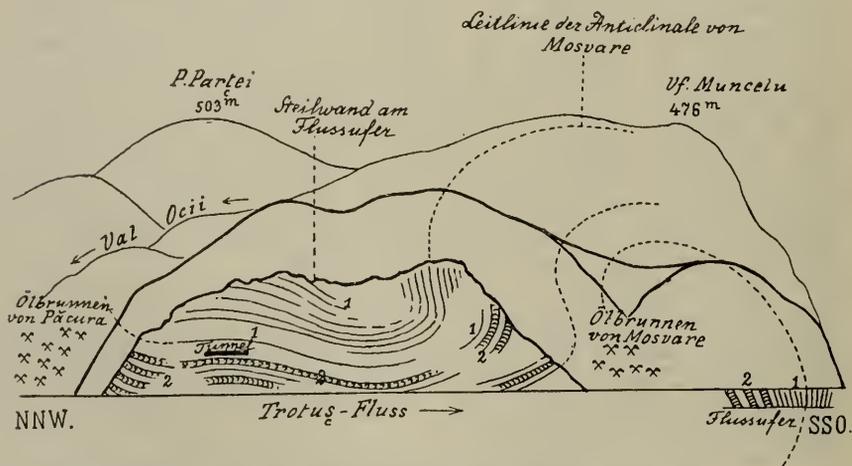
An der Ostseite des Trotuşflusses, gegenüber dem Dorf Poeni, ragt direct über dem Flussbette eine bis 80 *m* hohe Felswand auf (Fig. 27), an deren Fusse derzeit für die im Bau begriffene Eisenbahn ein Tunnel angelegt wird. Auf der Felswand ist eine etwa 200 *m* breite Synklinale des Melnitschiefersystems, wie mit dem Stifte eingezeichnet, zu sehen. Die beiden, mit dieser Synklinale benachbarten Sattelaufbrüche gehören den Târgu-Ocna'er Schichten an. Davon ist sowohl der östliche, d. h. jener von Mosoare, als auch der westliche, nach dem Orte Păcura zu benennende Sattelaufbruch durch Oelvorkommnisse charakterisirt.

An und für sich ist die Synklinale beim Eisenbahntunnel in Poeni dadurch bemerkenswerth, dass hier ausnahmsweise am östlichen Muldenschenkel westwärts orientirte Ueberkipfung stattfindet.

Die Schichtenfolge im Gebiete der Poeni'er Syklinale und der zugehörigen Sattelaufbrüche stellt ein Musterbeispiel von deutlich zwischen dem Menilitschiefer- und dem Târgu-Ocna'er System entwickelten Uebergangsgliedern dar. Doch ist nur der westliche Sattelaufbruch im Trotuşbette bei Păcura in einer Weise entblösst, welche zu Begehungen für den Zweck stratigraphischer Orientirung ganz besonders einladet.

Wenn man längs des nordöstlichen Flussufers beim Dorf Păcura nach Südosten, gegen den Eisenbahntunnel von Poeni, fortschreitet, ist im Trotuşbette die nachstehende Schichtenfolge zu beobachten.

Fig. 27.



Ansicht der östlichen Thalseite des Trotuş, gegenüber von Poeni.

(Târgu-Ocna N.)

1. Untere Menilitschieferstufe.
2. Uebergangsschichten zwischen der Menilitschieferstufe und dem Târgu-Ocna'er System.

I.

Grünliche und abwechselnd dunkelrothe Schieferthone, welche in 1–3 m dicke Bänke abgetheilt sind, alterniren mit dünnen Platten von Sandstein, Sandsteinschiefer, dichtem Kalke, sowie Sand. Die harten, oft Hieroglyphen führenden Sandsteinplatten sind feinkörnig, mitunter reich an Glimmer, Glaukonit, respective an Kalkgehalt und Kalkspathadern, andernfalls aber thonig-kieselig.

Gewisse dunkelgrüne Sandsteinlagen schliessen sich petrographisch einerseits an die mitvorkommenden Einschaltungen von feinkörnigem grünen Breccienconglomerat, andererseits aber an die Zwischenschichten von grellgrünem Sand an, wie solcher sonst vor Allem in der palaeogenen Salzformation des Monachiaberges zwischen Lucăcesti und Solonţu und in jener des Păriul Dobrului beim Badeorte Slanic beobachtet wurde.

Die zum Theil mergeligen, glimmerreichen Sandsteinschiefer sind ausgezeichnet krummschalig und weisen gleichfalls Kalkspathadern auf. Andere ganz feinkörnige Sandsteinschiefer sind röthlich, im Bindemittel kalkhältig und entbehren des Glimmers.

Sowohl die letzteren als auch die ähnlichen grünlichen, sandigen Mergelschiefer, welche durch gleichsam pelitische Quarz- und Glimmerführung sich auszeichnen, erinnern in auffälliger Weise an die analogen Gesteine der miocänen Salzformation von Hárja am Oitozflusse.

Ganz vereinzelt wurden Einschaltungen von jaspisähnlichen, thonig-kieseligen Schiefen beobachtet, welche der Schipoter Facies sich nähern. Nur sporadisch sind sehr harte, dünne (1 *dm*) Kalkplatten eingeschaltet, welche dicht, splitterig und grünlich bis röthlich sind. Daneben pflegen grünliche Mergellagen zu erscheinen.

Die Sandsteinglieder dieses dünn-schichtigen Complexes sind bald, schwach bituminös, bald aber durch penetranten Oelgeruch charakterisirt.

Im Ganzen ist diese Schichtenreihe auf eine Distanz von über hundert Metern im Trotsbett entblösst und insgesamt sehr steil aufgerichtet. Die Neigung beträgt zumeist 80° bald nach Osten, bald aber nach Westen, was den offenbar vorhandenen scharfen Secundärfalten entspricht. Dieselben machen den Centralkern der Primärantiklinale von Păcura aus.

II.

Flussabwärts gelangt man zwischen der Mündung von Val Ocii und dem Eisenbahntunnel zum Ostschenkel der Antiklinale von Păcura, welcher, insoferne er der obigen Schichtenreihe zufällt, sich dadurch auszeichnet, dass hier die vorerwähnten thonigen und mergeligen Zwischenmittel nach und nach an Mächtigkeit verlieren, wobei die Kalkplatten verschwinden, während hingegen die eingeschalteten Sandsteine bedeutend überhandnehmen. Die letzteren zeigen vielfach das Gepräge von wohlgeschichtetem dickbankigen, glimmerreichen Sandstein, welcher petrographisch ebenso gut an Uzusandsteine, als auch an den Moines'ter Nummulitensandstein erinnert, sowie hie und da in ein ähnliches, dünnplattiges Gestein übergeht. Begleitet sind auch diese Sandsteine von grünen Breccienconglomeraten und analogen grünen Sandsteinen.

Alle Sandsteine sind stark bituminös; zum Theil sind es bis 10 *m* dicke Bänke, welche in ihrer ganzen Mächtigkeit mit Oel durchtränkt sind. Den aus Spalten dieser Gesteine hie und da am Trotsufer hervorquellenden geringen Quantitäten von dickflüssigem dunklen Rohöl verdankt die am Flussufer gelegene Ortschaft Păcura („Rohöl“) ihren Namen. Die dortigen primitiven und vernachlässigten Petroleumschächte sind im Fortstreichen der besagten Schichten gelegen.

Indem man sich flussabwärts der Grenze gegen die hangende Menilitschiefergruppe nähert, ist innerhalb der obigen Schichtenreihe anstatt der bis dahin abwechselnd östlichen und westlichen Neigung unter 80—85°, nunmehr ein constantes Ostfallen zu

beobachten. Dabei verkleinert sich der Fallwinkel nach dieser Richtung, d. h. nach Osten hin, stufenweise sehr rasch, bis auf 45°. Während auf diese Weise der tektonische Uebergang zur ostwärts folgenden Menilitschiefer-Synklinale von Poeni gegeben ist, gelangen wir gleichzeitig zu stratigraphischen Bindegliedern zwischen der obigen Târgu-Ocna'er Gruppe und dem Menilitschiefer-System. Es sind dies die folgenden Bildungen, welche bereits beim Eisenbahntunnel, und zwar unter demselben und sowohl ein wenig flussaufwärts, als auch flussabwärts, anstehen:

III.

1. Ein etwa 10 *m* mächtiges System von grau-grünlichem, harten, thonig-kieseligen Sandstein, welcher zu oberst und zu unterst dünnplattig, in der Mitte aber dickbankig ist.

Indem diese Sandsteinschichten des Glimmers fast ganz entbehren, unterscheiden sich dieselben vom typischen Tisești-Sandstein bloß dadurch, dass sie zahlreiche Körner eines glaukonit-ähnlichen Minerals führen. Zumeist sind die besagten Sandsteine mit dunkelgrünen Schieferthonschmitzen, sowie mit Gyps- und echten Schwefelausblühungen auf Schicht- und Kluffflächen ausgestattet. Auch sind dieselben zum Theil braun und alsdann bituminös. Die braunen Sandsteinbänke pflegen überdies auf ihren Spalten Ozokeritadern zu beherbergen, deren nächst dem Eisenbahntunnel beobachtete Dicke einige Centimeter nicht übersteigt.

2. Schwarze, thonige Schiefer mit wachsglänzenden Bruchflächen, mit zahlreichen winzigen Pyritkrystallen und demgemäss auch mit Gypsausblühungen, erscheinen in je einige Meter mächtigen Lagen, bald inmitten des vorgenannten Sandsteinsystemes, bald aber auch in seinem Hangenden.

Ihrerseits enthalten diese Schiefer dünne Platten von einem sehr harten, ganz feinkörnigen, krummschaligen, grauen Sandstein, welcher viel Glimmer enthält und im Bindemittel kalkhältig ist. Die letzteren zwei Merkmale sind den Sandsteinen der Menilitschiefergruppe in unserer Gegend ganz fremd.

Ueber einer Bank von besagten schwarzen Schiefeln fliesst beim Tunnel eine Schwefelquelle heraus, welche auf obige Gypsausblühungen zurückzuführen ist.

3. Das in Rede stehende Sandstein- und Schiefersystem ist im Norden des Tunnels mit untergeordneten Schipoter Schichten und Menilitschiefern vergesellschaftet.

4. Unmittelbar über diesem Sandsteinsystem folgt nach oben zu eine etwa 8 *m* dicke Bank von typischem weissen Tisești-Sandstein. Der Eisenbahntunnel gehört dieser Bank an. Wie an Ort und Stelle festgestellt, wurde in derselben beim Tunnelbau brauner Bernstein gefunden. Noch über diesem Sandstein schaltet sich eine mächtige Lage der vorgenannten, schwarzen und grünen pyritführenden Mergelschiefer ein, worauf an der Felswand höher hinauf die nachstehende, namentlich am westlichen Berghang, gegen Val. Ocii hin, bequem zu verfolgende Schichtenreihe der Menilitgruppe zu sehen ist:

IV.

1. Schipoter Schichten, 5 m.
2. Schwarzer Menilitschiefer mit Hornsteinplatten, 10 - 20 m.
3. Schipoter Schichten mit Hornsteinplatten, etwa 30 m.
4. Menilitschiefer, etwa 40 m mächtig.
5. Schipoter Schichten.
6. Verdeckt.
7. Papierdünn spaltbarer Fischschiefer mit dünnen Tisești-Sandsteinlagen, mehrere Meter.
8. Dünnschichtiger Tisești - Sandstein mit Menilitschiefer, mehrere Meter.
9. Oberer massiger Tisești-Sandstein, sehr mächtig.

Die Schipoter Schichten, welche im Nordosten des Tunnels im Flussbette als Hangendes des obigen Uebergangssystems von grünem bis braunem, thonig-kieseligen Sandstein ausstreichen, sind unter 25° nach E 5° N geneigt.

Etwas weiter im Norden wurde im Trotußbette, und zwar bereits an Schichten des soeben erwähnten dickbankigen, glimmerlosen Sandsteines, 30° - Fallen nach Südosten beobachtet.

Auch herrscht auf dem ganzen westlichen, gegen Val Ocii nordwärts sich hinziehenden Abhang des Tunnelberges sanftes (30°) nordöstliches Fallen. (Westschenkel der Synklinale von Poeni.)

Am südlichen Ausgang des Tunnels fallen die Schichten unter 20° nach Norden ein. (Synklinalmitte.)

Dicht über dieser Stelle sind aber dieselben senkrecht aufgerichtet und in noch höherem hypsometrischen Niveau ganz steil nach Westen überkippt. An der Felswand ist diese Umbiegung der Schichten à la vue von der Ferne zu verfolgen, so wie es in der vorstehenden Fig. 27 veranschaulicht wurde. (Ueberkippter Ostschenkel der Synklinale.)

Die allerletzten, noch dem Ostschenkel unserer Synklinale angehörenden, im Süden des Tunnels am Trotußufer ausstreichenden Bänke von grünem, dickschichtigen, des Glimmers entbehrenden „Uebergangs“-Sandstein fallen unter $10-15^{\circ}$ nach Nordwesten ein. (Bei dem Pfeil, welcher in Fig. 27 eingetragen ist.)

Es ist durch diese Sandsteinbänke der stratigraphische Uebergang zur Antiklinale von Mosoare gegeben, ganz in der nämlichen Weise, wie nach Obigem der Ostschenkel der Antiklinale von Păcura in seinem Hangendtheil durch Ausbisse dieses Sandsteins bezeichnet ist.

Die Antiklinale von Mosoare entfällt auf einen breiten und kurzen, halbkreisförmigen, bergschlipfartigen Ausschnitt des steilen östlichen Trotußufers, und zwar zwischen Vf. Muncelu im Osten und dem vorbesprochenen, synklinal gebauten Tunnelberg von Poeni im Westen.

Die stratigraphischen Bestandtheile der Antiklinale von Mosoare bieten ein getreuliches Analogon zu jener von Păcura. Wenigstens

sind auf den Halden der dortigen Oelschächte die folgenden, mit den Schichten von Păcura identischen Gesteine zu sammeln:

1. Dunkelgrüner Schieferthon mit reichem Glimmergehalt.
2. Graue und rothe Thonmergelschiefer, analog der miocänen Salzformation von Hărja.
3. Lichtgrünlicher bis grauer Kalkmergelschiefer.
4. Ueberaus feinkörniger, glimmeriger, dunkelgrauer Sandstein mit oder ohne Kalkgehalt im Bindemittel, zum Theil „strzolka“-artig.
5. Aehnlicher Mergelsandsteinschiefer.
6. Harter, ganz feinkörniger Glaukonitsandstein mit fast mikroskopischem Glimmer, ohne Kalkgehalt.
7. Grobkörniger Brecciensandstein aus dem grünen karpatischen Schiefergestein.
8. Analoges, feinkörniger Sandstein, worin die Körner des genannten Schiefergesteins nur selten 1—2 *mm* gross sind.

Die Oelschächte von Mosoare sind auf beide Flussufer vertheilt, primitiv, seicht und mit unbedeutenden Productionsverhältnissen ausgestattet.

Jenseits der Antiklinale von Mosoare taucht im eigentlichen Trotuşbette von Neuem jener dickbankige, grüne, thonig-kieselige Sandstein ohne Glimmer auf, welcher den Uebergang zur Menilitgruppe vermittelt („Flussufer“ im Profile Fig. 27). Hier fällt diese Felsart unter 20° nach Südosten ein, und zwar concordant unter die dicht daneben anstehenden Schipoter Schichten, welche merklich steiler nach der nämlichen Richtung abdachen. Es sind dies jene den Südwestfuss von Vf. Muncelu umsäumenden Schipoter Felsen, welche bereits oben, als dem Westschenkel der gleichnamigen Synklinale zufallend, besprochen wurden (pag. 685 ff.).

Im Ganzen beträgt also, im Bereiche des letzteren, die stufenweise Zunahme der Grösse des Fallwinkels in östlicher Richtung 20—90°, wesshalb es keinem Zweifel unterliegt, dass der Ostschenkel der ölführenden Antiklinale von Mosoare im Untergrunde des Trotuşbettes nach Osten überkippt ist.

Val. Ocii bei Păcura. Es ist dies eine tiefe, beim Dorf Păcura ins Trotuşthal mündende, ostwestlich orientirte Bergschlucht. Dieselbe entspringt an der Trotuş-Vălcica'er Wasserseide und ist blos durch einen schmalen Bergsattel von dem vorherbesprochenen, nach entgegengesetzter Richtung zum Vălcicathal verlaufenden Bacheinriss „Val. Cărbunarului“ getrennt.

Während der Unterlauf von Val. Ocii noch dem Gebiete der obigen Antiklinale von Păcura angehört, taucht in diesem Thälchen höher hinauf oberhalb der Stelle, an welcher sich von demselben das Seitenthälchen „Grôpa Ordii“ abzweigt, das Menilitschiefersystem auf.

Es ist dies die Fortsetzung jenes Menilitschieferzuges, welcher in seinem Südtheil von Vf. Muncelu bis über den Tunnelberg bei Poeni hinübergreift und beiläufig 1 *km* breit ist. Dort, wo derselbe von Val. Ocii gekreuzt wird, ist er ganz schmal (100—200 *m*), um aber weiter im Norden auf den Bergen P. Păcurilor, P. Jarapan und P. Balaşii von Neuem an Breite zu gewinnen.

Die in Val. Ocii anstehenden Menilitschiefer wechsellagern mit grauen Tisești-Sandsteinbänken, welche bituminös sind. Es sind diese Schichten lediglich in einem kleinen Aufschlusse des Bacheinrisses entblösst und beträgt dortselbst ihre Neigung 70° nach E 20° N (4^{h} 10°).

Von da an ist der Bacheinriss thalaufwärts auf eine Distanz von 100—200 *m* verdeckt, wobei in demselben hie und da Verwitterungsreste von feinkörnigem, grünen Breccienconglomerat des Târgu-Ocna'er Systemes erscheinen.

Sichtlich als Liegendes dieser hier ganz geringmächtigen Facies taucht etwas weiter thalaufwärts eine alternirende, graue Schichtenreihe von Schieferthon, Mergel und von glimmerigem Sandstein mit Salzausblühungen (palaeogene Salzformation) auf. Zum Theil ist es jener dickbankige, mürbe, gelbliche Sandstein mit sehr reichem Glimmergehalt, welcher petrographisch dem Moinești'er Nummulitensandstein an die Seite zu stellen ist. Im obersten Theil von Val. Ocii nehmen grobkörnige Sande und Sandsteine von dem genannten Typus vollends überhand. Geographisch sind dies bereits jene Sandsteinmassen, welche innerhalb der palaeogenen Salzformation, wie oben gezeigt, auch längs der benachbarten westlichen Wasserscheide von Păriul Vălcica (P. Partei) und längs seines ganzen Westabhanges, sowie zum Theil auch bei „La Fundătură“ vorherrschen.

Nahe der Westgrenze der palaeogenen Salzformation von Val. Ocii, also unweit von den vorerwähnten, in diesem Thale austreichenden, steil östlich einfallenden Menilitschiefern, wurde bei den Salzthonschichten eine 65° -Neigung nach W 20° N (19^{h} 5°) beobachtet.

Im Hinblick auf die Verhältnisse, welche in der ganzen Umgebung von Mosoare und Poeni herrschen, ist es kaum zu bezweifeln, dass die in Val. Ocii anstehenden, östlich geneigten Menilitschiefer und die dortselbst etwas weiter im Osten erscheinenden, hingegen, wie gesagt, westlich fallenden Salzthonschichten einer gemeinsamen Synklinale angehören. So viel ist sicher, dass an dem vermeintlichen Ostschenkel der letzteren, im tiefen Bacheinriss von Val. Ocii, aus dem Grunde bloß die Salzthonschichten zu beobachten sind, weil der Bacheinriss unter dem hypsomtrischen Niveau der hangenden Menilitgruppe gelegen ist. Daraus erklärt sich das kartographische Bild des gegebenen Menilitschieferzuges, welcher dort, wo er über den Bacheinriss wegsetzt, plötzlich ganz schmal wird, um sodann nordwärts von Neuem sich zu verbreitern.

Da es bezüglich der in Rede stehenden Menilitschieferausbisse von Val. Ocii sehr leicht festzustellen ist, dass dieselben direct im Fortstreichen des Westschenkels der obigen, am Tunnelberg bei Poeni austreichenden Synklinale gelegen sind, müssen demgemäss die besagten, westlich geneigten Salzthonablagerungen von Val. Ocii hingegen als Fortsetzung jener Târgu-Ocna'er Schichten aufgefasst werden, welche am Sattelaufbruch von Mosoare Antheil nehmen. (Ostschenkel der Synklinale des Tunnelberges bei Poeni = Westflügel der Antiklinale von Mosoare.)

Hierin bietet sich ein auffälliges Beispiel dar, wie die Târgu-Ocna'er Facies in horizontaler Richtung, und

zwar in dem gegebenen Falle im Fortstreichenden einer und derselben Antiklinale, in Salzthonfacies übergeht.

Piscu Păcurilor. Die „unteren“ Menilitschiefer am Südwesthang dieses Berges sind ganz sanft nach Südwesten geneigt.

P. Balaşii. Die auf der Bergspitze (449 *m*) anstehende untere Menilitgruppe zeigt steiles (65°) Fallen nach W 20—30° S (16^h 10°—16^h).

P. Jarapan (450 *m*). Westlich von diesem Triangulationspunkte, am Fusswege, welcher vom Dorf Vălcele, neben Vf. Vişani vorüber, über den Jarapanberg zum P. Balaşii führt, kommt die obere Menilitgruppe mit ihrem hier sehr mächtigen massigen Sandstein zum Vorschein. Südlich vom Triangulationspunkt (450 *m*) wurden am Nordwesthang von P. Parţei, und zwar oberhalb der Côte von 400 *m*, Verwitterungsreste der unteren Menilitgruppe beobachtet (Hornsteinplatten, Schipoter Schichten). Ein Blick auf die Karte genügt, um einzusehen, dass gemäss diesen Daten P. Balaşii sammt dem Westtheil von P. Jarapan, ostwärts bis zum Triangulationspunkte (350 *m*), das Gebiet einer Menilitschiefersynklinale ausmachen. Der Westschenkel der letzteren ist, nach Obigem zu urtheilen, am Piscu Balaşii (449 *m*) steil nach Osten überkippt. Diese überkippten, steil westlich geneigten Schichten sind im Fortstreichenden jener vorerwähnten Menilitschiefer gelegen, welche am P. Păcurilor sanft westlich, hingegen noch weiter im Süden, in Val. Ocii bereits **steil** östlich (E 20° N), sowie zuletzt, noch weiter im Süden, am Westhang des Tunnelberges bei Poeni **sanft** nordöstlich abdachen.

Es gehören aber diese überkippten Schichten zugleich dem Ostflügel der „Eocän“-Antiklinale von Păcura. Danach ist die letztere im Trotuşthale bei Poeni, wo sie zwischen den Cöten 300 *m* und 400 *m* aufgeschlossen ist, nicht überkippt. Hingegen weiter im Norden, wo sie über die Trotuş-Vălceica'er Wasserscheide wegsetzt und folglich in viel höheren hypsometrischen Niveaus (400 - 615 *m* am D. Dosului) entblösst ist, erweist sich der Ostflügel dieser Antiklinale als überkippt.

Auf der geologischen Karte hebt sich der im Bereiche der Trotuş-Vălceica'er Wasserscheide überkippte Längenabschnitt der Antiklinale dadurch deutlich heraus, dass er zweimal schmaler ist, als es sonst bei diesem antiklinalen Gesteinszug der Fall ist. Auch dieser Umstand stimmt mit unseren übrigen Beobachtungen gut überein. Das Satteltgewölbe ist nämlich dort, wo sich dieser antiklinale Gesteinszug verschmälert, bis auf die Tiefenstufe der Ueberkipfung seines Ostflügels gänzlich denudirt.

Die südliche Fortsetzung der Antiklinale von Păcura entfällt auf der Trotuş-Slanicer Wasserscheide auf den Berg P. lui Raţa (559 *m*). Sowohl auf dieser, als auch auf der nördlichen Wasserscheide des Trotuş verräth sich das fortstreichende „Eocän“ durch eine tiefe Einsattelung der Kammlinie und ist dasselbe beider-

seits durch jene höchsten Punkte der letzteren, welche den benachbarten Oligocänen zufallen, orographisch ziemlich scharf begrenzt.

An dem in die südwestliche Hochterrasse des Trotuş oberhalb von Poeni einschneidenden Bache P. Blidaru lui ragt, etwa im Niveau der Côte von 400 *m*, eine kleine, mehrere Meter hohe Felswand auf, welche einem sehr dickbankigen, grobkörnigen, überaus glimmerreichen Sandstein vom Typus des Moinesti'er Nummulitensandsteines angehört.

Der letztere wechsellagert mit dünnen Lagen (1 *dm*) von grünlichem Schieferthon und führen seine Bänke, ebenso wie bei Moinesti, 2—3 grosse concretionäre Sandsteinkugeln.

Es fallen aber diese Schichten unter 70—85° nach SSE (10^b) oder nach NNW (23^b 5°) ein und sind etwa im Ostschenkel der Antiklinale von Păcura, nahe gegen ihre Medianzone, gelegen.

Ein mit dem vorigen identischer, oberhalb von Mosoare und unterhalb der Anhöhe „La Părlitura“ (454 *m*) in Wegeinschnitten und Bacheinrissen erscheinender Sandstein dacht unter 45° nach W 10° N ab. Es entspricht derselbe entschieden dem Westschenkel der Antiklinale von Mosoare. Weiter gegen Süden scheint die letztere unter die Menilitschieferdecke von „La Părlitura“ unterzutauchen und ist es kaum zu entscheiden, ob sodann noch am Slanicbache ihre Fortsetzung zu suchen ist, und wie etwa diesbezüglich sich die dortige Slănicelu-Antiklinale verhält. Sowohl bei der letzteren, als auch bei dem Schichtensattel von Mosoare, ist die Tiefenstufe einer steilen Ueberkipfung am Ostflügel in dem gleichen Niveau, unter der Isohypse von etwa 300 *m* gelegen (vergl. pag. 589 und pag. 692).

Der Oligocänzug von Dracóea.

Zwischen den Ortschaften Păcura und Bogata, durchschneidet der Trotuşfluss einen langen und schmalen Höhenkamm, welcher durch seine jähren Böschungsabstürze und durch seine schroffe Kammlinie sich landschaftlich gegenüber der Umgebung scharf abhebt. Im Norden des Trotuş gehört diesem Höhenkamme der Berg Dracóea (672 *m*), hingegen im Süden Vf. Titirezu (545 *m*) an. Dort, wo das Trotuşthal durch diese beiden Berge eingfasst wird, ist dasselbe merklich eingengt und wird das Flussbett von mächtigen Tiseşti-Sandsteinschwellen durchquert. Die letztere Felsart ist auch an den dem Trotuşflusse zugewendeten Böschungen der beiden genannten Berge entblösst, wobei ihre zumeist sehr dicken Schichten regelrecht eine sehr steile Westneigung aufweisen. (I. Fallen unter 65° nach NW 10° W am Nordfusse von Vf. Titirezu; II. Fallen unter 65° nach N 20° W am Südfusse des Berges Dracóea, nahe der Westgrenze unseres Tiseşti-Sandsteinzuges; III. Fallen unter 75 bis 80° nach W 30—50° N, d. h. durchschnittlich nach NW am Südfusse des Dracóeberges, nahe an der Ostgrenze des Tiseşti-Sandsteinzuges.)

Es stellt der Tiseşti-Sandstein dieses Bergzuges eine steil nach Osten überkippte Synklinale dar, welche U-förmig zusammengedrückt ist, zumal der Fallwinkel an ihrem überkippten Westschenkel (65°)

nur unmerklich jenem des liegenden Ostschenkels (75—80⁰) an Grösse nachsteht.

In grösserer Entfernung vom Trotuşfluss setzt sich der schroffe synklinale Bergzug geradlinig nach Nord-Nordosten fort, und zwar über P. Codrului, Ouşoru mare (697 *m*), sowie Ouşoru mic (655 *m*), und stellt die Wasserscheide zwischen dem Vălceica- und dem Cucuţithal dar.

In südlicher Richtung ist, abgesehen von der Unterbrechung durch Ausbisse des liegenden Eocän im Slanicthale, noch der hohe, zugespitzte, jenseits von dem letzteren aufragende Ungurénaberg (779 *m*) wahrscheinlich als die Fortsetzung unseres synklinalen Oligocänzuges zu betrachten (vergl. pag. 615). Doch ist diese Annahme kaum zu beweisen.

Am Trotuşflusse ist der östliche Muldenschenkel unseres Oligocänzuges, von Osten her, durch Gesteine der Schipoter Facies unterteuft. Die letzteren sind im Flussbette, nächst der Mündung des den gleichnamigen Bergrücken begleitenden Thales Păriul Dracöea, durch einige niedrige Felsenkuppen von dünnplattigem, schwarzen Hornstein vertreten.

Beachtenswerth ist es, dass unweit dieser Felsenkuppen, etwa 50 *m* weiter östlich, jener grünliche, dickbankige, feinkörnige Sandstein ohne Glimmer und Kalkgehalt anhebt, welcher nach Obigem in der benachbarten Gegend von Păcura und Mosoare stets an der Grenze zwischen der Menilit- und der Târgu-Oena'er Stufe erscheint. Derselbe wurde namentlich an der Westböschung von Păriul Dracöea, d. h. tief am Ostfusse des gleichnamigen Berges, beobachtet. Er alternirt dortselbst mit dünnen (1 *dm*) Lagen von grünlichem Schieferthon und ist von dem gleichen Schieferthon unterlagert, welchem aber glimmerige Sandsteinsplatten von bereits „eocänem“ Habitus eingeschaltet sind.

Die Neigung dieser dem Westschenkel der Antiklinale von Păcura untergeordneten Schichten beträgt nächst der Mündung von Păriul Dracöea kaum 30⁰ nach W 30⁰ N (20^b).

Nahe der Westgrenze des Oligocänzuges des Dracöeaaberges wird Tiseşti-Sandstein in einigen am östlichen Trotuşufer gelegenen Steinbrüchen zu Bauzwecken gewonnen (gegenüber vom Dorf Bogata). Hier sind die im Bindemittel thonig-kieseligen Sandsteinschichten 0.5—1 *m*, seltener 5—6 *m* dick, in ihrer ganzen Masse abwechselnd weiss und grau-grünlich gestreift, sehr feinkörnig und entbehren, wie gewöhnlich, des Glimmers. Die zugehörigen, bis 1 *m* mächtigen thonigen Zwischenmittel bestehen aus alternirenden bläulichen und schwarzen Lagen, welche 2—3 *cm* dünn sind und ihrerseits mit grauen Platten (1 *cm*) eines petrographisch mit dem vorigen identischen Sandsteines abwechseln. Das Streichen ist hier, ebenso wie bei der Antiklinale in Păcura N 20⁰ E. Dabei sind die steil westlich abdachenden Sandsteinbänke von ebenso steilen, östlich geneigten Clivageflächen durchsetzt, welche vollkommen eben sind. Demzufolge erhält man von der Ferne den Eindruck, als ob die Schichten an der ganzen felsigen Südböschung des Dracöeaaberges steil ostwärts einfielen. — Der Tiseşti-Sandstein vom Nordfusse des benachbarten

Titirezuberger unterscheidet sich von dem obigen Sandstein nur wenig, indem er ausnahmsweise einen geringen Kalkgehalt, sowie äusserst winzige, spärliche Glimmerblättchen aufweist. Seine zahlreichen grünen Punkte sind wahrscheinlich auf Glaukonit zurückzuführen.

Die Antiklinale von Bogata.

Unterhalb von Păriul Puturos und dicht im Westen vom Dracóea-berge verfolgt der Trotuşfluss auf eine kurze Distanz hin die nord-nordöstliche Richtung, welche dem Schichtenstreichen parallel ist. Längs dieses Abschnittes des Flussbettes verlaufen Schichtenköpfe von senkrecht einschliessenden, zum Theil bituminösen Bänken (1—3 m) des Moinesti'er dickschichtigen, glimmerreichen Sandsteins und des analogen Sandes.

Es wechseln dieselben auch hier mit typischen Gesteinsvertretern des Târgu-Ocna'er Systemes ab, und zwar mit dünnen Lagen von olivengrünlichem Schieferthon (2—4 dm), von grauem dichtem Sandkalkstein und von grünem, feinkörnigem Breccienconglomerat. Das letztere erscheint in Form von winzigen, eingeschalteten Linsen auch mitten in den Sandkalkplatten. Insgesamt gehören diese Vorkommnisse einem breiten, westwärts dem Oligocänzug von Dracóea benachbarten antiklinalen Gesteinszug an.

In einer Entfernung von einigen Kilometern gegen Nord-Nordosten ist die Fortsetzung des letzteren noch innerhalb der östlichen Bergumrahmung des Trotuşthales bei Cucuţei, und zwar in der Gegend des „Fundu Sarat“ benannten Thälchens zu suchen. Obwohl am Unterlaufe von Fundu Sarat keine Entblössungen, hingegen zahlreiche, lose liegende Trümmer des oberen Tiseşti-Sandsteines zu beobachten sind, ist dortselbst durch reichliche Salzausblühungen die Salzthonfacies der Târgu-Ocna'er Stufe angedeutet.

Auf der gegenüberliegenden südlichen Thalseite des Trotuşflusses ist innerhalb der besagten „Eocän“-Zone das Dorf Bogata gelegen.

Dicht an ihrer Ostgrenze gegen Vf. Titirezu hin, ist im Süden des Dorfes Bogata der grobkörnige, gelbliche, glimmerige Moinesti'er Sandstein längs des Baches „P. Arinişului“ aufgeschlossen, und zwar mit 50°-Neigung nach W 20° N (19^h 5^o).

Was aber die Westgrenze der Bogata'er „Eocän“-Zone anbelangt, so fällt dieselbe mit der Westgrenze des gleichnamigen Dorfes, hingegen in der Gegend der am weitesten nach Süden vorgeschobenen, im Păriul Bogata gelegenen Häuser dieser Ortschaft mit der Thalmitte von Păriul Bogata zusammen.

Dortselbst steht noch überall längs der südöstlichen Thalböschung die Schichtenreihe des olivengrünlichen Schieferthones mit Platten von hartem, grünlichen, glimmerreichen Sandstein an. Hingegen kommt an der nordwestlichen Böschung dieses schmalen Thales bereits dickbankiger Tiseşti-Sandstein mit thonigen Schmitzen zum Vorschein.

Die erstere Schichtenreihe repräsentirt das Hangende des vorerwähnten Moinesti'er Sandsteins, welcher ostwärts, zum Păriul

Ariniş hin, überaus mächtig entwickelt ist. Dabei ist diese Schichtenreihe unter 80° nach W $20-25^{\circ}$ N geneigt, während der unmittelbar benachbarte, von der Antiklinalmitte mehr entfernte Tiseşti-Sandstein kaum unter 40° nach Nordwesten einfällt.

Merkwürdigerweise wurden neben diesen Aufschlüssen bezeichnende Gesteinsvertreter der unteren Menilitgruppe nicht beobachtet. Doch blieb mir der Oberlauf von Păriul Bogata unbekannt.

Durch das Vorkommen von Tiseşti-Sandstein an dem Nordwesthang von Păriul Bogata ist im Trotsußbecken von Neuem die östliche Grenzmarke eines besonderen Menilitschieferzuges gegeben.

Es ist dies jener, welcher zwischen Bogata und Doftana am westlichen Thalabhang des Trotsußflusses ausstreicht, und wie noch später zu zeigen, sich in dieser Gegend als die südliche Flyschumrahmung des Pliocänbeckens von Lapoş darstellt.

VI. Das Pliocän von Lapoş, eine Beckenausfüllung im Flyschgebiete der Bacau'er Karpathen.

Allgemeine Charakteristik.

Bereits von Cobalcescu wurde die Vermuthung geäußert, dass im Becken des Trotsußflusses am Uzu- und Dofteanabache alttertiäre Flyschbildungen „durch eine sehr junge Formation bedeckt sind“. Die letztere sei von diesem Autor noch nicht hinlänglich untersucht worden, um ihr geologisches Alter bestimmen zu können, doch scheine dieselbe der Congerienstufe anzugehören¹⁾.

Es stimmt mit dieser Angabe die geologische Karte von Draghicénu überein, welche in der Gegend zwischen Târgu-Oena und Moinesti einige Pliocäninseln zur Anschauung bringt²⁾. Auf der späteren geologischen Karte des geologischen Comités sind mehrere Miocän- und Diluvialschollen ausgeschieden, welche gleichfalls auf das Flyschgebiet der besagten Gegend entfallen.

Ausserdem wurde bezüglich der letzteren von Sabba Stefanescu darauf hingewiesen, dass bei Larga, Cucueti und Doftana mächtige Conglomerate vorkommen, welche „jünger sind als Flysch, weil sie demselben aufrufen und Rollstücke von Flyschgesteinen einschliessen“³⁾. Es sind dies jene Conglomerate, welche bereits früher von Tschermak, gelegentlich seiner flüchtigen Reise von Târgu-Oena nach Moinesti, mit Flysch zusammengefasst wurden⁴⁾.

¹⁾ Cobalcescu: Memorie geol. ale scolei militare din Jasi, Bucuresci 1883, pag. 66.

²⁾ Draghicénu: Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1890, Taf. III.

³⁾ Sabba Stefanescu: Études sur les terrains tertiaires de Roumanie. Lille 1897, pag. 100.

⁴⁾ Der Boden und die Quellen von Slanik. Mineralog. und petrograph. Mittheilungen, Bd. III, 1881, pag. 333.

Innerhalb der Gegend, auf welche sich diese unterschiedlichen Angaben der Autoren beziehen, boten sich im Laufe meiner Begehungen im Jahre 1895 einige Fossilienfunde dar, welche zur näheren Untersuchung unsomehr einluden, als thatsächlich die betreffenden Orte mitten im Flyschgebiete sich befanden, während hingegen die Fossilienarten mit grosser Wahrscheinlichkeit auf Pliocän hinwiesen.

In der Umgebung von Comănesti, auf der Costa Luminei benannten Anhöhe und in dem an dieselbe angrenzenden Șupanuthälchen wurden zahlreiche (?) Congerien, Unionen und Neritinen aus einer dünnen, Muschelbreccien-artigen Sandsteinschicht gesammelt. Die letztere gehört einer Schichtenserie an, welche im Șupanuthale und bei Lapoș kohleführend ist.

Die Fossilien sind allerdings so schlecht erhalten, dass eine nähere Bestimmung derselben gewöhnlich unmöglich ist. Bezüglich der meisten Exemplare von Congerien ist es nicht leicht auszuschiessen, dass dieselben nicht etwa Arten der Kirchberger und Grunder Schichten angehören (*C. cf. clavaeformis Kruus*).

Doch gelang es, aus der Muschelbreccie von Costa Luminei eine Anzahl zerdrückter Schalen herauszupräpariren, welche gelegentlich von Bestimmungen der von mir aus dem Pliocän der Districte Buzeu und Prahova aufgesammelten Fossilien, sowie an der Hand von noch anderen Vergleichsmaterialien, welche im k. k. naturhistorischen Hofmuseum in Wien vorliegen, als sicher determinirbar sich herausstellten. Als für die Muschelbreccie von Costa Luminei bezeichnend, können darnach gegenwärtig folgende Formen angeführt werden:

Zagrabica naticina Brus.

Melanopsis (Canthidomus) Bouï Férussac var.

Abart mit schlanker Schale, mit undeutlich angedeuteter unteren Knotenreihe auf der letzten Windung.

Dreissensia polymorpha Pall sp.?

Diese provisorische und doch fast ganz sichere Bestimmung bezieht sich auf zahlreiche Steinkerne mit zum Theil erhaltener Schale. Darunter gibt es Exemplare, welche auch an *Congeria Neumayri* Andr. (= *Basteroti M. Hoern. non Desh.*) sehr erinnern. Doch war bei denselben über die Apophyse Nichts zu ermitteln.

Neritina cf. rumana Sabba,

Bythinia sp.,

Limnaea peregra Müller sp.?

Valvata piscinalis Müller sp.?

Die Limnaeidengattung *Zagrabica* ist ein aberranter, den Valenciennesischen Osteuropas eigenthümlicher Typus¹⁾, welcher in Rumänien wenig bekannt ist.

Melanopsis Bouï Fér., die wohlbekannte variable Form der Congerierschichten des Wiener und des ungarischen Beckens, kommt

¹⁾ Brusina: Die Fauna der Congerierschichten von Agram. Beitr. zur Palaeont. Oesterreich-Ungarns, Bd. III, 1884, pag. 173.

in Rumänien, wie neulich durch Sabba Stefanescu angegeben wurde, sporadisch auch in den obersten sarmatischen Schichten vor ¹⁾).

Bezüglich der stratigraphischen Vertheilung der lebenden *Dreissensia polymorpha* und der miopliocänen *Congeria Neumayri* Andr. möge auf einschlägige Angaben von Brusina (1874) und Andrusow hingewiesen werden ²⁾. Innerhalb der Schichtenfolge Rumäniens scheint die erstere nur selten, oder aber gar nicht, unter das tiefste Niveau mit Psilodonten zurückzugreifen.

Auf Grund dieser Daten sind die Schichten von Lapoş (Baia Tisa, Costa Luminei etc.) mit grosser Wahrscheinlichkeit an die Basis von Pliocän überhaupt zu stellen und muss vorläufig die untere pontische, wenn nicht eher die mäotische Stufe sammt den unteren Congerenschichten des Wiener und des ungarischen Beckens als das Zeitalter der Pliocänbildungen von Lapoş in Aussicht genommen werden.

Auch an anderen Orten (Därmanecasca, Därmänesu) waren Spuren von Fossilien (*Helix*) innerhalb der besagten Schichtenreihe bemerkbar. Allein die Congerien-führende Muschelbreccie wurde nur noch in Leorda (Comăneşti N) beobachtet.

Petrographisch und tektonisch sind unsere Pliocänschichten sowohl von der subkarpathischen Salzformation, als auch von jener der nahen Flyschgegend von Härja, in mancher Hinsicht, ganz verschieden. Hinsichtlich ihrer Verbreitungsverhältnisse ergab es sich aber, dass wir es mit einer ringsherum vom Flyschgebirge umrandeten, übergreifenden Beckenausfüllung zu thun haben, welche an und für sich, im Falle sich darin keine Fossilien finden würden, als Neogen überhaupt zu gelten hätte.

Da ich ursprünglich noch nicht mit den nöthigen topographischen Karten ausgestattet war, wurden die dazumal an Ort und Stelle festgestellten geographischen Grenzen des Pliocänbeckens von Lapoş nachträglich an der Hand der aufgezeichneten Localbeobachtungen auf den Karten (1:50.000) fixirt, ohne dass eine erneuerte Begehung des Gebietes unternommen wurde. Doch glaube ich, dass die auf den Karten skizzirten Grenzen des Pliocän bloß bezüglich des mir unbekannt gebliebenen Gebietes am oberen Doftanabache, sammt seinen Zuflüssen, irgendwie erheblich vervollständigt werden könnten.

Lediglich die nächste Umgebung von Lapoş wurde von mir von Neuem noch im Jahre 1896, gemeinschaftlich mit dem Herrn Ingenieur C. Alimanestiano, Chef des Minenwesens und Herrn Ingenieur C. R. Mircea, dem damaligen Leiter der Bohrunternehmung von Lapoş besucht, wobei eingehendere Beobachtungen über die Erscheinungsweise der dortigen Kohle angestellt wurden.

¹⁾ Sabba Stefanescu: Études sur les terrains tertiaires de Roumanie. Mémoires Soc. géol. France, Palaeontologie tom. VI, Paris 1896, pag. 6 und 135.

²⁾ Andrusow: Fossile und lebende *Dreissensidae*. Petersburg (russisch); — deutscher Text 1893, pag. 18 und 79.

Die Topographie und das Bodenrelief.

Das Pliocänbecken von Lapoş erstreckt sich in einer Breite von 8—10 *km* längs des Trotuşthales, auf die Distanz von 18—20 *km* von Süden nach Norden hin.

Im Süden kommt diese Pliocändecke zuerst zwischen Bogata und Doftana auf der westlichen und bei Cucuieţi auf der östlichen Thalseite zum Vorschein.

Im Osten lehnt sich dieselbe an den Westabhang der das Trotuşthal begleitenden Berzunţukette an. Dabei gehören bloß die niedrigen (500 *m*) Vorhügel der letzteren, und zwar zwischen Cucuieţi und Păgubeni, dem Pliocän an, während die bedeutenderen Höhen aus alternirenden Eocän- und Oligocänzügen bestehen.

Die Nordgrenze unseres Pliocänbeckens ist gut markirt, zumal sich seine Hochterrasse unmittelbar an hohe Flyschberge anlehnt und namentlich an die südliche Böschung der ansehnlichen Taşbugabergkette (P^{na} Curpaşel Nord 839 *m*, P. Curmătura Zimbruului, Runcu 930 *m*, P. Porcăriei 850 *m*) einerseits und an die Südwestseite des Osoiuberges bei Moineşti andererseits.

Was schliesslich die westliche Flyschumrahmung des Pliocänbeckens von Lapoş anbelangt, so ist dieselbe ihrerseits durch plötzliches Steileransteigen der Oberfläche gegeben und fallen ihr die folgenden Berge zu: Vf. Nineasa (über 820 *m*) und D. Bohotar (757—774 *m*) am Doftanabach; Golu Basacăn (764 *m*), Piatra Basacăn und Vf. Focu lui Ivan (721—745 *m*) am Doftaniţabach; Dealu Mare (730 bis 880 *m*) und Obeina Sălatrucu (704—835 *m*) am Uzuflusse; ferner Piscu Piticilor (853 *m*), P. Hîjmelor (782—1083 *m*), P. Sopanului (907 *m*), P. Dragota (953—1117 *m*), P. Lat (878—1102 *m*), P. Rătăcit (728—1026 *m*), Munt. Laloiţa (924—931—1051 *m*), P. Rus (762 *m*) im Süden des Trotuş und schliesslich P. Streaja (700 *m*), P. Osoiului (807 *m*) und P. Lacului (720 *m*) im Norden dieses Flusses.

Die höchsten Punkte der Oberfläche des Pliocänbeckens sind dicht an seiner West- und Nordgrenze concentrirt und erreichen gewöhnlich kaum die Isohypse von 650 *m*, ausnahmsweise aber fast jene von 750 *m*.

Aus dem Verlauf der Verbreitungsgrenzen der Pliocänschichten ergibt sich ein enger Anschluss der ersteren an das heutige Thal des Trotuşflusses. Angefangen von der Felswand „Stăncă Cucului“ (zwischen Bogata und Doftana) im Süden, nordwärts bis oberhalb von Comăneşti gewinnt das Trotuşthal durch plötzliches Zurückweichen seiner westlichen Flyschumrahmung so sehr an Breite, dass dieser Thalabschnitt eine oval beckenförmige Gestalt annimmt. Die Ränder dieser orographischen Mulde fallen mit jenen der Pliocändecke von Lapoş zusammen.

Da die orographische Mulde nach ihrem ganzen Umfang dem Flyschgebiete zufällt, tritt auch die Pliocändecke nirgends an die subkarpathische Salzformation heran. Zweifellos sind die Umrisse des ursprünglichen Pliocänsees in den allgemeinen Verhältnissen der heutigen Bodenconfiguration ausgeprägt, unbeschadet der vielleicht

einige Hundert Meter betragenden Differenz zwischen dem heutigen und dem pliocänen Niveau der Thäler.

Orographisch zeigt heutzutage die Pliocändecke das Gepräge von Terrassenlandschaft in überaus deutlicher Art und Weise. Das Trotsbett nimmt innerhalb des Pliocängebietes gegenwärtig eine vorwiegend randlich-östliche Lage ein, dicht am Westfusse der Berzunțukette.

Westlich vom Trotsflusse stellen sich einige ganz unmerkliche, flache, nahe am Flusse gelegene Unebenheiten des Thalgrundes als alluviale Terrassenüberreste dar (z. B. bei Därmănești).

Das Alluvialgebiet ist im Süden, bei Doftăana, bis 300 *m*, hingegen im Norden, bei Comănești, über 370 *m* hoch und gelangt im Westen an einem plötzlich 50—80 *m* höher ansteigenden Steilrand zum Abschlusse (383 *m* bei Doftăana, 430 *m* bei Comănești). Der letztere zieht sich längs der von Moinești nach Târgu-Ocna führenden Chaussée fort.

Im Hintergrunde dieser vielleicht als jungdiluvial anzusprechenden Terrasse ragen noch einige merklich höhere (50—80 *m*), rundkuppige Hügel auf (D. Runcu bei Podeiu 563 *m*, Plaiu Lăpoșu 468—564 *m*, Măgurița 525 *m*, D. Glodurile 535 *m*, D. Cărăboia 562 *m*, D. Panca 699 *m*, Vf. Arșiței 589 *m* u. s. w.).

Es sind dies Denudationsüberreste einer höheren Terrasse, welche aber weiter westwärts noch heutzutage in zusammenhängender Entwicklung zum Vorschein kömmt, um sodann ihrerseits an der westlichen Flyschumrahmung des Pliocänbeckens zum Abschlusse zu gelangen.

Die Schichtenfolge.

Das Pliocän von Lăpoș besteht in seiner typischen Ausbildung aus alternirenden, 0.5—2 *m* mächtigen Lagen von mürbem, dickbankigen Tuffsandstein und -Sand, welcher sichere Bestandtheile von Eruptivgesteinen enthält (Andesit?¹) sowie aus solchen von äusserst feinsandigem Thonmergel und Thon (Därmănești, Comănești, Lăpoș, Ulmenișu, Lunca bei Moinești etc.).

Die Unterscheidung zwischen gewissen Pliocänsandsteinen und einigen mürben, denselben sehr ähnlichen Abarten des in der nämlichen Gegend vorkommenden Eocänsandsteines ist im Terrain nur zufolge der stets grossblättrigen Glimmerführung des letzteren möglich. Es ist dieser Unterschied erklärlich, da sich ja die Sedimente der Flyschumrandung einerseits und jene der pliocänen Beckenausfüllung andererseits zu einander wie Muttergesteine zu ihren Umlagerungsproducten verhalten.

Obzwar die Wechsellagerung von feinkörnigem, dickbankigen Sandstein mit feinsandig-glimmerigen Mergeln fast überall in unserem Pliocängebiete zu beobachten ist (z. B. Därmăneasca, Boișteana, Därmănești), kommen in dieser Schichtenfolge blos ganz sporadisch mächtige Lagen von fettem Thon vor.

Alsdann pflegt der Thon kohleführend zu sein (Lăpoș).

¹) Vergl. weiter unten pag. 723.

Im Gegensatz zu der obigen typischen Entwicklung der Sedimente unseres Pliocänbeckens ist an den äusseren Rändern des letzteren eine andere Schichtenfolge zu beobachten, welche aus grobkörnigem Sandstein und mächtigen Conglomeratmassen besteht.

Hierher gehören die Conglomerate von Dofteana, Cucuetei, Larga und Pägubeni.

Die Conglomerate sind gewöhnlich grünlich gefärbt. Ihre Grundmasse stimmt petrographisch mit dem begleitenden grobkörnigen Sandstein überein, welcher seinerseits schmale, conglomeratartige Schüre, sowie vereinzelte wallnussgrosse Gerölle von verschiedenen FLYSCHSANDSTEINEN enthält.

Die Geschiebe und Rollstücke des eigentlichen Conglomerates bestehen aus grünlichem Sandstein, welcher dem Tiseşti-Sandstein nahesteht, aus typischem Tiseşti-Sandstein, aus glimmerigem Sandstein, welcher mit dem dickbankigen Nummulitensandstein von Moineşti übereinstimmt. Begleitet sind dieselben durch scharfkantige Stücke von Hornstein, welche der Menilitschieferserie entstammen. Die zahlreichen gleichfalls mitvorkommenden Gerölle von krystallinischen Schiefergesteinen rühren offenbar aus der Târgu-Oena'er Stufe des FLYSCHES her.

Manche, nur an Kanten abgerundete Blöcke, welche im Conglomerate stecken, sind bis 2 *m* gross.

Die grobkörnigen, der Conglomeratserie eingeschalteten Sandsteine führen hie und da ihrerseits Einlagerungen von dunkelgrünen und kirschrothen Thonen (Larga, Pägubeni). Doch ist die Mächtigkeit der letzteren im Gegensatz zu dem grauen kohlenführenden Thon, welcher für die feinkörnige Sandsteinserie bei Lapoş bezeichnend ist, eine ganz geringe.

Der Uebergang der conglomeratischen Strandfacies in die kohlenführende Schichtenreihe ist in der Gegend von Dofteana im Westen des Trotuş zu beobachten. Vorerst nehmen dabei die dem Conglomerat eingeschalteten Sandsteine in horizontaler Richtung so sehr überhand, dass schliesslich nur eine mächtige, alternirende Folge von Sandstein und Sand vorliegt (nördliche Diluvialterrasse des Dofteanabaches im Bereiche der gleichnamigen Ortschaft).

Da das Trotuşbett an vielen Stellen, wie z. B. bei Dofteana und Larga, in's Pliocän einschneidet, ohne sein Liegendes zu erreichen, und ausserdem aus dem Pliocän sowohl die Diluvialterrasse, wie auch die geologisch ältere, über der letzteren sich erhebende Hochterrasse aufgebaut ist, dürfte die durchschnittliche Mächtigkeit der pliocänen Schichten sich auf 200—300 *m* belaufen. An Stellen, in deren Nähe das FLYSCHGEBIRGE inselartig aus dem Pliocän aufragt (Comănesti), ist das Pliocän nur wenige Meter mächtig.

Die südliche Randzone des Pliocänbeckens zwischen Bogata und Dofteana.

In dieser Gegend gehören die Berge Vf. Marei, Vf. Ciungi Tulei (648 *m*), D. Piscu und P. Marului (498 *m*), sowie die zwischen den beiden letzteren Bergen einschneidenden Thäler (Păriul Marului

und Păriul Pietrei) einem beinahe 1.5 km breiten Menilitschieferzuge an, welcher die Südgrenze des Pliocänbeckens von Lapoş umsäumt.

Angefangen von der Mündung des Păriul Bogata, nordwärts längs des westlichen Thalabhanges des Trotuş bis oberhalb der Mündung des Păriul Pietrei, streicht dieser Menilitschieferzug mit constant westlichem Fallen aus.

Im Norden von Păriul Marului breitet sich längs der westlichen Thalseite des Trotuş eine Terrasse aus, welche bis Doftana fortläuft. Der 60 m hohe Terrassenrand fällt in seinem Südtheil noch den Menilitschiefern zu, in seinem Nordtheil aber, d. h. gegen Doftana hin, bereits dem Pliocän. Die Grenze zwischen beiden Formationen befindet sich am Steilrand nördlich von Stăncea Cucului (Ripa Plopului), einer schroffen, vom Trotuş umspülten Felswand, welche noch dem Tiseşti-Sandstein angehört. Die zum Theil braunen, bituminösen Sandsteinbänke sind 1—8 m mächtig und alterniren mit dünnen Zwischenlagen von schwarzem Fischeschiefer. Das Schichtengefälle beträgt 60° nach W 20—25° N (19^h 5° — 19^h 10°).

Oberhalb der Stelle, wo diese Sandsteinfelsen bis auf die Breite der an ihrem Fusse verlaufenden Chaussée zum Trotuşfluss vorspringen und wo sowohl die letztere als auch der Fluss knieförmig westwärts abbiegen, wird der dickbankige Tiseşti-Sandstein von mächtig anstehenden Menilitschiefern abgelöst, welche regelrecht dünnplattige Tiseşti-Sandsteinlagen führen, allein ausserdem mit vereinzelt dicken (4—8 m) Sandsteinbänken abwechseln.

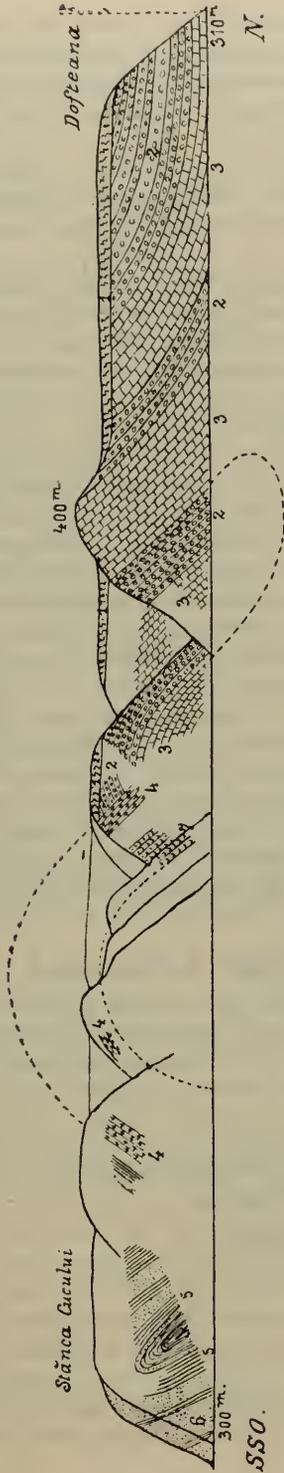
Es bilden die Menilitschiefer einen nach Osten überkippten Sattel, unter dessen ganz steilen östlichen Liegendschenkel der obige Sandstein von Stăncea Cucului westwärts concordant einschiesst. Der mittlere Sattelkern der Schiefer ist am Steilrand deutlich entblösst, ebenso wie die zugehörige, westwärts folgende, gleichfalls etwa 200 m breite Synklinale. Ein etwa 30—50 m breiter Zug von dünnplattigen Schipoter Schichten, welcher am Flusssteilrand mit 45°-Neigung nach E 30° S (8^h) ausstreicht, fällt dem Westschenkel der besagten Synklinale zu¹⁾. (Siehe die nebenstehende Fig. 28.)

Westwärts folgt auf diese Synklinale ein zweiter Sattel, welcher an unserem Steilrand, lediglich aus Schipoter Schichten und darunter liegenden Hieroglyphenschichten zusammengesetzt ist, und welcher so zu sagen den pliocänen Flynstrand abgibt. Die näheren auf denselben Bezug nehmenden Daten sind nachstehende.

In der Medianzone des Sattels zeigen die Schipoter Schichten eine 50°-Neigung nach Süden (bis S 10° E). — Die Hieroglyphenschichten des Sattelkernes bestehen, abgesehen von grünlich-bläulichem Thon und harten Sandsteinsplatten mit Glimmer, auch noch aus Lagen von grünem, bituminösen Sand. — Am Westschenkel unseres Sattels sind dieselben unter 50 und 70° nach W 20° N geneigt. Doch nimmt die Grösse des Fallwinkels innerhalb des Westschenkels rasch ab, in dem Masse, als wir uns vom Antiklinalkern entfernen. — Die hangenden Schipoter Schichten des Westschenkels weisen westliche (W 20° N)

¹⁾ Die Entblössung der Schipoter Schichten befindet sich dicht bei einem für die Arbeiter der im Baue begriffenen Eisenbahn angelegten Wirthshaus.

Fig. 28.



Ansicht des östlichen Steilrandes des Trotusflusses, zwischen Stăncu Cucului und Doftseana.

1. Diluvium.
 2. Pliocänes Conglomerat.
 3. Pliocäner Sandstein.
 4. Schipoter Schichten.
 5. Memlitschiefer.
 6. Dickbankiger Tisești-Sandstein.
 7. Târgu-Ocna'er Hieroglyphenschichten.
- Gesamtlänge des Profiles circa 15 km.

Neigung unter kaum 25° auf. Dabei zeigen dieselben den Charakter von dünnplattigen, grauen Kieselkalken mit weissen Kalkspathadern.

Unmittelbar auf diese Schipoter Bank greifen die pliocänen Conglomerate und Sandsteine in ausgezeichnet discordanter Schichtenstellung hinüber (vergl. Fig. 28).

Am Contact mit den Schipoter Schichten sind die Pliocänbildungen fast horizontal, worauf dieselben die Hälfte eines Antiklinalbogens beschreiben, um sodann steil nordwestlich (oder nördlich) einzuschneiden.

Doch nehmen diese steil aufgerichteten Pliocänschichten bloss eine schmale Grenzzone ein, gegen das obige Flyschgebirge hin. Innerhalb derselben ist anscheinend eine Synklinale, sowie ein nordwärts darauf folgender Sattel zu unterscheiden, wofür nämlich die im Sandstein eingeschalteten Conglomeratlagen als eine und dieselbe Bank zu gelten haben (Fig. 28).

Weiter nordwärts herrscht bei den Pliocänschichten des Steilrandes, bis nach Dofteana hin, ganz sanfte (15°) nördliche Neigung. Dabei behalten die Pliocänschichten längs des Steilrandes stets den gleichen Charakter von mürben, dickbankigen Sandsteinen, welche glimmerig, grob ungleichkörnig, sowie im Bindemittel mergelig sind.

Anstatt mit Conglomerat zu alterniren, übergehen diese Sandsteine, näher gegen Dofteana zu, vielmehr nach oben in dickbankige Conglomerate von ausserordentlicher Mächtigkeit (über 100 m).

Das Dorf Dofteana. In Dofteana selbst gehört dieser Conglomeratbildung das Bett des gleichnamigen Baches sammt seinem südlichen Steilrand, der letztere nach seiner ganzen, circa 80 m betragenden Höhe an. Dortselbst zeigt das Conglomerat äusserst flache Falten der Schichten, wobei aber der Fallwinkel vom Trotus angefangen in der Richtung nach Westen sich relativ rasch verkleinert und die Schichten erst gegen die darauffolgende Muldenmitte z. B. unter 10° nach W 20° S geneigt sind, wie es in Fig. 33 (pag. 724) veranschaulicht wird.

Am nördlichen Diluvialsteilrand des Dofteanabaches wechselagert im Gebiete dieses Dorfes der mürbe Pliocänsandstein mit grauen bis grau-grünlichen Thonlagen, ohne dass dazwischen das Conglomerat erschiene. Unterhalb des Osoinberges zeigt der besagte Sandstein 15—20°-Neigung nach Westen bis Nordwesten.

Die östliche Randzone des Pliocänbeckens und ihre Flyschumrahmung.

Cucueti.

Im Gebiete dieses am östlichen Abhang des Trotus-thales gelegenen Dorfes tauchen all' die Schichten von Neuem auf, welche am westlichen Steilufer des Trotus zwischen Stăncea Cucului und Dofteana zu Tage treten.

Das Generalstreichen der Schichten ist danach beinahe nordnordöstlich. Vor Allem entfällt die Fortsetzung des Menilitschiefer-

zuges von Stăncea Cucului, an welchem die pliocänen Sandsteine und Conglomerate, wie oben gezeigt, südwärts abstossen, im Bereiche des Dorfes Cucuetei, auf die Gegend von Păriul Socilor.

Unweit der Mündung dieses Thälchens, und zwar westlich von derselben, stehen noch am Hügel Pisu Bradului Tisești-Sandstein und Menilitschiefer an.

Ein dortselbst angelegter, verlassener Oelversuchsschacht ist darum bemerkenswerth, weil auf seiner Halde Gesteine des Târgu-Ocna'er Systems vertreten sind.

Gleich daneben betreten wir gegen Westen hin, auch in Cucuetei, das Gebiet der pliocänen Sandsteine und Conglomerate. Dabei verläuft die Grenze der letzteren gegen das Oligocän eine Strecke lang längs der westlichen Wasserscheide des Păriul Socilor, d. h. längs des Pisu Bradului.

Auch ist die tektonische Leitlinie der pliocänen Sandsteine und Conglomerate bei Cucuetei jedenfalls die nämliche, wie zwischen Stăncea Cucului und Dofteana.

Nördlich von Cucuetei, in der Richtung gegen Larga, nehmen die Conglomerate am östlichen Steilrand des Trotuş nach und nach so sehr überhand, dass dieselben zuletzt in einer Mächtigkeit von etwa 60—80 *m* anstehen. Es befinden sich aber diese Conglomeratmassen im Fortstreichen jener, welche am östlichen Flusssteilrand beim Dorf Dofteana in der gleichen Mächtigkeit zum Vorschein kommen.

Wenn man von Larga in entgegengesetzter Richtung nach Cucuetei längs des östlichen Flusssteilrandes wandert, vergrössert sich der Fallwinkel der Pliocänschichten von 18° (südlich von Larga) bis auf 40° (bei der Kirche von Cucuetei), wobei die Fallrichtung W 25—30° N beträgt. Es ist dies ganz dasselbe Steilerwerden der Schichten, welches am östlichen Abhang des Trotuşflusses zwischen Dofteana und Stăncea Cucului zu sich einstellt, in dem Masse, als man südwärts der äusseren Grenze des Pliocänbeckens sich nähert.

Das Largathal, Muntele Berzuntu, Buda.

Es fallen dem Pliocän in dieser Gegend, ebenso wie bei Cucuetei, blös die circa 500 *m* hohen Hügel zu, welche eine schmale, terrassenartige Vorstufe am Osthange der Berzuntukette darstellen. Am Largabache erstreckt sich das Pliocän ostwärts bis auf eine Entfernung von etwa 1.5 *km* im Osten von der Mündung dieses Baches in den Trotuşfluss.

Innerhalb der pliocänen Schichtenreihe des Largathales tritt das Conglomerat im Vergleich mit Cucuetei und mit Dofteana stark zurück. Die je einige Meter mächtigen Bänke von grobkörnigem gelblichen Sandstein, welcher des Glimmers fast entbehrt, wechsellagern mit kaum ebenso dicken Lagen von Conglomerat und von bläulichem Schieferthon.

Im Ganzen ist diese Schichtenreihe, einige hundert Meter mächtig, am Nordhang des Largathales aufgeschlossen, und zwar mit 20°-Neigung nach W 20° S (16° 10'), was dem Gefälle der Böschungen des Trotuşthales zu beiden Seiten der Mündung des Largabaches entspricht.

Gewisse pilzartige Verwitterungsformen des pliocänen Sandsteines, welche auf den Hügeln zu beiden Seiten des Largathales und auf der südlichen Terrasse des Dofteanabaches bei dem gleichnamigen Dorf erscheinen, sind auf auswitternde grosse Blöcke von Flyschgesteinen zurückzuführen, welche dem pliocänen Sandstein sporadisch eingebettet sind.

Ostwärts grenzt das Pliocän des Largathales unmittelbar gegen Eocän an. Es sind dies dickbankige, grobe, überaus glimmerreiche Sandsteine, jenen von Moinești ganz analog. Dieselben herrschen zu beiden Seiten des Păriul Runcu¹⁾, einer Abzweigung des oberen Largathales, und schiessen dortselbst westwärts unter das Pliocän mit einer Neigung 30—40—60° ein.

Vom Păriul Runcu führt in nord-nordöstlicher Richtung auf den Kamm der „Muntele Berzunțu“ ein Fussweg hinauf, welcher sodann zu dem gleichnamigen Dorf hinabsteigt. Neben diesem Fussweg, vom Largathal angefangen, bis auf die Höhe der genannten Bergkette hinauf, wurde blos der besagte Sandstein als anstehende Felsart beobachtet.

Hingegen fanden sich auf der Höhe der Berzunțukette, auf der Waldwiese P^{na}. Schitului, Trümmer von Tisești-Sandstein vor, anscheinend ganz entsprechend ihren natürlichen Verbreitungsverhältnissen.

Tief am Ostfusse der Berzunțukette gelangt man erst bei Buda zur miocänen Salzformation, deren Westgrenze einerseits nach Poduri und Moinești im Norden²⁾, andererseits aber nach Târgu-Ocna im Süden zu verfolgen ist.

Gropa Jaristea bei Păgubeni.

Es ist dies ein tiefer Wassereinriss, welcher in den östlichen Flusstheilrand des Trotuș einschneidet und dem Pliocän angehört. Das letztere stimmt faciell mit jenem von Larga überein. Die Conglomeratschichten fallen sanft nach Westen ein, was zufälliger Weise auch hier der Böschungsneigung der schmalen, 500 m hohen Trotușterrasse entspricht.

Dicht über dem Wassereinriss verläuft die Ostgrenze des Pliocänbeckens.

Păriul Căramizilor und Berg Varan³⁾ bei Păgubeni.

Die am Ostfusse der Berzunțukette verlaufende Ostgrenze des Pliocän ist bei Păgubeni bereits an den Thalgrund des Trotușflusses gebunden. Nur stellenweise steigt das pliocäne Conglomerat bei Păgubeni, etwa 20—30 m hoch, am östlichen Flusstheilrand hinauf. Dabei erhebt sich der letztere circa 200 m über den Trotușspiegel und fällt insgesamt dem Eocän zu.

¹⁾ Karte im Massstabe 1:20.000.

²⁾ Vergl. meinen Reisebericht.

³⁾ Dieser von Ortsbewohnern herrührende Name bezieht sich auf jenen Abschnitt der schmalen östlichen Hochterrasse des Trotuș, welcher zwischen dem letzteren und dem Oberlauf des Păriul Căramizilor gelegen ist.

Was die eocäne Schichtenfolge anbelangt, besteht dieselbe auch hier vorwiegend aus dem viel erwähnten dickbankigen, grobkörnigen, glimmerreichen Sandstein, welcher aber bei Pägubeni ausnahmsweise überaus zahlreiche metergrosse, concretionäre Sandsteinkugeln führt. Derartige, mehrere Meter dicke Sandsteincomplexe wurden bei Pägubeni bald als Hangendes, bald aber als Liegendes einer mächtigen bunten Hieroglyphen-Sandsteinserie beobachtet.

Innerhalb der letzteren spielen die Hauptrolle grünliche bis grau-bläuliche und abwechselnd rothe oder grünliche, rothgebänderte, fette Schieferthone, welche oft in einen thonigen, feinkörnigen, glimmerreichen Quarzsand übergehen.

In dem grossen Wassereintritt, welcher vom „Varan“-Hügel (507 m) nach Pägubeni zum Trotuş herabläuft und sich gegenüber der Kirche von Dărmanesti, d. h. etwa 1 km nördlich von der Mündung des Păriul Căramizilor befindet, wurde ein kaum 1 dm starkes Braunkohlenflötz, als Einschaltung in den genannten Schieferthonen, beobachtet.

Die dünnschichtigen Zwischenbänke von festem Hieroglyphen-Sandstein und Platten von Sandsteinschiefer, welche diesen Thonen eigenthümlich sind, gemahnen an das Târgu-Ocna'er System.

An der Westböschung des Varanberges sind diese Bildungen steil östlich, seltener aber steil westlich geneigt oder aber auf den Kopf gestellt. Am Ostfusse des Varanberges fällt hingegen der dickbänke Sandstein unter 45° nach Westen ein.

Als eine Synklinale bekundet sich der Eocänzug des Varanberges, namentlich an seinem Südhang, welcher über dem Bachbette von Păriul Căramizilor steile Felswände darstellt. Die Synklinalmittelpunkt ist dortselbst durch senkrecht einfallende Schichten charakterisirt, welche aber gegen oben steile Ostneigung annehmen. Der Westsattel der Synklinale ist darnach sichtlich unter Tags überkippt.

Das Pliocän greift bis zu diesem nahe der Mündung des Păriul Căramizilor gelegenen Aufschlusse nicht vor.

Plopu.

Dieses Dorf liegt dicht an der Ostgrenze des Pliocän. Das letztere beschränkt sich auch hier auf den Thalgrund des Trotuşflusses. Am Eingang zu dem vom Trotuş seitwärts auslaufenden Plopu-thale passirt man zunächst eine 100—200 m breite Menilitschieferzone. Auf der Südböschung des Plopu-thales gehört der letzteren der von Dorfbewohnern so benannte Hügel „Ripa Stroie“ an, ein niedriger felsiger Vorsprung des Berges Piatra Pufului (601 m). Auf der Karte ist dieser Hügel von den Isohypsen von 300 und 400 m eingefasst.

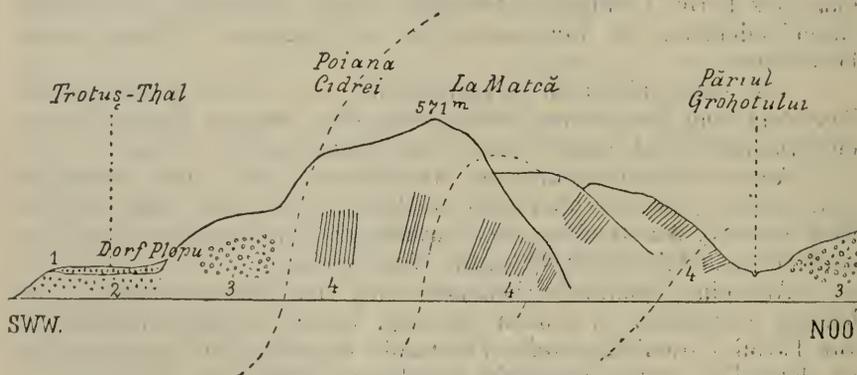
Innerhalb der Menilitschieferzone am Hügel „Ripa Stroie“ erscheint eine 20—30 m mächtige Lage von dickbankigem Tiseşti-Sandstein, welche unter 80° nach W 20° S (16^h 10^o) einfällt.

Beiderseits, von Westen und Osten, ist dieselbe von mächtigen Complexen grünlicher Schieferthone eingefasst. Doch im Westen sind dem Schieferthon noch einige dicke Bänke von dem nämlichen Sandstein und sodann näher gegen das Trotuşthal hin, ein circa 20 m

breiter Zug von braunen, thonig-kieseligen, geknickten Schipoter Schichten eingeschaltet. Hingegen sowohl westlich von den Schipoter Schichten als auch östlich vom Tisești-Sandstein, d. h. in seinem Liegenden, führt der grünliche und abwechselnd röthliche Schieferthon krummschalige, glimmerige Sandsteinplatten und dünne Lagen von feinkörnigem, grünlichen, thonig-kieseligen Glaukonitsandstein, welche sich petrographisch von solchen der Târgu-Ocna'er Hieroglyphenschichten nicht unterscheiden.

Im Bacheinriss, welcher im Osten von den Felsen von Ripa Stroie zum Plopubach herunterläuft, zeigen die besagten Hieroglyphenschichten eine zu seinen beiden Seiten entgegengesetzte Fallrichtung, wobei das Streichen fast nordsüdlich ist.

Fig. 29.



Ansicht des nördlichen Abhanges des Thales Plopu Mare, oberhalb des Dorfes Plopu.

1. Alluvium.
2. Pliocän.
3. Tisești-Sandstein.
4. Uzusandstein.

Jedenfalls ist durch das Erscheinen von dickbankigem Tisești-Sandstein bei Ripa Stroie ausnahmsweise die stratigraphische Grenze gegen das Târgu-Ocna'er System bezeichnet.

An der nördlichen Thalseite des Păriul Plopu entfällt die Fortsetzung der vorbesprochenen Menilitschieferzone auf den Westabhang des Berges „La Matcă“ (571 m), wo der Tisești-Sandstein gleichfalls zwischen den beiden Isohypsen von 300 und 400 m zum Vorschein kommt. Der Fallwinkel war dortselbst nicht zu messen.

Jenseits der Menilitschieferzone gelangt man thalaufwärts alsbald zu unserem dickbankigen, grob- und ungleichkörnigen Moimesti'er Sandstein, welcher auch hier reich an Glimmer ist, kalkhaltiges Bindemittel hat und mit dünnen und dickeren (1 m) Lagen von grünlichem Schieferthon wechsellagert. Innerhalb der fast 1 km breiten Zone dieses Sandsteines sind die Berge La Matcă und Pietra Pufului gelegen, welche zu beiden Seiten des Ploputhales aufragen.

Dabei zeigt dieser Sandstein constant westliches Fallen (W 10° S bis W 40° N) unter 20° — 75° . Der Fallwinkel verkleinert sich anscheinend stufenweise in der Masse, als man quer auf die Sandsteinzone nach Osten fortschreitet: Nordwestneigung (W 40° N) von 20° wurde speciell längs der westlichen Böschung jenes Păriul Grohotului wiederholt beobachtet, welcher in nördlicher Richtung vom Păriul Plopu sich abzweigt. Am Osthang des Păriul Grohotului, am Berg D. Ciubu Corbului Brădaei (652—824 m), ist von Neuem Menilitschiefer und dickbankiger Tisești-Sandstein zu finden (vergl. vorstehend Fig. 29).

Vermăști (Glodurile).

Das Pliocän, welches als Untergrund von Vermăști vorauszusetzen ist, greift nach Osten in das nahe, in den Westhang der Berzuntukette einschneidende Seitenthälchen P. Glodurile nicht hinein. In dem letzteren ist an verschiedenen Stellen der dickbankige Moinești'er Sandstein entblösst. Derselbe streicht bald nordwestlich, bald nordsüdlich, bald aber nord-nordöstlich (N 25° E = 1^{h} 10^{m}). Am Eingang zum Seitenthälchen sind die Schichten dieses Sandsteines stellenweise auf den Kopf gestellt, während weiter thaleinwärts ihre Neigung 35° — 65° nach Westen beträgt.

Wahrscheinlich lehnt sich dieser Sandsteinzug von Westen her an die Menilitschieferscholle, welche über Ripa Stroie bei Plopu fortstreicht.

Die Moinești'er Bucht des Pliocänbeckens und seine Nordgrenze.

Văsiești, Leorda, Ulmenișu (Hăngană), Lunca Moineștului.

In der Umgebung dieser Dörfer erreichen die pliocänen Ablagerungen ihre Nordgrenze. Dabei greift das Pliocän buchtenförmig in nord-nordöstlicher Richtung bis fast nach Moinești vor und wird in dieser Richtung von einem zum Trotușflusse mündenden Bache (P. Ulmenișu) verquert, ohne die Wasserscheide des Trotușbeckens zu überschreiten.

Die östliche Flyschumrahmung der Pliocänbucht gehört dem Berzuntugebirge, hingegen die westliche den südlichen Ausläufern der grossen Tașbugakette an (P^{na}. Curpașel 656 m, Runcu 932 m). Es sind zwei verschiedene, namentlich bei Văsiești, im Westen des Ulmenișubaches, deutlich unterscheidbare Terrassen, welche in dieser Gegend die Abhänge über benachbarten Flyschberge hinansteigen und aus Pliocän aufgebaut sind. Die absolute Höhe der Terrassen beträgt über 400 m, respective über 500 m.

Die Pliocänsedimente der Terrassen sind durchwegs feinsandigthonig oder mergelig und von stets ganz sanftem (10° — 15°) Schichtengefälle in allgemein westlicher oder östlicher Richtung. Die thonigen Sande und die mürben mergeligen Sandsteine, welche insgesamt feinblättriges Glimmer führen, stellen an ihren Ausbissen regelrecht senkrechte, an Lösswände erinnernde Steilabstürze dar. Stets sind dazwischen graue bis grau-grünliche Schieferthone in meterdicken

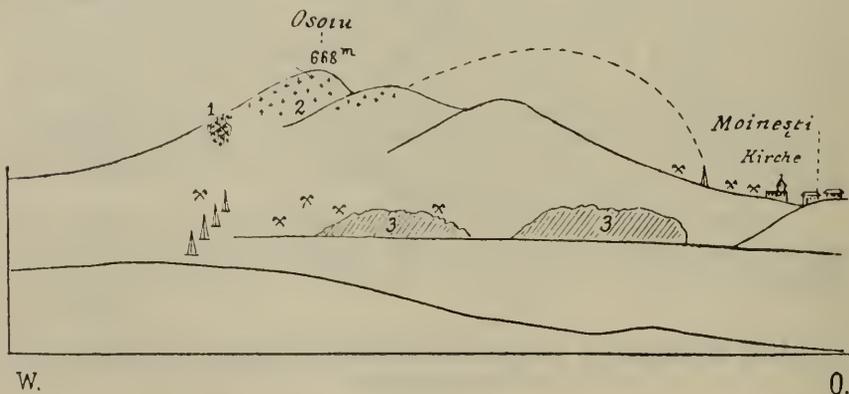
Lagen eingeschaltet, welche zum Theil des Glimmers gänzlich entbehren.

Die Muschelbreccie von Leorda, welcher bereits eingangs Erwähnung geschah und welche sich in ihrem Bindemittel als Sandstein darstellt, wurde in lose liegenden Bruchstücken am Osthang des Berges „D. Comănești“ (550 *m*) gesammelt.

Die Terrassen weisen als Hangendes der obigen Pliocänbildungen eine Decke von diluvialen Flussschotter und Berglehm auf, welche eine Mächtigkeit von mehreren Metern erlangt.

Conglomeratische Strandbildungen sind innerhalb der besagten Pliocänbucht von mir nicht beobachtet worden.

Fig. 30.



Ansicht des Osoiuberges von Süden, von Lunca aus.

1. Diluvialsand mit Rollstücken von Tisești-Sandstein.
 2. Tisești-Sandstein.
 3. Hieroglyphenschichten.
- M = Oelbohrungen.

Die sich kreuzenden Hämmer markiren die Oelbrunnen.

Der unmittelbare Anschluss der höheren Terrasse des Pliocän an das Grundgebirge des Flysches ist ringsherum in der Pliocänbucht an das Niveau von etwa 620 *m* absoluter Höhe gebunden, indessen fast nirgends in ausreichenden natürlichen Aufschlüssen blossgelegt.

Auch wurde annähernd in einer Höhe von 620 *m* am Westhang des Osoiuberges (663 *m*) bei Moinești eine eigenthümliche Trümmerbildung von Tisești-Sandstein beobachtet, welche, sei es mit Pliocän, sei es aber mit dem Terrassendiluvium der Pliocänbucht in Verbindung gebracht werden muss.

Der Osoiuberg erhebt sich nämlich direct an der äusseren Nordostgrenze des Pliocänbeckens, so dass die letztere auf den West- und Südwesthang des Berges entfällt. Doch ist das Pliocän an diesem Berghang ganz denudirt und sind es lediglich die den Berg aufbauenden Flyschgesteine, welche am genannten Berghang und in dem an seinem Fusse gelegenen Bacheinriss anstehen.

Zwar besteht der Osoiuberg, wie bereits in meinem Reiseberichte näher ausgeführt, aus einer inselartig auf die Bergspitze gebundenen, als synklynal vorauszusetzenden Tisești-Sandsteinscholle und einer nach Osten überkippten Antiklynale von ölführenden Hieroglyphenschichten, sammt dem dieselben begleitenden dickbänkigen Moinești'er Sandstein. (Petroleumfeld von Moinești; vergl. hiezu das vorstehende Profil Fig. 30.)

Nun wurden am Westhang des Berges, oberhalb der Oelgruben, und zwar am Rande des nach Lucăcești sich erstreckenden Waldes, reine, weisse Quarzsande mächtig aufgeschlossen vorgefunden, wie solche als eluviales Verwitterungsproduct den Tisești-Sandstein zu begleiten pflegen. Ganz ausnahmsweise sind aber diesem Sande am Osoiuberg zahlreiche, 0·5—1·5 *dm* grosse Rollstücke und grössere Trümmer von Tisești-Sandstein eingebettet, was, an und für sich, nicht befremdlich wäre. Doch befindet sich dieses Vorkommniss auf der Höhe des Berges und ist von benachbarten Thalfurchen weit entlegen. Demzufolge ist dasselbe bloß durch den Umstand erklärlich, dass seine geographische und hypsometrische Lage mit der Verbreitungsgrenze des Pliocän in der westlichen Umgebung von Moinești thatsächlich genau in Einklang zu bringen ist.

Noch in Entfernung von 1·5 *km* im Süden des Osoiuberges, bei Lunca Moineștului, befindet sich das Grundgebirge des Flysches in relativ so geringer Tiefe unter der Oberfläche, dass es stellenweise unmittelbar unter den Thalfurchen der Pliocändecke hervorkommt.

Bei einigen Oelversuchsschächten, welche in Lunca Moineștului, neben dem Bache, und zwar am Ostfusse der aus Pliocän aufgebauten Anhöhe Dealu Mare, gelegen sind, wurde der Moinești'er Sandstein sammt seinen Begleitgesteinen aus geringen Teufen zu Tage gefördert.

Die Centralgegend des Pliocänbeckens und seine westliche Randzone.

Die Flyschinsel von Comănești am Troțușflusse.

Bei Comănești streicht über den Troțușfluss eine 1·5 *km* breite und doppelt so lange Scholle von dickbänkigem, wohlgeschichteten, grobkörnigen, grau-grünlichen Sandstein. Der letztere mag zum Theil ebenso gut als Moinești'er, als auch als Uzusandstein bezeichnet werden, und ist zwischen beiderlei Flyschstufen auch hier keine irgendwie haltbare stratigraphische Grenze zu ermitteln. Ringsherum ist die besagte Flyschsandsteinscholle vom Pliocän umgeben, wobei dieselbe 4—5 *km* von der benachbarten West-, Nord- und Ostgrenze des Pliocänbeckens entfernt ist.

Es fällt in den Bereich dieser Flyschinsel der bewaldete Gonțaberg (560 *m*), welcher im Norden vom Troțușfluss, hingegen im Westen von dem zu demselben mündenden Șupanubach umspült wird. Im Westen des Gonța greifen die geographischen Grenzen unserer Flyschinsel weit über die Umrisse dieses Berges hinaus, zumal einige Ausbisse des Uzusandsteines noch im Westen des Șupanuthales, auf den Anhöhen 576 *m* und 606 *m*, welche dem als Costa Luminei bezeichneten Abschnitte der Hochterrasse angehören, existiren.

Das Şupanuthal selbst ist in seinem Unterlauf, bis auf eine Distanz von 1·5 *km* von seiner Mündung hinauf, im Uzusandstein eingeschnitten. Auch kommt Uzusandstein gegenüber dem Gonţaberg, auf der Nordseite des Troţuşflusses, zum Vorschein und gehört demselben die Osthälfte des Dorfes Comăneşti sammt dem zwischen den Isohypsen von 40 *m* bis 450 *m* sich erhebenden Flussteilrand, welcher in diesem Orte den Süd- und Südostfuss des Berges D. Comăneşti (550 *m*) umsäumt.

Das Pliocän stösst ringsherum längs der Ränder unserer Flyschinsel an steil geneigten Bänken des Uzusandsteines mit sanftem Schichtengefälle discordant ab. Doch heben sich die Ränder dieser Flyschinsel orographisch nur undeutlich ab, und zwar an gewissen Stellen, wie z. B. am Osthang des Gonţaberges. Sonst sind ihre Böschungen unter der Pliocändecke begraben, so dass aus der letzteren lediglich ihre höchsten Erhebungen hervortauschen.

Die Vertiefungen der Oberfläche der Flyschinsel scheinen den heutigen Thälern zu entsprechen und sind ihrerseits mit übergreifendem Pliocän grösstentheils ausgefüllt. Als Typus dieser Verhältnisse bietet sich das im Gebiete unserer Flyschinsel gelegene Şupanuthal dar.

Der Westhang des Şupanuthales ist in zwei verschiedene Terrassen abgetheilt, wovon die obere durch die vorerwähnte Anhöhe Costa Luminei (576—606 *m*) gegeben ist und dem auf der Ostseite des Thales ebenfalls terrassenartig aufragenden Gonţaberg (560 *m*) hypsometrisch entspricht. Hingegen ist die untere Terrasse in einer Höhe von etwa 450 *m* gelegen, in welchem Niveau des westlichen Thalabhanges sich dieselbe über die sogenannte Poiana Părului (Karte 1:20.000) erstreckt, sowie dortselbst durch eine mehrere Meter mächtige Flussschotterbildung gekennzeichnet ist. Hypsometrisch sind diese beiden Terrassen mit den zwei Hochterrassen des Pliocänbeckens von Lapoş überhaupt identisch.

Was die Hochterrasse von Costa Luminei anbelangt, wurde dieselbe von mir vom Troţuşthal aus besucht. Am Wege, welcher vom Şupanudorf über den südlichen Steilrand des Troţuşflusses zu der auf der besagten Anhöhe gelegenen Wiese („Poiana Luminei“) hinaufführt, ist zunächst nur Berglehme zu beobachten. Derselbe ist bis zur halben Höhe des Steilrandes mächtig entwickelt. Erst ganz oben auf der Höhe des Steilrandes ist hie und da in seichten Wassereinrissen pliocäner Sand entblösst, welchem dortselbst eckige Trümmer von Uzusandstein eingebettet sind. Auch ist in dem Pliocänsand an einer Stelle eine 1 *m* dicke Schicht von mürbem Sandstein eingeschaltet welche eine Unzahl von Unionen, Neritinen und Congerien führt, und zum Theil als Muschelbreccie sich darstellt. Es ist dies der wichtigste der eingangs erwähnten Fossilienfundorte. Dicht daneben, in einem noch etwas höher gelegenen Wegeinschnitte, befindet sich, beim Triangulationspunkt (576 *m*), der bereits oben erwähnte Uzusandsteinausbiss. Dabei daucht die letztere Felsart unter 50—60° nach E 30° N (4^b), oder aber nach N 10° W (24^b 10°) ab, während der obige Pliocänsand ein so sanftes Schichtengefälle verräth, dass

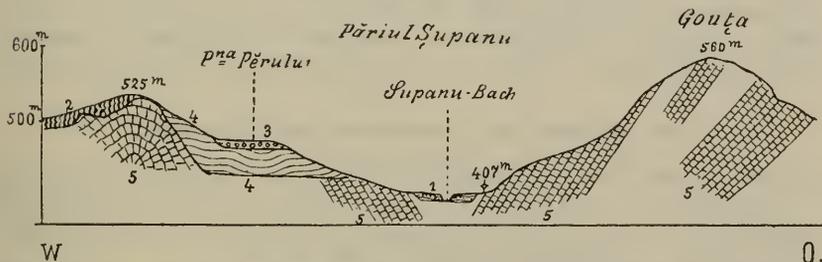
dieses in Bereiche seiner wenig ausgedehnten Aufschlüsse nicht messbar erscheint.

Die Uzusandsteinaufschlüsse auf den Höhen von Costa Luminei hängen nicht direct mit jenen vom Gontăberg zusammen, zumal dazwischen das Pliocän herrscht (vergl. Fig. 31).

Am Unterlaufe des Şupanubaches ist zwar die dem Gontăberg angehörende östliche Thalböschung, je nach ihrer Gesamthöhe (407—560 m), aus steil (60°) abdachenden Bänken von Uzusandstein aufgebaut. Allein an der merklich sanfteren Westböschung des Thales sind die steilen Uzusandsteinbänke bereits in einer Höhe von etwa 20 Metern über dem Şupanubache von Pliocänschichten discordant überlagert. Die letzteren sind unter 15° geneigt, bald nach Westen, bald aber nach Osten (E 10° N = 5ⁿ 5°).

Noch etwas über 20 m höher erscheint am Westhang des Şupanuthales die oben erwähnte, mehrere Meter mächtige Lage von diluvialem

Fig. 31.



Schematisches Querprofil über den Unterlauf des Şupanuthales bei Comăneşti.

1. Alluvium.
2. Berglehm.
3. Flussschotter und Berglehm auf der unteren „Diluvial“-Terrasse.
4. Pliocän.
5. Uzusandstein.

Flussschotter, welcher seinerseits eine Berglehmdecke trägt. Es ist dies die untere von den beiden Terrassen des westlichen Abhanges des Şupanuthales.

Nebstbei ist zu betonen, dass das vorbesprochene geologische Querprofil des Şupanuthales nur für seinen Unterlauf, nächst dem gleichnamigen Dorf, Geltung hat und sich in verschiedenen Details beträchtlich ändert, wenn man längs des Baches thalaufwärts sich begibt.

An der Stelle zum Beispiel, wo ins Şupanuthal das Seitenthälchen Galeonu von Süden her einmündet, reicht das Pliocän bereits bis zum Thalboden des ersteren hinab. Einerseits gehört dabei die Westböschung des Şupanuthales ausschliesslich den pliocänen Schichten an, andererseits aber werden die beiden Abhänge der Seitenschlucht Galeonu von Uzusandstein beherrscht¹⁾.

¹⁾ Als Val. Galeonu wurde mir an Ort und Stelle jenes Seitenthälchen bezeichnet, über welches, vom Şupanuthal aus, der Weg nach den Petroleumgruben

Das Pliocän der westlichen Thalböschung besteht aus alterirendem Sand, Thon und Sandstein. In Thonlagen waren drei übereinander eingeschaltete, je 2—5 *dm* dicke Lagen von gemeiner Braunkohle zu beobachten. Seinerseits führt der Sandstein dünne, kalkige Platten mit zahlreichen Dreissensiden (? *Congerina*).

Oberhalb der Mündung der Seitenschlucht Galeonu taucht im Şupanuthal von Neuem Uzusandstein in ansehnlicher Mächtigkeit auf, und zwar sichtlich bis zu bedeutender Höhe über dem Thalgrunde.

Obzwar es erst durch weitere Localuntersuchungen zu entscheiden wäre, ob der Verlauf des heutigen Şupanuthales genau oder aber nur stellenweise mit einer entsprechenden Thalfurche der Flyschoberfläche übereinstimmt, ist es Thatsache, dass dieses Thal nicht nur in seinem Unterlaufe, sondern auch in seinem Oberlaufe („P^{na}. Luminei“) von mantelförmig transgredirendem Pliocän beherrscht wird. Ausser mangelhaften Pliocänausbissen ist für den Thalboden der oberen Şupanuschlucht (= „P. Costi Luminei“) eine schwach salzige Quelle bezeichnend. Durch die letztere ist die Nachbarschaft der Uzu- oder der Târgu-Ocna'er Schichten sicher gestellt, zumal im Gegensatz zu denselben die Sedimente unseres Pliocänbeckens nirgends Salzspuren oder -Ausblühungen zur Schau tragen.

Die Tektonik der Flyschinsel von Comăneşti.

a) Die Südhälfte der Flyschinsel.

Längs des Nordfusses des Goţaberges fallen die stets mit Thonschmitzen ausgestatteten Uzusandsteinschichten regelrecht nach W 10° S (18^h 10^o) unter 45° ein.

Nahe dem Troţußfluss zeigt der am Westhang des Şupanuthales entblösste Uzusandstein 60°-Neigung nach W 10° S' (18^h 10^o). Etwa 200 *m* weiter im Süden taucht aber dieser Sandstein am Osthang des Şupanuthales von Neuem auf, doch mit constant entgegengesetztem Schichtengefälle, zwar nach Ost-Ostnorden (E 30° N = 4^h) unter 60° (vergl. Fig. 31).

Es gehören die beiden zuletzt genannten Aufschlüsse den Seitenflügeln einer Synklinale an, deren Axe nordsüdlich zwischen denselben hindurchstreicht. Der östlich benachbarte Goţaberg repräsentirt den zugehörigen Sattel. Dass in der Querrichtung des letzteren der Fallwinkel sich in der obigen Art und Weise nach Osten hin verkleinert, entspricht dem geringeren Neigungsgrade des Liegendschenkels der als überkippt anzunehmenden Antiklinale.

b) Die Nordhälfte der Flyschinsel.

Auf der Nordseite des Troţußflusses repräsentirt die mit 550 *m* bezeichnete Anhöhe des D. Comăneşti die höhere von den beiden

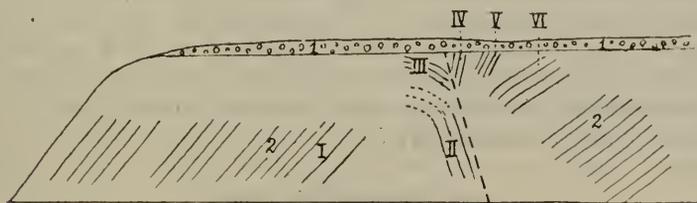
bei Fundu Tisei („Baia Tisa“) hinaufführt. Dieses Seitenthälchen grenzt von Süden her unmittelbar an den Goţaberg an, während das „Val. Galeonu“ der Generalstabskarte sich etwa 500 *m* weiter im Süden befindet und dem ersteren parallel läuft. Die Flyschsandsteine des mir bekannten Val. Galeonu weisen das Gepräge des Sandsteines von Moineşti auf. Zum Theil sind es mürbe, an Glimmer sehr reiche Sande mit concretionärem Kugelsandstein.

verschiedenalterigen Terrassen, welche den Trotusfluss begleiten. Hingegen gehört der Steilrand am Süd- und Südostfusse des D. Comănești der tieferen Terrasse an.

Die am Steilrande, im Bereiche des Dorfes Comănești, ausstreichenden Uzusandsteinbänke sind im Allgemeinen nach Westen steil geneigt. An einer Stelle, welche oberhalb des Hauses des Grundeigentümers Veiriu gelegen ist, wurde östliche Fallrichtung beobachtet (Fig. 32).

Dicht im Osten von dem durch östliche Fallrichtung gekennzeichneten Mediantheil eines Sattelbogens setzt eine Bruchlinie hindurch, welche am Steilrande steil hinabläuft, so dass die anscheinend streichende Bruchfläche nichtsdestoweniger ostwärts geneigt ist.

Fig. 32.



Ansicht des nördlichen Steilrandes des Trotusflusses im Bereiche des Dorfes Comănești.

1. Diluvialschotter und Berglehm.
2. Uzusandstein.
 - I. Fallen 45° nach W 10° S.
 - II. Fallen 50° nach E 10° N.
 - III. Fallen 10° nach Nordosten.
 - IV. Fallen 90° , Streichen NS.
 - V. Fallen 70° nach W 10° S.
 - VI. Fallen 45° nach SW 10° S.

Ausserhalb des Dorfes Comănești ist am besagten Flusssteilrand („Costa Lungi“), in westlicher Richtung, fortwährend nur die Schichtenreihe des Uzusandsteines zu verfolgen. Dabei alterniren die Uzusandsteinbänke mit grünlichen und röthlichen Schieferthonen und sind bald nach W 10° S ($17^{\text{h}} 5^{\text{m}}$) unter $30-40^{\circ}$, bald aber nach Osten (6^{h}) unter $50-60^{\circ}$ geneigt. Es scheinen zahlreiche Secundärsättel zu sein, deren Ostschenkel steiler sind als die Westschenkel.

Das Diluvium am nördlichen Flusssteilrand bei Comănești.

Sowohl in Comănești selbst, als auch westlich von diesem Dorf ist an diesem Flusssteilrand blos eine Diluvialdecke als Hangendes der Uzusandsteine zu beobachten.

Etwa 0.5 km westlich von Comănești ist die am Steilrand („Costa Lungi“) horizontal hinübergreifende diluviale Decke relativ sehr

mächtig entwickelt. Dieselbe besteht aus folgenden Schichtengliedern (von unten nach oben):

1. Eine Conglomeratbank, 2—3 *m* mächtig, unter 5—8° nach Osten bis Nordosten geneigt. Dieselbe zeigt das Gepräge von fluvialtem Schotter und ist discordant dem steil westwärts einschliessenden Uzusandstein aufgelagert.
2. Sandiger Flussschotter, etwa 15 *m* horizontal gelagert.
3. Dunkelbrauner Berglehm, 2 *m*.
4. Derselbe Lehm, gelblich gefärbt.

Da die obigen Schotterbildungen bald über das Eocän, wie im Allgemeinen bei Comănești, bald aber über das Pliocän transgrediren (Lunca-Aseu) und stets von hangendem Berglehm begleitet sind, ist an ihrem quaternären Alter nicht zu zweifeln. Statt dessen mag die vorgenannte Conglomeratbank entweder dem Diluvium angehören oder aber einen Denudationsüberrest des Pliocän darstellen. Die petrographische Gleichwerthigkeit des Conglomerates mit dem Diluvialschotter ist wenig verlässlich. Ausserdem fällt es aber auf, dass das Pliocän der unteren Terrasse des Trotuşflusses („Costa Lungi“), hauptsächlich überallhin, im Westen von Comănești, durch ganz sanfte Schichtenneigung charakterisirt ist.

Das Pliocän bei Aseu.

Westwärts, längs des Flusssteilrandes („Costa Lungi“) weiter fortschreitend, kann man Folgendes beobachten. Noch bevor das Dorf Lunca - Aseu erreicht wird, verschwindet am Steilrand das Eocän plötzlich, worauf derselbe nach seiner ganzen Höhe aus Pliocän und darübergelagertem Diluvium aufgebaut erscheint.

An dem in den Steilrand im Osten des D. Ghertaşoi (577 *m*) einschneidenden Bache, welcher zum Aseufluss und mit dem letzteren in den Trotuş sich ergiesst, tritt in Lunca-Aseu das Pliocän in einer Mächtigkeit von mehreren Metern zu Tage.

Es ist dies eine alternirende Schichtenreihe von grünlichem sandigen Thon, von ebensolchem feinkörnigen, thonigen Sand mit spärlicher, äusserst zarter Glimmerführung, ferner von braunem, grobkörnigen, thonigen Sand ohne Glimmer und ebensolchem weissen Sand. Eingeschaltet sind diesen ganz sanft südwestlich geneigten Schichten auch noch Platten von mürbem, mergeligen Sandstein mit der obigen Glimmerführung.

Zu oberst folgt auf diese Schichtenreihe eine 3 *m* dicke Lage von grobem, weissen Sand, welcher unmittelbar von Flussschotter (10 *m*) aus nuss- bis kopfgrossen Geschieben und sodann von Berglehm (5—10 *m*) überlagert wird.

Das petrographische Gepräge der den Schotter unterteufenden Schichtenreihe lässt es als ganz unstrittig erscheinen, dass dieselbe pliocän sei. Doch ist es kaum nachweisbar, ob der obere grobe Sand seinerseits noch pliocän ist.

Die aus Pliocän aufgebauten Terrassen sind längs des Trotuşflusses in der westlichen Umgebung von Comănești zuletzt noch beim Dorf Stréja zu beobachten.

Es wiederholt sich im Pliocän von Stréja der petrographische Habitus und das ganz sanfte Schichtengefälle, welche dem Pliocän von Lunca-Aseu eigenthümlich sind.

Oberhalb dieses Dorfes erhebt sich am Stréjaberg (645 *m*), mit 45°-Westneigung, die randliche Welle jener Uzusandsteinmassen, welche die äussere Westgrenze des Pliocänbeckens von Lapoş abgeben. Das im Gebiete des Pliocän breit ausgedehnte Trotuşthal wird an dieser Stelle plötzlich merklich enger, und ist von da an bis zur Staatsgrenze bei Palanca und noch jenseits derselben von glimmerreichem, dickbankigen Sandstein und seinen liegenden Flyschmassen beherrscht.

Die Ost- und Südumgebung der Flyschinsel von Comăneşti, Podeiu, Baia Tisa und Baia Runcu.

Die Ostgrenze der Flyschinsel von Comăneşti verläuft dicht neben dem Wege, welcher über den 420 *m* hohen Südsteilrand des Trotuşflusses nach dem Dorf Podeiu und sodann nach der Thaleinsenkung Fundu Tisei führt. Längs diesem Wege haben wir rechts einen in den Steilrand einschneidenden, schmalen und tiefen Bacheinriss, hingegen links vom Wege zieht sich eine Reihe von 5—8 geradlinig in nord-nordöstlicher Richtung angeordneten, verlassenen Oelbrunnen und -Versuchsschächten hin.

Im Bacheinriss stehen dickschichtige, zum Theil thonige Sande mit Zwischenbänken von mürbem Sandstein an. Beide weisen äusserst zarte Glimmerführung auf und sind unter 10' nach Nordosten geneigt (Pliocän). Dem gegenüber sind auf den Halden der obigen, kaum 20—30 *m* vom Bacheinriss entfernten Oelbrunnen harte, grau-grünliche, bituminöse, zum Theil thonig-kieselige, zum Theil aber mergelige Sandsteine zu sammeln.

Sowohl diese Sandsteine, als auch ihre begleitenden Sande sind durch reiche, grossblättrige Glimmerführung als Bestandtheile der Flyschinsel von Comăneşti gekennzeichnet.

Nun befinden sich ausserdem in südlicher Fortsetzung dieser Vorkommnisse auf der Hochterrasse zwischen Podeiu und Lapoş sehr zahlreiche seichte Oelbrunnen. Dieselben sind zu zwei verschiedenen Grubenfeldern (Baia Tisa und Baia Runcu) gruppirt, wovon das erstere bei „Fundu Tisei“ auf der Nordseite der Runcu-Anhöhe (563 *m*), das zweite aber auf der südlich von dieser Anhöhe gelegenen „Poiana la Gropile Boereşti“ sich befindet.

Die im Bereiche dieser Oelterrains existirenden Aufschlüsse sind ausnahmslos ganz seicht und gehören dem Pliocän an. Dabei ergab es sich aus dem Studium der Halden und der in Anlage begriffen gewesenen neuen Brunnen, dass das Pliocän in dieser Gegend nur geringere Mächtigkeit (etwa 20 *m*) aufweist und von Flyschbildungen unterlagert wird, welche vom benachbarten Gonţaberg und vom Galeonuthale hierher fortstreichen. Bei einem von den Schächten wurde in seiner Tiefe von 8 *m* auf pliocäne Braunkohle gestossen, welche aber hier gering mächtig war.

Es ist kaum zu bezweifeln, dass das Oel dieser Gegend nicht an das Pliocän, wie zumeist in der Walachei, sondern an den Flysch gebunden ist, nach Analogie der Bacau'er Karpathen überhaupt.

Bituminöse Sandsteinstücke, welche auf Halden zu sammeln sind, gehören niemals dem Pliocän, sondern stets dem Flysch an ¹⁾.

Die Production ist bei den besagten, der Hauptsache nach vernachlässigten Oelgruben eine sehr geringe, doch gehören 120 m tiefe Oelschächte zu Ausnahmen.

Da die beiden Oelgruben zusammen mit den vorerwähnten isolirten Schächten, welche am Steilrand des Trotuş, bei Podeiu, gelegen sind, längs einer geraden Linie angeordnet sind, welche nach N 10° E (24^h 10^o), d. h. übereinstimmend mit dem Streichen des umgebenden Flysches orientirt ist, ist die auch sonst nahe liegende Annahme berechtigt, dass wir es in allen den drei Fällen mit einer und derselben Oelzone zu thun haben.

Nebenbei mag vermerkt werden, dass das Petroleumfeld von Moineşti eine Meile in nord- (25^o) östlicher Richtung von Podeiu entfernt ist. Auf der als gerade zu denkenden Linie, welche Moineşti mit Podeiu sowie mit Baia Tisa und Baia Runcu verbindet, sind ausserdem die den Moineşti'er Oelgruben benachbarten Versuchsschächte von Lunca Moineştilui gelegen (vergl. oben, pag. 713).

Der Vermuthung, dass die Oelzone von Baia Tisa und Runcu bis nach Moineşti sich fortsetze, muss entgegengehalten werden, dass auf der ganzen Strecke zwischen Comăneşti und Moineşti das Flyschgebirge beständig durch Pliocän maskirt ist. Folglich wäre diese Frage bloß durch den negativen Beweis endgiltig zu lösen, dass nämlich die ölführenden Schichten von Moineşti nicht in südlicher Richtung, im Gebiete der Berzunţukette, ihre Fortsetzung finden.

Es bleibt die Lösung dieser Frage der geologischen Aufnahme des Nordtheiles der Berzunţukette zwischen Văsieşti, Plopu, Poduri und Moineşti vorbehalten.

Die Gegend von Lapoş.

In westlicher Umgebung des Dorfes Lapoş sind im Gebiete der beiden aus Pliocän aufgebauten Hochterrassen des Trotuşflusses seit längerer Zeit Ausbisse von fester, nicht abfärbender muscheliger brechender, glänzender Pechkohle bekannt. Begleitet und vertreten wird dieselbe vielfach von Lignit und von gemeiner schieferiger Kohle, welche mitunter Conchylienspuren zeigt (Păriul Piticilor).

Zahlreiche Kohlénausbisse befinden sich im Păriul Piticilor am Abhang des P. Hijmelor, im Păriul Ferestreu, in der Umgebung von P^m lui Manole, im Păriul Ilinţe, bei Arşiţa lui Florian und ausserdem in Val. Malulului.

¹⁾ Selbstverständlich kamen dabei bloß feste Gesteinstücke der Halden in Betracht, welche beim Zerschlagen sich als bituminös erwiesen. Ausserdem ist zu betonen, dass dem anstehenden Pliocän nirgends in dieser Gegend bituminöse Schichten eingeschaltet sind.

Die Vorkommnisse der vier zuerst genannten Thäler sind dicht an der Grenze des Pliocänbeckens gegen die hohen Berge seiner westlichen Flyschumrahmung hin gelegen, und zwar steil aufgerichteten Schichten eingebettet, welche in den sehr mangelhaften natürlichen Aufschlüssen nicht näher zu untersuchen sind (I. Fallen unter 40° nach E 30° N im Păriul Piticilor; II. 45° nach Osten bei Arșița lui Florian; III. 70° nach Osten am Abhang des Pîscu Hîjmelor; IV. 80° nach Westen dortselbst, etwas weiter nördlich; V. 60° nach Südwesten im Păriul Piticilor, westlich von P^{na}. lui Manole). Die Mächtigkeit der Kohlenausbisse schwankt in diesen Fällen zwischen einigen Centimetern bis über 1·5 *m*.

Bemerkenswerth ist es, dass die westlich von P^{na}. lui Manole im Păriul Ferestreu gelegenen Ausbisse sich nahe dem Triangulationspunkt 734 *m* der Generalstabskarte befinden. In analoger Weise sind alle Kohlenausbisse im Westen von Monastirea (608 *m*) durch eine relativ sehr hohe, hypsometrische Lage charakterisirt. Demzufolge ist aber der nachstehende Umstand zu betonen.

Während auf der östlichen Thalseite des Trotuș Braunkohlenschmitze inmitten von eocänem Flysch bei Păgubeni beobachtet wurden (vergl. oben, pag. 709), stützt sich der Nachweis betreffend das pliocäne Alter der Kohlenvorkommnisse bei Lapoș insoferne auf directe Beobachtung, als es auf die dortigen Bohrungen, sowie auf die Ausbisse in Val. Malulului und in dem bereits oben beschriebenen Păriul Șupanu ankommt.

Was zunächst Val. Malulului anbelangt, wurden am Oberlauf dieses Thales, im Süd-Südwesten der Anhöhe Runcu (563 *m*), drei verschiedene Lagen von gemeiner Braunkohle beobachtet, und zwar inmitten typischer pliocäner Schieferthone, welche mit mürbem Sandstein von einer ausgezeichnet zartblättrigen Glimmerführung alterniren. Diese Flötze sind kaum 1—3 *dm* mächtig. Dabei dachen am Oberlauf von Val. Malulului die Pliocänschichten unter 45—50—70° nach Osten (6^b) ab.

Wenn man längs dieses Thales westwärts vorschreitet, nimmt die Grösse des Fallwinkels rasch ab, offenbar mit zunehmender Entfernung von der Westgrenze des Pliocän gegen den Flysch. An der Mündung von Val. Malulului in das Trotușthal treten Pliocänschichten von obigem Typus mit kaum 5° Ostgefälle auf.

Darüber folgt nach oben Flussschotter (15 *m*) und Berglehm (8 *m*) als Terrassendecke.

Die Bohrungen von Lapoș, im Jahre 1896 vier an der Zahl gewesen, waren in Abständen von 2 *km*, resp. 4 *km*, längs einer nordöstlich-südwestlich orientirten Linie in folgender Reihenfolge angebracht (von Nordosten nach Südwesten):

I. Bohrung Nr. 2, gelegen an der Côte von 540 *m* am Plaiul Lapoșu, gleich im Osten des Triangulationspunktes von 535 *m*, mitten in der Poiana Munteanului.

II. Bohrung Nr. 4, gelegen am westlichen Waldrand von Plaiul Lapoșu, nahe in Nordosten von Monastirea (608 *m*), an der Côte von 580 *m*.

III. Bohrung Nr. 1, gelegen nahe im Südwesten von Monastirea (608 *m*), am Waldraud, an der Côte von 580 *m*.

IV. Bohrung Nr. 3, gelegen im Thale „Cracu Piticilor“, mitten in den grossen Wäldern, welche im Westen von Monastirea meilenweit sich ausdehnen, an der Côte von 680 *m*.

Von diesen vier, damals gleichmässig bis 120 *m* vertieft gewesen Bohrlöchern ist Nr. 3 kaum 1—1·5 *km* von westwärts benachbartem Flyschrande entfernt.

Dass durch die Bohrung Nr. 3 nur Sande und Sandsteine durchteuft wurden, wäre auf die mit zunehmender Nähe des Flyschrandes beim Pliocän zur Geltung gelangenden Anklänge an jene Strandfacies zurückzuführen, welche wir in typischer Entwicklung zwischen Bogata und Doftiana, sowie von Cucuți bis Pägubeni am Trotusflusse kennen lernten.

Die übrigen drei Bohrlöcher stiessen auf eine etwas abweichende Pliocänfacies, welche durch relativ mächtige Entwicklung von grauen Thonen und Mergeln charakterisirt ist, sowie aus untergeordneten Sand und Sandsteinlagen zusammengesetzt ist. Die Bohrschmandproben entstammen entschieden dem Pliocän. Beim Bohrlöcher Nr. 2 und 3 fanden sich mehrere Kohlenhorizonte vor, in Teufen von 20 bis 90 *m*, sowie von einer wechselnden Mächtigkeit von 15 bis 50 *cm*.

Im Gegensatz zu den fraglichen Bohrergebnissen sind die in geringer Tiefe unter der Oberfläche erscheinenden und partiell zu Tage tretenden, mächtigeren Flötze von ausgezeichneter Qualität näher dem Flyschrande, im Westen von Monastirea, auf ein Areal von circa 10 □ *km* concentrirt.

Im Ganzen ist dieses Ergebniss insoferne als lückenhaft zu bezeichnen, als, soweit mir bekannt, bei keinem der bisherigen Bohrlöcher die untere Grenze des Pliocän gegen die liegenden Flyschbildungen erreicht wurde.

Bezeichnend ist für unsere Gegend überhaupt das Vorherrschen von Pechkohle. Gagat wurde von mir nicht beobachtet (vergl. Coquand, l. c. pag. 521).

„Die Kohle von Lapoș ergab bei der chemischen Untersuchung nachstehende Resultate:

	Procent
Kohlenstoff	60·77
Wasserstoff	4·53
Sauerstoff + Stickstoff	21·94
Schwefel, verbrennlich	1·26
Wasser	9·90
Asche	1·60
Summe	100·00

Die aus dieser Analyse berechneten Calorien betragen 5339.

Die Asche der Kohle enthält 0·27 Procent Schwefel, somit enthält die Kohle 1·53 Procent Gesamtschwefel.

Die Kohle gleicht ihrem Aussehen nach unseren sogenannten „Alpenkohlen“ und hat in Bezug auf die Zusammensetzung viel Aehnlichkeit mit der Fohnsdorfer Kohle ¹⁾.“

Angesichts des Umstandes, dass der Flyschuntergrund hügelig ist, fällt es auf, dass durch die obige Reihe von Bohrlöchern jene Gegend verquert erscheint, welcher die südliche Fortsetzung der Flyschinsel von Comănești angehören müsste, falls sich die letztere nach dieser Richtung hin verlängern würde. Das durch ausgiebige Kohlenvorkommnisse charakterisirte Areal dürfte durch relativ sehr tiefe hypsometrische Lage des Flyschuntergrundes sich auszeichnen.

Von den vier obigen Bohrpunkten entfallen speciell Nr. 2 und vielleicht auch Nr. 4 auf die anzunehmende südliche Fortsetzung der Oelzone von Baia Tisa und Baia Runcu bei Comănești. Bei angemessener Vertiefung dieser Bohrlöcher hätten dieselben über das Bestehen der fortlaufenden Oelzone auszusagen. Allerdings wäre zum Zwecke einer solchen das Areal des seichten Flyschuntergrundes, welchem das Pliocän aufruht, vorzuziehen.

Das Pliocän am Uzuthale bei Dărmănești.

Das Dorf Dărmănești liegt beinahe in der Mitte des Pliocänbeckens von Lapoș. Bei Dărmănești, bei Boișteea, bei Dărmăneasca, sowie innerhalb der analogen Terrassenlandschaft, welche zwischen Dărmănești und Doftana sich erstreckt, zeigt das Pliocän constant den obigen Habitus von sandigen Mergeln und Thonen mit zarter Glimmerführung und mit eingeschalteten Bänken von mürbem thonigen, feinkörnigen Sandstein, welcher ausser der besagten Glimmerführung zahlreiche schwarze Punkte von makroskopisch nicht näher bestimm- baren Mineralien zeigt, die dem Gestein den Habitus eines Tuflussandsteins verleihen.

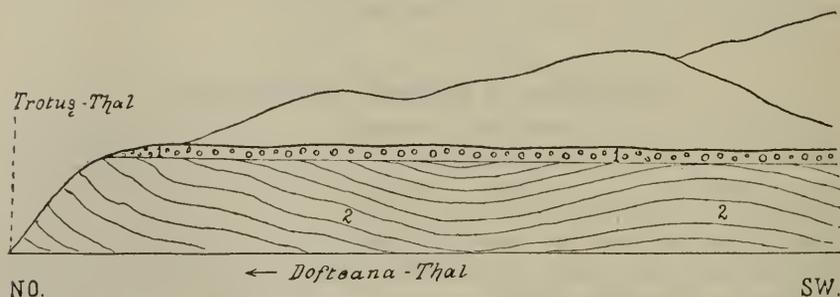
Die mikroskopische Untersuchung dieses Gesteins wurde von dem Vorstande des chemischen Laboratoriums der k. k. geologischen Reichsanstalt, Herrn C. v. John durchgeführt, und mag über das einschlägige Ergebniss, für dessen gefällige Mittheilung ich bestens danke, Folgendes verzeichnet werden. Das Gestein ist ein Tuflussandstein, bestehend aus zahlreichen, theilweise noch in vollkommenen Krystallen ausgebildeten Plagioklasleisten, ferner aus vielen Quarzkörnern, sowie einzelnen Augit- und Hornblendekörnern, Diese einzelnen Körner, zu welchen sich noch zahlreiche Biotit- und Muscovit-schüppchen gesellen, sind durch eine eisenschüssige, dunkle Binde- masse mit einander verkittet. Es enthält also der fragliche Sandstein sichere Bestandtheile von Eruptivgesteinen, und zwar solche, die auf Andesit hinweisen. Ein Vorkommen dieses Eruptivgesteines selbst konnte jedoch in nächster Nähe bisher nicht nachgewiesen werden (vergl. pag. 732).

¹⁾ Für die gefällige Mittheilung dieser seiner Untersuchungsergebnisse bin ich Herrn C. F. Eichleiter, Assistenten im chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt, zu bestem Danke verpflichtet. Vergl.: Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium d. k. k. geol. R.-A., ausgeführt in den Jahren 1892—1894 von C. John und Eichleiter, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1895, pag. 3.

Die mit Tuffsandstein alternirenden Mergel und Thone sind für die Gegend von Lapoş überhaupt bezeichnend.

Bei Därmäneasca einerseits und auf dem südlichen Flusssteilrand des Uzuflusses bei Därmăneşti andererseits wurden in diesen Schichten Steinkerne von *Helix* ziemlich oft gesammelt. Aufgebaut sind aus diesen Schichten nicht nur die bis zu den Isohypsen von 410—450 *m* aufragenden Flusssteilränder, sondern auch die Hügel der höheren Terrasse (Maguricea 525 *m*, D. Deluceni 525 *m* etc.). Die darüber lastende Flussschotterdecke, welche ihrerseits von Berglehm überlagert wird, pflegt bei der unteren Terrasse 10—20 *m* mächtig zu sein. Doch scheint Flussschotter blos nahe den Terrassenrändern vorzuwiegen, um nach entgegengesetzter Richtung hin vom Berglehm verdrängt zu werden.

Fig. 33.



Faltungen des pliocänen Conglomerates am südlichen Steilrand des Dofteanabaches, im Bereiche des gleichnamigen Dorfes.

1. Diluvialer Flussschotter.
2. Pliocänes Conglomerat.

Höhe des Steilrandes 80 *m*.

Länge des Profiles etwa 1 *km*.

An verschiedenen Stellen der Flusssteilränder zeigen die besagten Pliocänbildungen eine fast horizontale Lagerung, während local, gleich daneben eine bedeutendere Schichtenneigung (z. B. 35° nach E 10° S am nördlichen Steilrand des Därmäneascabaches) sich einstellt. Abgesehen von den localen Schwankungen des Schichtengefälles und abgesehen von der Gegend, welche dem westlichen Flyschrand unseres Pliocänbeckens zunächst benachbart ist, ergaben die Untersuchungen an den Steilrändern des Uzuflusses Folgendes.

Die Pliocänschichten in der Gegend zwischen Därmăneşti und dem westlichen Flyschrande verrathen ein immer grösseres und grösseres östliches Schichtengefälle, je mehr man dem Flyschrand sich nähert. Dabei sind die Pliocänschichten erst im Bereich von Därmăneşti auf eine kurze Strecke hin horizontal gelagert. Nahe im Osten der betreffenden Stellen (z. B. südlicher Flusssteilrand in

Dărmănești bei „Grópa Ciungióni“) betritt man das Gebiet von sanft westlich fallenden Schichten.

Daraus erhellt, dass die Pliocänschichten eine flache Mulde darstellen, deren Breite fast eine Meile, d. h. beinahe $\frac{3}{4}$ der Gesamtbreite des Pliocänbeckens beträgt. Die steilen Neigungen sind bei beiden Seitenflügeln dieser riesigen Synklinale auf ihre Ränder beschränkt. (Larga, Cucuetei einerseits, die Gegend im Westen der Monastirea bei Lapoș andererseits.)

Ausserhalb der Synklinalränder ist das Pliocän zu einigen wenigen, stark zusammengeklemmten Sätteln aufgethürmt, welchen letzteren ein ganz schmaler Saum an den Aussengrenzen des Pliocän, gegen den Flysch hin, angehört (Fig. 28).

Die Synklinalmitte des Pliocänbeckens entfällt, im Norden quer auf das Schichtenstreichen orientirten Uzuthales, beinahe auf den Maguriceaberg (525 m), und ist sowohl am südlichen Steilrande des Uzuflusses, wie auch am südlichen Steilrande des Doftéana leicht erkennbar, wo aber die grosse Synklinale in einige kleinere Mulden aufzugehen scheint (siehe vorstehende Fig. 33). Minder deutlich geben sich diese Verhältnisse an den nördlichen Steilrändern des Uzu- und des Doftéanabaches kund. Bei Boiștea herrscht am Westhang des Maguriceaberges ganz sanfte Ostneigung der Schichten. Am nördlichen Flusssteilrand des Doftéanabaches ist aber gegen Trotuș zu ebenso sanfte Westneigung der Schichten zu beobachten. Es gehören diese beiden Gegenden den entgegengesetzten Schenkeln der Pliocänsynklinale an.

An der äusseren Westgrenze des Pliocänbeckens sind in den von mir besuchten, am Uzuflusse gelegenen Orten die Absätze des letzteren nirgends deutlich entblösst. Die Terrassen des Uzuflusses, welche, etwas weiter im Osten, als aus Pliocän aufgebaut sich erweisen, gelangen westwärts durch plötzliches Steilerausteigen des Terrains zum Abschlusse. Diese höheren Berge, D. Mare und Obcina Salatrucu, werden von dickbankigem Uzusandstein beherrscht.

Am Südfusse des Salatrucuberges wird dieser Sandstein zu Bauzwecken gewonnen.

Merkwürdigerweise repräsentirt der Salatrucuberg eine grosse, steil westwärts überkippte Antiklinale.

An ihrem Westschenkel dachen die Schichten unter 75° nach E 10° N bis E 20° N ($5^{\text{h}} 5^{\circ}$ – $5^{\text{h}} 10^{\circ}$) ab. Hingegen zeigt die Medianzone des Sattels westliche Neigung der Schichten (W 20° N = $19^{\text{h}} 5^{\circ}$) beispielsweise unter 50° .

Rückblick.

Das untersuchte Gebiet, welches ein Areal von etwa 1500 □ Kilometern umfasst, gehört dem Becken des Trotusflusses an und erstreckt sich sowohl auf die neogene Hügelzone, als auch auf die palaeogene Bergzone der Karpathen im Districte Bacau. Es ist dies jene, durch ihren Salz- und Oelreichtum wie auch durch ihre Mineralquellen (Slanic) gesegnete Gegend der Moldau, in welcher die Karpathen eine beiläufig nordsüdliche Richtung annehmen, und welche in der Literatur topogeologisch theils noch gänzlich unbekannt ist, theils in ihren stratigraphischen Grundzügen von den Autoren ganz verschieden aufgefasst wird. Mitten in diesem Gebiete ist Târgu-Oena, Stadt und Salzlagerstätte, sowie das der gleichnamigen Oelgrube seine Entwicklung verdankende Städtchen Moinești gelegen.

Die von mir zum Zwecke einer geologischen Uebersichtsaufnahme durchgeführten Localbeobachtungen sind zum grössten Theil in den voranstehenden Capiteln, zum Theil aber ausschliesslich in meinen früheren Reiseberichten (l. c.) beschrieben.

Die Neogenzone.

1. Die allgemeine Charakteristik der Neogenzone wurde bereits in dem einschlägigen Capitel gegeben (pag. 665). Es mag daraus an dieser Stelle hervorgehoben werden, dass die sarmatischen Schichten sich nicht auf den Aussenrand der neogenen Hügelzone beschränken, sondern vielmehr der miocänen Salzformation, und zwar noch ganz nahe gegen den Flyschrand hin, eingefaltet sind (Viisoara bei Târgu-Oena; Oelgruben von Cașinu), ein Verhältniss, welches, soweit mir bekannt, einen wichtigen Gegensatz zu den nördlichen Karpathen bedingt.

2. Im Hangendtheil der miocänen Salzformation sind derselben hie und da, nächst dem Flyschrande, Nulliporenkalkbänke eingeschaltet, welche die Fauna der zweiten Mediterranstufe führen (Vf. Clenciului).

Aus der Zusammensetzung der Fauna der Nulliporenkalke (pag. 668), wie auch aus dem Erscheinen gewisser conglomeratischer Einschaltungen in den den Flyschrand begleitenden sarmatischen Schichten (pag. 667) ergibt sich, dass der heutige Flyschrand dem damaligen Meeresstrand entspricht. Diese Annahme stützt sich ausserdem auf die sogleich zu besprechenden local-tektonischen Ergebnisse, durch welche an analoge, über die nördlichen Karpathen namentlich von Tietze angestellte Betrachtungen angeknüpft werden mag. In etwas weiterer Entfernung vom Flyschrande (circa 6—8 km) wurde innerhalb der Salzformation regelrechter Globigerinenschlamm nachgewiesen (Onești N, pag. 673).

3. Zufolge der offenbar in ihren verschiedenen Horizonten petrographisch sich gleich bleibenden Ausbildung der miocänen Salzformation, konnte im Bereiche der besuchten Aufschlüsse der letzteren

ihre primäre Faltung nicht ganz klar überblickt werden (pag. 669 ff.). Nahe dem Flyschrand scheinen sich innerhalb der Salzformation nicht bloß Ueberkipnungen, sondern auch Ueberschiebungen geltend zu machen. Die secundären Sättel und Mulden der Salzformation schreiten in der Nachbarschaft des Flyschrandes mit stets sehr steilem, zumeist westlichen Schichtengefälle einher, doch macht das letztere in den höheren hypsometrischen Niveaus der nämlichen Gegend einer ganz sanften westlichen Schichtenneigung Platz.

Der tektonische Charakter des Flyschrandes.

An die randliche neogene Hügelzone der Karpathen schliesst sich in unserem Gebiete eine gleichfalls sehr breite, palaeogene Bergzone an. Die erstere ist von der letzteren sowohl orographisch als auch tektonisch scharf gesondert.

Der „orographische Flyschrand“ wird von der gewöhnlich dicht im Osten von demselben an seinem Fusse verlaufenden westlichen Verbreitungsgrenze des Miocän begleitet, an welcher die einzelnen tektonischen Wellen des Flysches, im Allgemeinen nach Massgabe der sonst aus den Karpathen bekannten Verhältnisse, reihenweise nacheinander austreichen.

Die randliche Flyschwelle greift in unserer Gegend stets mittelst eines streichenden Sattelbruches auf das Miocän hinüber (vergl. die Profile auf Taf. XVI und XVII, sowie die Textfiguren auf pag. 639, 643, 645, 651, 655, 657, 661 und 670).

An verschiedenen Stellen, und zwar anscheinend stets dort, wo der Flyschrand von seiner allgemeinen Verlaufsrichtung mehr oder weniger abbiegt, sind zwei oder drei randliche Antiklinalen des Flysches, nach dem Typus der Schuppenstructur, übereinander geschoben (nördliche Thalseite des Trotuş bei Târgu-Ocna, Grozesti).

Die miocäne Salzformation pflegt in dem untersuchten Gebiete, wahrscheinlich zufolge von Nachfaltung, in concordanter Schichtenstellung sich an den streichenden Sattelbruch des Flysches anzulehnen. Insoferne der gegenseitige Anschluss der beiden Formationen längs der Flyschgrenze in unseren Profilen als discordant veranschaulicht wurde, beruht diese Darstellung auf Vermuthung. Hingegen wurde der entgegengesetzte, in anderen vorerwähnten Profilen zur Anschauung gebrachte Fall direct beobachtet.

Wie den angefertigten geologischen Karten, welche später publicirt werden sollen, zu entnehmen ist, weicht der Verlauf der Flyschgrenze stets ein wenig ab von der Streichrichtung des gegebenen randlichen Flyschzuges ab, demzufolge sich dieser längs der Flyschgrenze, nach einer bestimmten Richtung hin, regelmässig verschmälern kann, bis er sich schliesslich gänzlich auskeilt. Ein auffälliges Beispiel dieser Erscheinung bietet uns der Menilitschieferzug dar, welcher längs des Flyschrandes von Târgu-Ocna nach Grozesti fortstreicht. Bei Târgu-Ocna im Trotuşbette in prachtvoller Art und Weise aufgeschlossen, zeigt dieser Menilitschieferzug dortselbst einen synklinalen Bau, wobei sich an diese grosse, einige Kilometer breite Synklinale von Târgu-Ocna ostwärts noch ein Sattel anschliesst, auf dessen Mitte

ungefähr die Grenze zwischen dem Menilitschieferzug und dem Miocän entfällt (Profil Fig. 1, Taf. XVII). In südlicher Richtung nimmt der Menilitschieferzug an Breite stufenweise ab, und zwar indem die Flyschgrenze immer näher und näher an seine Synklinalmitte herantritt. Zuletzt greift dabei die Flyschgrenze auf den Westschenkel der Synklinalen hinüber, wobei unser Menilitschieferzug bis auf kaum 100 *m* sich verschmälert (Profil Fig. 17, pag. 639); hingegen ist er noch einige Kilometer weiter im Süden, bei Marginea nächst Grozesti, kaum noch 20 *m* breit und verschwindet sodann sofort gänzlich (pag. 640 bis 643). Letzteres geschieht, wie innerhalb der gegebenen Aufschlüsse deutlich zu beobachten, unter Erscheinungen von intensiver Auswalzung, welche auch sonst mit den die Flyschgrenze begleitenden, ostwärts gerichteten Ueberschiebungen des Flysches einherzuschreiten pflegt.

Indem das Palaeogen an der Flyschgrenze regelrecht mittelst eines streichenden Faltenbruches auf das Miocän hinübergreift, stösst gewöhnlich das letztere unmittelbar an Schichten an, welche als innerer Antiklinalkern zu dem aufgerissenen und überschobenen Sattel des Flyschrandes gehören, und in der Schichtenreihe des gegebenen randlichen Flyschzuges ein relativ sehr tiefes stratigraphisches Niveau einnehmen.

Bei Flyschrand-Antiklinalen, welche der Menilitschieferstufe zufallen, sind es zumeist die Schipoter Schichten und die palaeogene Salzformation, welche in dieser Weise unmittelbar an das Miocän sich anlehnen, und zwar demselben mit steiler westlicher Schichtenstellung concordant auflasten (Profile Taf. XVI; Fig. 1 auf Taf. XVII; Fig. 24, pag. 661). Es ändern sich diese Verhältnisse insofern gleichsam auf Schritt und Tritt, als der Sattelbruch bald in geringerer, bald aber in grösserer Entfernung von der Medianzone der Antiklinale ihren Liegendschengel abschneidet. Entfällt der Flyschrandbruch annähernd auf die Axe einer aus Menilitschiefern aufgebauten Flyschrand-Antiklinale, so kann die miocäne Salzformation sogar an die den Antiklinalkern ausmachenden Târgu-Ocna'er Schichten direct angrenzen (Fig. 21, pag. 655; Fig. 22, pag. 657). In anderen Fällen kommt es vor, dass von einer aus Menilitschiefern und Târgu-Ocna'er Schichten bestehenden Flyschrand-Antiklinale der Tisești-Sandstein ihres Liegendschengels, ein Gestein, welches in der Schichtenreihe der Menilitschiefer eine relativ hohe stratigraphische Position einnimmt, auf das Miocän hinübergreift (Profil Fig. 17, pag. 639).

Wenn überhaupt, so tritt es in dem untersuchten Gebiete deutlich hervor, dass durch die Art und Weise, wie die einzelnen Flyschwellen an der miocänen Grenze nacheinander austreichen, wie sie von derselben abgeschnitten werden und sich demzufolge gänzlich auseinander keilen (Profil Fig. 20, pag. 651), der auch sonst naheliegenden Annahme Raum gegeben werden dürfte, dass der ursprüngliche tektonische Charakter des Flyschrandes jener einer Dislocationsspalte war, welche aber nunmehr von nachträglichen Ueberschiebungen des Flysches maskirt ist. Durch die streichenden Faltenbrüche, welche in den bestehenden Aufschlüssen die Flyschgrenze abgeben, sonst aber je nach der Ortschaft ihren Charakter ändern, scheint in unserem Gebiete bloss der Verlauf der tiefer eingreifenden Flyschrand-

spalte bezeichnet zu sein und besteht eine wichtige Eigenthümlichkeit dieses Karpathen-Antheiles in der häufigen Schuppenstructur des Flyschrandes (Profile Fig. 1, Taf. XVI; Fig. 2, Taf. XVII; Fig. 19, pag. 645; Fig. 24, pag. 661). Die analogen Erscheinungen, welche in unserer Gegend auch innerhalb des Flyschgebietes sich einstellen, z. B. die Ueberschiebungen an Sattelaufbrüchen von Uzuschichten, welche inmitten der Menilitschiefer auftauchen (Oitozthal zwischen Grozesti und Härja, Profile 13, 14, 15 auf pag. 613), liefern im Grossen und Ganzen nur ein schwaches Abbild jener relativ gewaltigen tektonischen Störungen, welche den Flyschrand charakterisiren.

Im Laufe der in Rede stehenden Untersuchungen musste der Tektonik des Flyschrandes auch darum grosse Aufmerksamkeit zugewendet werden, weil mit diesem Problem die andere, mit Bezug auf unsere Gegend von den Autoren angeregte Frage über das geologische Alter von mächtigen Salzmassen einherschreitet, welche zum nicht geringen Theil auf die Gegend des Flyschrandes sich vertheilen.

Der allgemeine Bau der Palaeozone.

Diese Region von bereits höheren Bergen weist eine Reihe von zumeist synklinalen Menilitschieferzügen auf, wobei die dieselben trennenden Sattelaufbrüche die Târgu-Ocna'er Gruppe und die Uzuschichten zu Tage treten lassen.

Blos dort, wo die Menilitschieferstufe in Gesteinszügen von mehreren Kilometern Breite erscheint (Badeort Slanic), blieb dieselbe gleichmässig in den Mulden, wie auch auf den Sätteln erhalten, so dass die Târgu-Ocna'er Gruppe alsdann blos hie und da, z. B. bei Slanic in einem tiefen Längsthale, welches in einen Sattelrücken einschneidet (Păriul Dobrului), zum Vorschein kommt.

Fast überall sind die Sättel ostwärts überkippt, allein die bathymetrische Stufe der Ueberkipfung ist mitunter eine so seichte, dass eine und dieselbe Antiklinale in dem gegebenen Thaleinschnitt als nicht überkippt sich darstellt, während die beiderseitigen Wasserscheiden des Thales den Nachweis gestatten, dass die in dieser bedeutenderen hypsometrischen Höhe bereits überkippte Antiklinale von einer fast horizontal zungenförmig nach Osten ausgezogenen Leitlinie beherrscht wird (vergl. pag. 659—665 und pag. 694).

Die ostwärts überkippten, etwa 1 km breiten, synklinalen Menilitschieferzüge sind U-förmig zusammengepresst (Berg Dracóea, pag. 695). Wenn der Menilitschieferzug eine grössere Breite zeigt (4—6 km) und sein massiger Tisești-Sandstein einige hundert Meter mächtig ist, so kann die Mulde ganz flach geformt sein, wobei sie aber an ihrem Westschenkel einen ganz plötzlichen Uebergang zu senkrechter und schliesslich zu überkippter Schichtenstellung aufweist (Maguraberg, pag. 588).

Westwärts orientirte Ueberkipfungen stellen sich hie und da als eine ganz locale Ausnahme ein (Härja, pag. 597; Berg Salatruc am Uzuflusse, pag. 725; Westschenkel der Antiklinale von Mosoare, Fig. 27 auf pag. 688 und pag. 691).

Von untergeordneten Längsbrüchen wird die Palaeogenzone in der Gegend von Härja am Oitozflusse durchsetzt (Fig. 9 auf pag. 603 und Fig. 11 auf pag. 609). Im Gegensatz zu denselben sind innerhalb dieser Bergzone locale, auf räumlich beschränkte Ueberschiebungen zurückführbare Discordanzen eine häufige Erscheinung (Păriul Ruginos bei Gura Slanic, pag. 592; südliches Trotuşufer bei der Mündung des Slanicbaches, pag. 627; Mündung des Vălcăthales, pag. 649; Südwestfuss des Munceluberges bei Mosoare, pag. 687).

Die localen, sehr oft den Schipoter Schichten eigenthümlichen Discordanzen trugen dazu bei, dass diese Schichten in unserer Gegend noch vor Kurzem, anstatt als Bestandtheil der Menilitschiefergruppe aufgefasst zu werden, vorläufig zur Kreide gestellt wurden (pag. 687).

Beachtenswerth ist es, dass bei den harten, verkieselten Schipoter Schichten eine charakteristische, sehr scharfe, secundäre Knickung nur selten gänzlich ausbleibt, sonst aber auch dort zu beobachten ist, wo das Hangende und Liegende dieser Schichten der Knickungen entbehrt (pag. 593).

Hinsichtlich der stratigraphischen Gliederung der Menilitschiefergruppe gilt in unserem Gebiete die Regel, dass der einige hundert Meter mächtige, massige Tiseşti-Sandstein, welcher ein Analogon des galizischen Kliwa-Sandsteines darstellt, stets zu oberst erscheint, während die Schipoter Schichten an die untere Grenze der Menilitschiefer gebunden sind. Zuweilen sind Schipoter Schichten auch dem Hangendtheil der Târgu-Ocna'er Gruppe in untergeordneten Lagen eingeschaltet (z. B. in Păcura, pag. 689).

Die in dem untersuchten Gebiete nicht seltenen mächtigen Salzlager gehören ansnahmslos der palaeogenen und nicht der miocänen Salzformation an.

Die palaeogenen Salzthonbildungen sind bald im unteren Niveau der Menilitschiefer (pag. 575), bald aber innerhalb der die Menilitschiefer unterteufenden Hieroglyphenschichten (Târgu-Ocna'er Gruppe) eingeschaltet, wobei die letzteren je nach der Ortschaft in grösserem oder geringerem Ausmasse durch den „Salzthon“ verdrängt werden können (pag. 653; Râna albă und Păriul adăne, pag. 659; Val. Cărbunaruului, pag. 678; Val. Ocii, pag. 693). Auch kann die Salzthonfacies anstatt die Târgu-Ocna'er Gruppe direct die Menilitschiefer unterteufen, und pflegt alsdann mit diesen durch petrographische Uebergänge verknüpft zu sein (Anmerkung 1 auf pag. 576).

Der Hangendtheil der Târgu-Ocna'er Gruppe (Härja'er Schichten) erweist sich, nach Analogie der unteroligocänen Hoja'er Schichten, als ein constantes Niveau von stets kleinwüchsigen Nummuliten, während viel tiefer innerhalb der genannten Schichtengruppe, welche derzeit nicht näher gegliedert und parallelisirt werden kann, auch grosswüchsige Nummuliten erscheinen (Grozesti, Moineşti).

Die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna befindet sich nicht direct am Flyschrande, auch nicht inmitten einer von den Autoren angenommenen Miocänbucht des Flyschrandes, und gehört nicht einer unter dem überschobenen Flysch eingeklemmten Miocänsynklinale an. Vielmehr ist es eine vom Flyschrande durch einige synklinale

Menilitchieferschollen¹⁾ abgesonderte Antiklinale der Târgu-Ocna'er Schichten, innerhalb welcher, im Liegenden des Horizontes mit kleinwüchsigen Nummuliten, diese Salzmasse auftritt (pag. 644—659).

Die Salzthonfacies ist dabei mit den Gesteinen des genannten Nummulitenhorizontes durch petrographische Uebergänge enge verknüpft (pag. 591, 653, 656), und stellenweise auch anstatt desselben direct im Liegenden der Menilitstufe entwickelt (pag. 653).

Südwärts ist diese Antiklinale über Gura Slanic (pag. 590 ff.) und Grozesti (pag. 619 f.) zu verfolgen, wobei derselben auch die in diesen beiden Ortschaften existirenden, derzeit nicht im Abbau befindlichen Salzlagerstätten angehören.

Der local-tektonische Charakter dieses mächtigen Antiklinalzuges von palaeogenem Salzthon ist in allen drei genannten Ortschaften ein merklich verschiedener, zumal dieser Gesteinszug in seinem Verlaufe abwechselnd bald ein überkipptes Gewölbe darstellt (pag. 655, 657; pag. 590 ff.), bald aber in Schuppenstructur aufgeht, was zwar davon abhängt, ob er, wie namentlich bei Grozesti, dem Flyschrande näher tritt oder sich von demselben entfernt (pag. 644 ff.; pag. 619 ff.).

Am Flyschrande war in dem untersuchten Gebiete nirgends ein buchtenförmiges Eingreifen der miocänen Salzformation nachweisbar.

Die bloß von einem mehrere Meter breiten Schipoter Schichtenzuge von der Salzformation der subkarpathischen Neogenzone abgegrenzte immerkarpathische, petrographisch ganz gleiche Salzthonbildung des Păriul Otarului bei Tisești nächst Târgu-Ocna erwies sich als Antiklinalkern innerhalb eines durch streichenden Sattelbruch an das Miocän sich anlehenden Flyschrandgewölbes (pag. 631—638). Aehnliche Verhältnisse herrschen am Flyschrande auch bei Bratesti (pag. 664).

Einen Gegensatz zu diesen Ergebnissen bilden die Beobachtungen über die transgredirende Miocänscholle von Härja, welche bereits mehrere Kilometer vom Flyschrand entfernt, mitten im Gebirge, und zwar an der Westgrenze der Palaeogenzone, gelegen ist. Die allgemeine Charakteristik dieser Miocänscholle, soweit dieselbe dem untersuchten Gebiete angehört, wurde bereits an anderer Stelle gegeben (pag. 594, 605, 609).

Der Palaeogenzone der Bacau'er Karpathen gehört ferner auch das Pliocänbecken von Lapoș an, welches zugleich als orographische Mulde sich darstellt und nirgends bis an den Flyschrand herantritt.

Ob diese Pliocänbildung an die stratigraphische Grenze gegen das Miocän gebunden ist, oder, vielleicht nur theilweise, geologisch jünger ist, dies wird vor Allem durch die endgiltige Bestimmung der darin vorkommenden Dreissensidenformen entschieden werden können, zumal bereits die beiden, bis jetzt sicher determinirten Arten, eine *Zagrabica* und ein *Melanopsis*, sich als Formen von grosser Wichtigkeit erwiesen haben (vergl. pag. 699).

¹⁾ Die in dieser Synklinale erscheinenden Schichten der Menilitgruppe sind von Cobălcescu zum Theil als solche verkannt und mit Miocän vereinigt, zum Theil aber anscheinend übersehen (vergl. oben pag. 673, sowie dortselbst Anmerkung 2), sonst aber von den Autoren nicht erwähnt worden.

Während die Ränder des Pliocänbeckens durch steile Schichtenstellung und zum Theil durch mächtige Conglomeratbildungen gekennzeichnet sind, stellt seine Centralregion eine etwa 1 Meile breite, überaus flache Synklinale dar, welche aus sehr feinsandigen und mergeligen, sowie thonigen Sedimenten aufgebaut ist. Die letzteren beherbergen unterschiedliche Lager von ausgezeichnetem Pechkohle, wovon ein Theil an und für sich abbauwürdig ist, und wechselagern fast überall mit einem Tuffsandstein, welcher auf Andesit zurückzuführen ist.

Andesit wurde innerhalb unserer Gegend nirgends beobachtet. Weit ausserhalb des untersuchten Gebietes soll Andesit an einigen Orten vorkommen, welche im Westen der Stadt Bacau gelegen sind und der oben erwähnten (pag. 665) randlichen Hebungswelle der karpatischen Neogenzone angehören. Palla ist im Miocän weitverbreitet (Vf. Clenciului, La Sarătură bei Vișoara, Grozesti, Cașinu, Caraboiu bei Onesti, Pietricaberg im Osten von Tețcani) und ist im Terrain als Unterscheidungsmerkmal gegenüber dem petrographisch identischen, der Fossilien gleichfalls entbehrenden, palaeogenen Salzthon unter Umständen hoch anzuschlagen (z. B. in Grozesti, pag. 623).

Die Oellagerstätten.

Die zahlreichen, bis jetzt sammt den Salzlagern noch nicht stratigraphisch genau festgestellten Oelvorkommnisse und Oel Spuren erwiesen sich in dem untersuchten Gebiete als auf vier verschiedene, geologisch ungleichaltrige Etagen vertheilt. Den bereits in meinem Reiseberichte besprochenen miocänen Oellagerstätten, welche insgesamt der Neogenzone unseres Gebirges zufallen, sind einerseits Oelvorkommnisse im Tisești-Sandstein, andererseits aber solche in den Târgu-Oena'er Schichten gegenüberzustellen.

Der ölführende Tisești-Sandstein ist regelrecht an das untere Niveau der Menilitschieferstufe gebunden (Solonțu). Der obere massige Tisești-Sandstein ist stets ölleer.

Innerhalb der Târgu-Oena'er Gruppe sind es bald die ihrem Hangendtheil angehörenden grünen Breccien, und namentlich ihre begleitenden Sandsteine und Sande vom Hârja'er Typus, welche ölführend sind (Oelhorizont mit kleinen Nummuliten: Hârja, Manașeu bei Grozesti, Mosoare und Păcura bei Târgu-Oena, Cucuțeți, Moinești p. parte), bald aber vertheilt sich das Oel auch auf ein tieferes Niveau der Târgu-Oena'er Schichtenreihe; und zwar pflegt der dickbankige, grobe, glimmerige Moinești'er Sandstein recht ansehnliche Erdölquanten zu beherbergen (Oelhorizont mit grossen Nummuliten: Moinești p. parte, Comănești S, Baia Tisa und Baia Runcu).

Sämmtliche Oelgruben und die meisten zu noch unaufgeschlossenen Oellagern gehörenden Oel Spuren des untersuchten Gebietes sind auf Antiklinalen gelegen, übereinstimmend mit dem bekannten Erfahrungssatze. Doch sind untergeordnete bituminöse Sandsteinbänke ausnahmsweise auch auf Synklinalen zu finden. Ganz dasselbe gilt auch für die beobachteten Ozokeritspuren, welche an die untersten Niveaus der Menilit- und die obersten der Târgu-Oena'er Gruppe gebunden

sind (pag. 586, 609 f., 690 sowie in meinem Reisebericht II., I. c. pag. 246).

Für die Anordnung, respective aber Weiterentwicklung jener Oelfelder des untersuchten Gebietes, welche an Flyschrand-Antiklinalen gebunden sind, ist nicht nur die Lage der Antiklinallinie, sondern auch der Verlauf der Flyschrandspalte von grosser Wichtigkeit. Für die übrigen Oelfelder der Palaeogenzone kommen die localen Verhältnisse der Ueberkippung der Sättel und die bathymetrische Stufe der Ueberkippung in Betracht.

Bei Abteufung von Oellagern der unteren Menilitstufe pflegt man in Solonțu und in Tazlau am Tazlau-Sarat vielfach auf Salznester zu stossen.

In der nächsten Umgebung der ansehnlichen Salzmassen bei Târgu-Oena, Gura Slanic und Grozesti weist die dieselben beherbergende Târgu-Oena'er Stufe keine Oelspuren auf.

Mit Ausnahme der in meinen Reiseberichten beschriebenen Oelgruben von Solonțu, Tazlau am Tazlau Sarat und Moinești befinden sich die Oelfelder der untersuchten Gegend noch heutzutage fast in jenem Zustand von primitiver Entwicklung, welcher seiner Zeit von Coquand geschildert wurde (I. c.). Doch fehlt es gerade in der neuesten Zeit nicht an Anzeichen, dass durch einen Umschwung dieser Verhältnisse eine richtigere Würdigung dieser ölreichen Gegend angebahnt werden wird.

Es ist kaum nöthig zu betonen, dass die geologische Forschung mit diesen Fortschritten des Bergbaues Schritt zu halten haben wird. Gar manche Zweifel, welche hinsichtlich der geographischen Orientirung und der Fortsetzung von bereits zum Theil aufgeschlossenen Oelzonen, und zwar angesichts der bestehenden localen Schwankungen des Streichens der Schichten, sich darbieten, werden erst durch regelrechte geologische Aufnahmen beseitigt werden können. Dies gilt sogar für die Oelzone von Moinești (pag. 720).

Auf der geologischen Kartenskizze von Draghicenu (I. c.) ist die geographische Orientirung der angenommenen Oelzone eine unrichtige.

Wenn durch die vorliegende Publication ausser dem wissenschaftlichen auch ein praktischer Zweck verfolgt werden konnte, so lag derselbe darin, dass durch eine systematische Sichtung von localen stratigraphischen und tektonischen Details, welche sich auf einzelne Oelvorkommnisse beziehen, eine Basis geschaffen werden sollte — für die jeweilige genaue Bestimmung der geologischen Localverhältnisse, welche für die einzelnen Oelzonen massgebend sind.

Wie gewöhnlich in geologisch wenig bekannten Gegenden, ist der Oelbergbau des untersuchten Gebietes gegenwärtig von Fall zu Fall darauf angewiesen, auf ganz aprioristischen, wissenschaftlich unbegründeten Vorstellungen über die stratigraphische und tektonische Anordnung und über den topographischen Verlauf von blos zum Theil aufgeschlossenen Oelzonen zu fussen; ein grosser Theil der vorhandenen Oelspuren gehört übrigens zu noch unbekanntem Oelzonen, über deren Werth noch keine bergbaulichen Versuche vorliegen.

Anhang.

Erklärung der Tafeln XVI und XVII.

Die in diesen Tafeln angebrachten geologischen Profile sind nach der hypsometrischen Karte des rumänischen Generalstabes im Massstabe von 1:20.000 angefertigt. Die Höhenmasse sind gegenüber den Längenmassen merklich übertrieben, und zwar in einem Grade, welcher aus der Höhen-Scala, welche den Profilen beigegeben ist und aus dem Vergleich der Karte (1:20.000) ersehen werden kann. In derselben Weise sind die mit einer Höhen-Scala versehenen, im Texte angebrachten Profile angefertigt. Die geographische Orientirung jedes einzelnen Profiles ist auf den später zu publicirenden, von mir aufgenommenen geologischen Karten verzeichnet. Dieselbe ist nicht immer geradlinig, was aber bereits auch in den betreffenden Profilen vermerkt ist.

Die Nummern, mit welchen die farbigen Ausscheidungen der Profile versehen sind, haben bei einzelnen Profilen eine verschiedene Bedeutung, welche aber aus dem Vergleich der Farbenscala zu entnehmen ist.

Die auf den Tafeln gegebenen Profile beziehen sich auf den Flyschrand sammt einem Theile der Palaeogenzone der Karpathen.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	567
Stratigraphische Skizze	569
Die Schichten von Târgu-Ocna	571
Die karpathische Salzformation	574
Die Üzuschichten	576
Topogeologische Beschreibung:	
I. Das Slanicthal	578
Die Gegend des Badeortes Slanic (Bacau) und der obere Lauf des Slanicbaches	578
Der mittlere Lauf des Slanicbaches	585
Der untere Lauf des Slanicbaches	587
<i>A.</i> Querprofil des Oligocänzuges des Maguraberges, Slănicelu. Vf. Grohotisu	587
<i>B.</i> Die Gegend von Gura Slanicului am Slanicbache	590
Schlussfolgerungen über die Salzformation von Gura Slanic	593
II. Das Oitozthal von der Staatsgrenze bis zur Ortschaft Herăstrău nächst Grozesti	594
Allgemeines über die Gegend von Hărja	594
Die westliche, resp. nördliche Thalseite bei Hărja	597
Die Salzthonschichten der westlichen Terrasse in Hărja	602
Die östliche Thalseite bei Hărja	603
Schlussfolgerungen über die Tektonik der Salzthonschichten von Hărja	605
Der Oligocänzug des Stineicaberges. Das Petroleumfeld von Hărja	606
Der Eocänzug des Jordogatuoberges	610
<i>A.)</i> Die erste, d. h. am weitesten nach Westen gelegene Antiklinale	611
<i>B.)</i> Die zweite oder mittlere Antiklinale	614
Der südliche, am Oitozthal gelegene Abschnitt des Oligocänzuges von Magura-Lesunțu	617
Das Lesunțuthal	617
Der südliche Theil der Lesunțubergkette	618
Das eigentliche Oitozbett zwischen Herăstrău und Calcăiu	618
III. Der Flyschrand der Bacau'er Karpathen	620
Der Flyschrand bei Grozesti am Oitozflusse	620
<i>a)</i> Südliche Thalseite	620
<i>b)</i> Nördliche Thalseite des Oitozflusses im Weichbilde von Grozesti	624
Die Oligocänsynklinale von Târgu-Ocna	626
Querschnitt des Flyschrandes im Troțușthal	626
Die südliche Thalseite des Troțușflusses gegenüber von Târgu-Ocna	629
Der Flyschrand zwischen Târgu-Ocna und Grozesti	631
<i>a)</i> Vf. Chichilău und Păriul Strigoilui (Otarului) bei Tisești	631
<i>b)</i> Der Flyschrand bei Vf. Coșna	638
<i>c)</i> Der Ostflügel der Coșna-Antiklinale im Păriul Biului bei Marginea, nächst Grozesti	641
Der Flyschrand zwischen Târgu-Ocna und Bratesti. Die Saline von Târgu-Ocna	644
<i>a)</i> Der nördliche Thalabhang des Troțușflusses im Bereiche von Târgu-Ocna	644
<i>b)</i> Die Mündung des Vălcicathales	649
<i>c)</i> Die südliche Umgebung der Salzlagerstätte von Târgu-Ocna. Die Menilitschieferinsel der Bergspitze „La Stupina“	650
<i>d)</i> Die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna	654
D. Pietroșu	656

	Seite
Die Anhöhe „La Trifoi“ im Norden der Saline	657
Der Unterlauf des Val. Prislopului	658
Râna albă	658
Pârîul adâne	659
Die Menilitschiefer-Synklinale des oberen Prislophales	660
D. Chiliei, P. Inurile.	663
Berg Inotca, sowie Vf. Orsoiului und Vf. Corhana bei Bratesti	663
IV. Zur Kenntniss der Neogenzone der Bacau'er Karpathen	665
Allgemeine Charakteristik	665
Die sarmatischen Vorkommnisse bei Pârîul Gălianu und bei Viisoara nächst Târgu-Ocna	667
Vorkommnisse von Nulliporenkalk. Vf. Clenciului	668
Die Tektonik der Neogenzone bei Târgu-Ocna	669
Berg Perchiu und das Vorkommen von Globigerinenmergel bei Onesti	673
Die Gegend von Caşinu	674
Nördliche Umgebung von Onesti	675
V. Die Flyschgegend am Trotuşflusse zwischen Târgu-Ocna und Dofteana	675
Allgemeines über die Gegend zwischen Văleni und Mosoare am Trotuşflusse	675
Die Menilitschieferinsel des Cărbonareberges	676
Balta Harapului	679
Die Niederterrasse des Trotuşflusses bei Văleni, sowie bei Baile Anastasache unterhalb des MaguraberGES	681
Der Menilitschieferzug von Vf. Muncelu	683
Die Gegend am Trotuşflusse bei Mosoare, Poeni und Păcura	687
Der Oligocänzug von Dracóca	695
Die Antiklinale von Bogata	697
VI. Das Pliocän von Lapoş, eine Beckenausfüllung im Flyschgebiete der Bacau'er Karpathen	698
Allgemeine Charakteristik	698
Die Topographie und das Bodenrelief	701
Die Schichtenfolge	702
Die südliche Randzone des Pliocänbeckens zwischen Bogata und Dofteana	703
Die östliche Randzone des Pliocänbeckens und ihre Flyschumrahmung Cucueti	706
Das Largathal, Muntele Berzuntu, Buda	707
Grópa Jaristea bei Păgubeni	708
Pârîul Căramizilor und Berg Varan bei Păgubeni	708
Plopu	709
Vermeşti (Glodurile)	711
Die Moineşti'er Bucht des Pliocänbeckens und seine Nordgrenze	711
Văsiesti, Leorda, Ulmenişu (Hăngană), Lunca Moineştului,	711
Die Centralgegend des Pliocänbeckens und seine westliche Randzone Die Flyschinsel von Comăneşti am Trotuşflusse	713
Die Tektonik der Flyschinsel von Comăneşti	716
a) Die Südhälfte der Flyschinsel	716
b) Die Nordhälfte der Flyschinsel	716
Das Diluvium am nördlichen Flusssteilrand bei Comăneşti	717
Das Pliocän bei Aseu	718
Die Ost- und Südumgebung der Flyschinsel von Comăneşti, Podeiu, Baia Tisa und Baia Runcu	719
Die Gegend von Lapoş	720
Das Pliocän am Uzathale bei Dărmăneşti	723
Rückblick	726
Die Neogenzone	726
Der tektonische Charakter des Flyschrandes	727
Der allgemeine Bau der Palaeogenzone	729
Die Ocellagerstätten	732

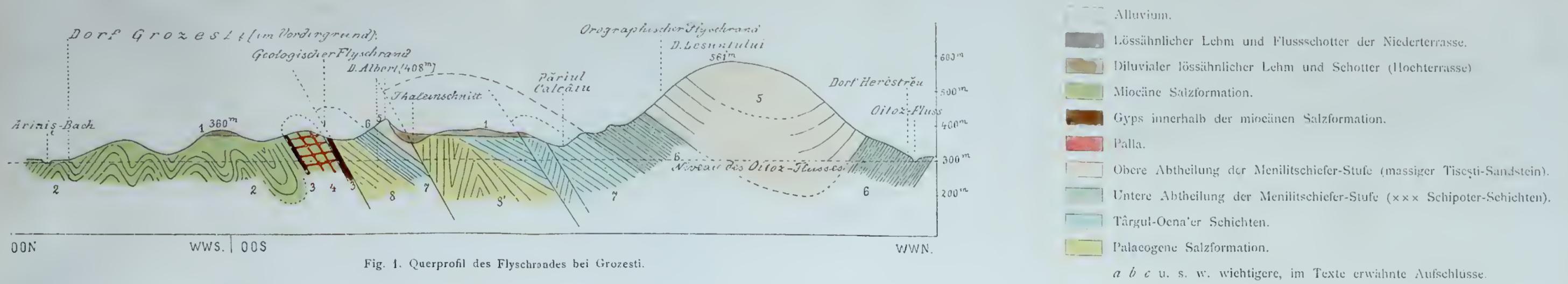


Fig. 1. Querprofil des Flyschrandes bei Grozesti.

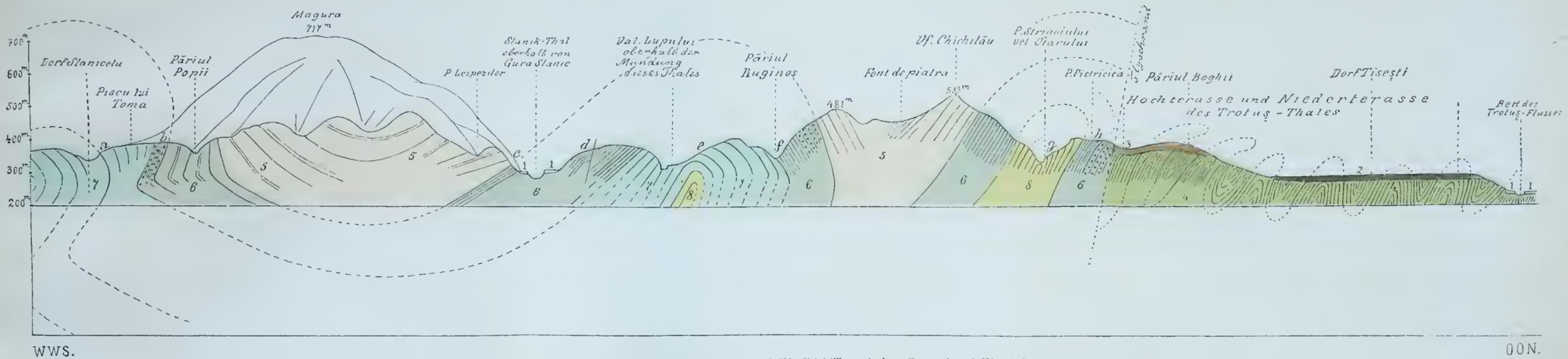


Fig. 2. Profil über die Berge Magura und Vf. Chichilău zwischen Grozesti und Târgul-Oena.

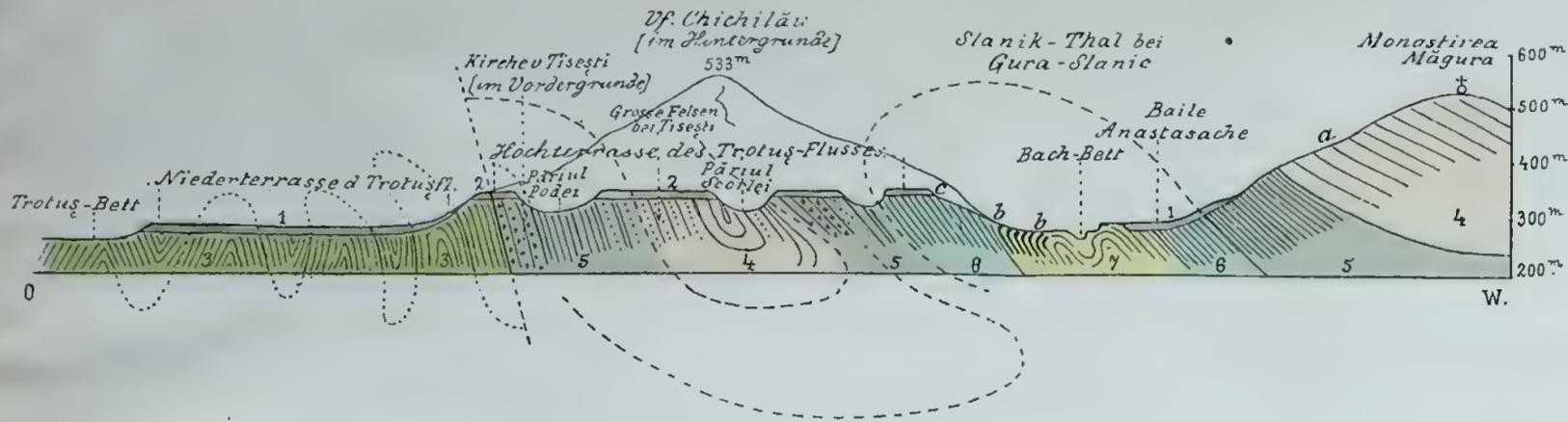


Fig. 1. Querprofil des Flysches und des Flyschrandes bei Târgul-Ocna (südliche Thalseite des Trotuş).

- Alluvium.
- Lössähnlicher Lehm und Flussschotter der Niederterrasse.
- Diluvialer lössähnlicher Lehm und Schotter (Höcherterrasse).
- Mioäne Salzformation.
- Obere Abtheilung der Menilitschiefer-Stufe (massiger Tiseşti-Sandstein).
- Untere Abtheilung der Menilitschiefer-Stufe (xxx Schipoter-Schichten).
- Târgul-Ocna'er Schichten.
- Gyps der Târgul-Ocna'er Schichten.
- Paläogene Salzformation.

a b c u. s. w. wichtigere, im Texte erwähnte Aufschlüsse.

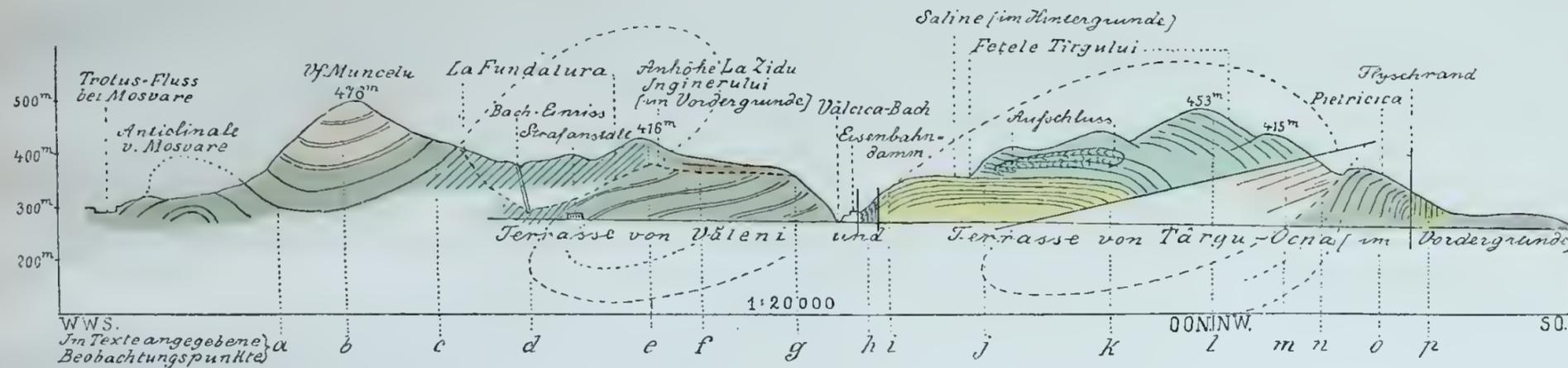


Fig. 2. Querprofil des Flysches und Flyschrandes bei Târgul-Ocna (nördliche Thalseite des Trotuş).

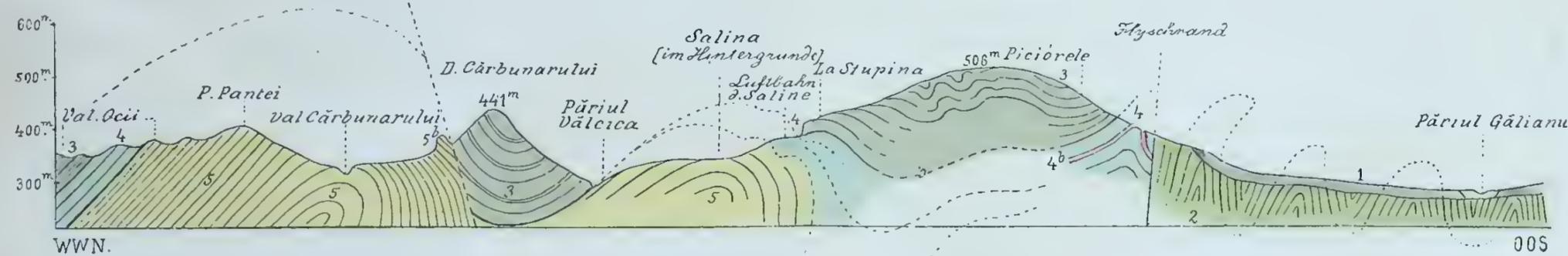


Fig. 3. Querprofil über das Vălcica- und das Gălianu-Thal (südliche Umgebung der Saline von Târgul-Ocna)