

Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens¹⁾.

Von Walery Ritter v. Łoziński.

Mit zwei Tafeln (Nr. VII—VIII) und vier Zinkotypen im Text.

III. Die Lößverbreitung in der westlichen Umrandung des nordgalizischen Tieflandes.

Das lößfreie nordgalizische Tiefland ist im Süden durch eine breite, zusammenhängende Lößzone vom Karpathengebiet getrennt. Die äolische Lößakkumulation schmiegt sich dem jeweilig präexistierenden Bodenrelief am genauesten an. Knapp vor dem Karpathenrande wurde der Lößstaub auf ebenem Boden abgelagert und entstand das subkarpathische Lößplateau, welches als ein schmaler, langgezogener Streifen den westgalizischen Karpathenrand vom Santale an westwärts bis zum Dunajectale begleitet und den Übergang vom nordgalizischen Tieflande in das orographisch hervortretende Karpathengebiet vermittelt.

Dieses subkarpathische Lößplateau hat eine fast tischebene Oberfläche, die von Hohlwegen und Erosionsfurchen zerrissen ist. In der Gestalt der Erosionsfurchen kehren dieselben zwei Typen wieder, die ich im Sandomierz-Opatower Lößplateau erkennen konnte²⁾, indem neben typischen, steilwandigen Lößschluchten flache, muldenartige Bacheinschnitte vorkommen. Von letzteren möchte ich auch hier annehmen, daß sie prädiluvialen Erosionsfurchen entsprechen, die vom Löß ausgekleidet, aber nicht gänzlich zugeschüttet wurden.

Eine Abwechslung der ebenen Oberfläche sind kleine, vereinzelte Vertiefungen, wie sie zum Beispiel auf der Oberfläche des Lößplateaus links vom San zwischen Przemyśl und Jarosław weit voneinander verstreut vorkommen. Diese Vertiefungen der Oberfläche sind so flach, daß sie nach vollkommener Austrocknung kaum merklich werden. Manchmal aber sind sie mit einer hydrophilen Vegetation bewachsen und heben sich dadurch von den umgebenden Ackerfeldern ab. Während sonst auf der Oberfläche des Plateaus das Regenwasser rasch in den permeablen Lößboden versickert, sammelt es sich in solchen Vertiefungen zu seichten Lachen und stagniert einige Zeit.

¹⁾ Teil I—II in diesem Jahrbuch, Bd. LVII, 1907, pag. 375 ff.

²⁾ v. Łoziński, Das Sandomierz-Opatower Lößplateau. Globus, Bd. XCVI, 1909, pag. 333.

Offenbar ist an solchen Stellen die Porosität des Lösses und seine Durchlässigkeit viel geringer.

Die Entstehung der vorgenannten Vertiefungen auf der Oberfläche des subkarpathischen Lößplateaus ist folgenderweise zu erklären. Auf der älteren Unterlage, auf welcher der äolische Löß angehäuft wurde, waren stellenweise Bedingungen einer lokalen Versumpfung und Bildung von Wassertümpeln vorhanden. Während sonst der windgetragene Staub auf trockenem Wege als äolische, poröse Ablagerung aufgeschüttet wurde, gelangte er auf versumpften Stellen unter Mitwirkung des Wassers als dichter, kompakter Schlamm zur Ablagerung, wie es Tietze für ganz ähnliche versumpfte Stellen auf der Oberfläche des Lößplateaus bei Grodek voraussetzen geneigt war¹⁾. Infolgedessen nahm die Mächtigkeit der Staubanhäufung auf versumpften Stellen in geringerem Maße zu als ringsum auf trockenem Boden, so daß die flachen Vertiefungen auch bei allmählich wachsender Lößakkumulation erhalten blieben. Überdies war das in solchen Vertiefungen abgelagerte Staubmaterial dichter und weniger durchlässig, als der auf trockenem Wege angehäuften Lößstaub, was die persistente Versumpfung der Vertiefungen zur Folge hatte. So konnten die ursprünglich versumpften Stellen während der wachsenden Lößakkumulation fortbestehen und kommen auf der gegenwärtigen Oberfläche des subkarpathischen Lößplateaus als kleine, flache Vertiefungen zum Ausdruck. In manchen Fällen aber konnten derartige Vertiefungen bei der wachsenden Mächtigkeit der Lößakkumulation allmählich eingeebnet und gänzlich verwischt werden. Als Andeutung solcher feuchten Stellen möchte ich die von Tietze²⁾ beschriebenen pfeiler- oder kegelförmigen Partien im Löß auffassen, welche sich durch einen reichlichen Gehalt an Schnecken- und Muschelschalen auszeichnen.

Nach dem Gesagten war die Entstehung der genannten Einsenkungen von der lokalen Versumpfung der Lößunterlage abhängig. Diese Bedingung war auf dem ebenen, zumeist undurchlässigen Boden am Karpathenrande erfüllt. Wo dagegen — wie in Podolien — die Lößunterlage entweder wasserdurchlässig (miocäner Lithothamnienkalk), oder zwar undurchlässig aber dabei auch uneben ist (Kreidemergel), finden wir auf der Lößoberfläche keine Andeutung von derartigen versumpften Vertiefungen.

Auf der Oberfläche des Sandomierz-Opatower Lößplateaus konnte ich ebenfalls solche Stellen beobachten, wo das atmosphärische Wasser längere Zeit stagniert. In diesem Falle aber zeigt die Beschaffenheit des Lösses eine so seltene Gleichartigkeit, daß ich den obigen Erklärungsversuch nicht anwenden kann. Ich würde eher annehmen, daß während der Schneeschmelze im Frühjahr, wo der Lößboden noch zugefroren und undurchlässig ist, die Schmelzwässer den feinsten Schlamm in unmerkliche Einsenkungen zusammenspülen. Dadurch bildet sich ein dünner, schwer durchlässiger Überzug, welcher

¹⁾ Tietze, Die geognost. Verhältnisse der Gegend von Lemberg. Dieses Jahrbuch, Bd. XXXII, 1882, pag. 62 und 126. — Vergl. auch die Ausführungen von Tutkowski über den „Süßwasserlöß“ (Annuaire géolog. de la Russie. Bd. II, pag. 58 ff.).

²⁾ Loc. cit. pag. 113.

später das Einsickern des atmosphärischen Wassers erschwert. Sobald dieses einmal erfolgt, da ist schon die Möglichkeit der weiteren Anhäufung des durch das atmosphärische Wasser zusammengetragenen Schlammes und damit auch der fortschreitenden Erschwerung des Einsickerns gegeben.

Südwärts gegen die ersten Karpathenerhebungen zu steigt die Oberfläche des subkarpathischen Lößplateaus sehr langsam an und wird immer mehr wellig. Die äußersten Karpathenwellen sind in einen dicken Lößmantel eingepuppt, wodurch ihre ursprünglichen Umrisse abgestumpft wurden¹⁾. In südlicher Richtung nimmt die Lößdecke an Mächtigkeit ab und klingt allmählich aus.

Es kommen aber noch südlich von der zusammenhängenden subkarpathischen Lößzone dann und wann kleine Flecke gelben, lößähnlichen Lehmes sporadisch vor. Wie der echte subkarpathische Löß sind auch diese Lehme steinfrei und zeigen oft die Neigung zur vertikalen Abklüftung. Andererseits aber gehen ihnen andere Eigenschaften des typischen Lösses ab, zunächst die ganz ungeschichtete Beschaffenheit, indem in den meisten Fällen mehr oder weniger deutliche Unterschiede der Farbe und der Beschaffenheit in vertikaler Richtung vorhanden sind, wodurch eine Schichtung oder Bankung angedeutet wird. Oft ist auch die Farbe dunkler und die Wasserdurchlässigkeit geringer als beim typischen Löß.

Daß die genannten, mehr oder weniger lößähnlichen Lehme — ebenso wie der typische subkarpathische Löß — durch äolische Akkumulation entstanden sind, scheint keinem Zweifel zu unterliegen. Es ist ganz begreiflich, ja selbstverständlich, daß die Ostwinde²⁾, welche den größten Teil ihrer Staubleitung in der subkarpathischen Lößzone abschütteten, südwärts nicht an einer bestimmten Grenze aussetzten³⁾. Nachdem sie sich am Karpathenrande ihrer Staubleitung bereits größtenteils entledigt haben, konnten sie noch südwärts von der zusammenhängenden subkarpathischen Lößzone die feinsten Verwitterungsprodukte umsetzen. Höchstwahrscheinlich sind die in Rede

¹⁾ Vgl. den schematischen Querschnitt in v. Łoziński, Glazialerscheinungen am Rande der nordischen Vereisung. Mitteil. d. Geolog. Ges. in Wien, Bd. II, 1909, pag. 189.

²⁾ Ich kann der Ansicht von P. Tutkowski (O sposobie obrazow. lessa. Zemlewjedjenje, Jahrg. 1899, Heft I—II, pag. 260) nicht mehr beipflichten, es hätten die Winde, welche den Lößstaub am Rande des diluvialen Inlandeises aufschütteten, einen föhnartigen Charakter. Nachdem die unmöglich übertriebenen Voraussetzungen von P. Tutkowski über die Mächtigkeit des nordeuropäischen diluvialen Inlandeises haltlos geworden sind (vgl. v. Łoziński, Glazialerscheinungen etc., pag. 164—165 und 175—176; Ders., Der diluv. Nunatak des poln. Mittelgeb., Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. LXI, 1909, Monatsber. pag. 452), so entfällt damit auch der für die bedeutende Erwärmung der Luftströmungen erforderliche Höhenunterschied. Ich möchte die Lößwinde am Rande der diluvialen Vereisung eher mit den „gelben Winden“ der Chinesen vergleichen.

³⁾ Im Gegenteil möchte ich annehmen, daß auch der pannonische Löß noch durch dieselben Winde angehäuft wurde. Beim Überschreiten des Karpathenbogens fanden die Winde reichlich Verwitterungsprodukte vor, die im unmittelbar vorangehenden „periglazialen“ Klima durch die intensive mechanische Verwitterung vorbereitet wurden (vgl. v. Łoziński, Die mechan. Verwitterung, Bull. Acad. Sc. de Cracovie, Cl. mathém. et natur. 1909, I, pag. 16) und konnten von neuem das feinste Material aufwirbeln, welches sie jenseits der Karpathen ablagerten.

stehenden, lößartigen Lehme aus Staubmassen entstanden, die durch Winde aus der näheren Umgebung zusammengeweht und an geschützten Stellen abgelagert wurden¹⁾. Dementsprechend möchte ich diese Lehme als autochthonen Löß dem subkarpathischen allochthonen Löß gegenüberstellen, dessen Material aus größerer Entfernung durch den Wind herbeigetragen wurde²⁾. Stammt auch das Material des allochthonen Lösses im allgemeinen aus mehr entlegenen Gebieten her als dasjenige des autochthonen Lösses, so dürfen anderseits noch keinesfalls so entfernte Ursprungsorte vermutet werden wie bei manchem „exotischen“ Staubfalle der Gegenwart.

Wir können somit in unserem Gebiete zwei folgende Lößarten unterscheiden.

1. Der allochthone Löß bildet eine zusammenhängende Decke längs des westgalizischen Karpathenrandes (I auf der beigegebenen Karte) und trägt alle Eigenschaften des äolischen Lösses in typischer Weise zur Schau. Die vertikale Gleichartigkeit des allochthonen Lösses spricht dafür, daß seine Anhäufung hauptsächlich auf trockenem Wege erfolgte und sich ohne Unterbrechungen in verhältnismäßig kurzer Zeit vollzog. Als Ursprungsgebilde des Staubmaterials wird im allgemeinen der diluviale Geschiebelehm betrachtet³⁾. Dieses trifft jedoch nur in beschränktem Umfange zu. Wie ich im folgenden zeigen werde, waren zur Zeit der Lößaufschüttung die angrenzenden tiefer gelegenen und gegenwärtig nur vom glazialen (beziehungsweise fluvioglazialen) Diluvium bedeckten Gebiete zum großen Teil noch von Rückständen der Inlandeisdecke und deren Schmelzwässern eingenommen. Dementsprechend konnten die Winde größere Mengen des feinsten Glazialmaterials nur stellenweise aufwirbeln, wo höhere Geschiebelehmarten schon trockengelegt waren oder Schuttmassen auf der Oberfläche toten Eises lagerten. Die Herkunft des Lößstaubes darf somit nur zum Teil auf den eisverlassenen Boden zurückgeführt werden, während der andere, vielleicht überwiegende Teil des Staubmaterials den eisfreien Gebieten entnommen wurde, die unmittelbar an den Eisrand angrenzten und im periglazialen Klima der Schauplatz intensiver mechanischer Verwitterung⁴⁾ waren. Auch dieses letztere Staubmaterial ist als allochthones zu bezeichnen, weil es über größere Entfernungen durch den Wind hinweggetragen und nachher als vollkommen ortsfremdes zur Ablagerung gelangen konnte. Der Anteil desjenigen Staubmaterials, welches von

¹⁾ Das häufige Vorkommen von Beimengungen lokalen Gesteinsmaterials im mitteleuropäischen Löß ist von v. Richthofen (Führer für Forschungsreisende, pag. 479) betont worden.

²⁾ Mit den Ausdrücken v. Gümbels (Grundzüge der Geologie, pag. 284) könnte man das Staubmaterial des autochthonen Lösses als entopisches und dasjenige des allochthonen Lösses als exotisches bezeichnen.

³⁾ Tutkowski, loc. cit. pag. 287. Makowsky, Der Löß von Brünn. Verhandl. d. Naturf. Vereines in Brünn, Bd. XXVI, 1887, pag. 214. O. v. Linstow, Löß von Köthen. Jahrb. d. kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1908, Bd. XXIX, pag. 143. — Auf die kürzlich von A. Penck hervorgehobene Möglichkeit einer Entstehung von Löß aus verwehtem Schlamm der Flüsse werde ich am Schlusse dieses Abschnittes zurückkommen.

⁴⁾ Vgl. v. Łoziński, Die mechanische Verwitterung, pag. 14 ff.

periglazialen Verwitterungsprodukten herrührt, an der Zusammensetzung des allochthonen Lösses dürfte in solchen Lößgebieten am größten sein, welche — wie zum Beispiel dasjenige von Mähren — von der zusammenhängenden, den Rand des diluvialen Inlandeises begleitenden Lößzone durch lößfreie Gebirgsrücken getrennt sind, da aus dem periglazialen Verwitterungsschutt der letzteren neue und bedeutende Staubmengen aufgewirbelt werden konnten.

2. Der autochthone Löß unterscheidet sich vom allochthonen durch mehr oder weniger weitgehende Einbuße der typischen Eigenschaften und durch sporadisches Auftreten, so daß er keine zusammenhängende, die Landschaft beherrschende Decke bildet. Die Abschwächung der typischen Lößigenschaften hängt damit zusammen, daß die Ablagerung des von der nächsten Umgebung herstammenden Staubmaterials höchstwahrscheinlich nicht so ununterbrochen erfolgte, wie wir es vom typischen Löß vermuten dürfen. Überdies ist auch eine zeitweise Mitwirkung des atmosphärischen Wassers nicht ausgeschlossen, zumal gegen die hinaufstrebenden Karpathenrücken zu die Möglichkeit atmosphärischer Niederschläge größer war. Ein Teil des autochthonen Lösses wurde gleichzeitig mit dem allochthonen und durch dieselben Winde abgelagert. Es braucht aber kaum hervorgehoben zu werden, daß trotz des Klimawechsels auch in postdiluvialer Zeit nach dem Ausklingen der jungdiluvialen äolischen Phase, ja noch gegenwärtig an geeigneten Stellen ganz lokale Anhäufungen von Staubmaterial durch den Wind sich überall bilden können¹⁾, manchmal unter Mitwirkung der winterlichen Schneedecke²⁾. Das Alter eines autochthonen Lösses kann sonach ebensogut jungdiluvial wie postdiluvial sein. Allerdings wurde mit der Ausbreitung des Ackerbaues auch die Möglichkeit einer dauernden intakten Anhäufung von windgetragenen Staubmaterial erheblich eingeschränkt.

Es wäre bei genauen Untersuchungen ohne Zweifei auch in anderen Gebieten möglich, neben jungdiluvialen, allochthonen Löß auch einen gleichalterigen oder postdiluvialen, autochthonen Löß zu unterscheiden³⁾. Zum autochthonen Löß möchte ich lokale Vorkommen äolischer Lehmarten, wie zum Beispiel in den Ardennen⁴⁾, rechnen. Das beschränkte Lößvorkommen dicht am Südfuße des zentralen Sw. Krzyż-Rückens im Polnischen Mittelgebirge scheint auch ein autochthoner Löß zu sein. Dasselbe möchte ich auch von dem lößähnlichen Lehm annehmen, welchen ich über dem lokalen Verwitterungsschutt auf den Gehängen des Steinetales in den Westsudeten, in den Ziegeleien um Mittel- und Niedersteine, beobachten konnte.

¹⁾ v. Richthofen, China, Bd. I, pag. 94. — Vgl. auch die anregenden Beobachtungen von P. Zemjatschensky (Travaux Soc. Imp. Natur. de St. Pétersbourg, Bd. XXXIV, 1906, Heft 5, pag. 181 ff.) über den Bodenzuwachs auf den Mauern alter Bauwerke.

²⁾ Ein solcher Fall wurde beschrieben von Sauer-Siebert, Über Ablagerung rezenten Lösses durch den Wind. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. XL, 1888, pag. 575–576.

³⁾ Sehr beachtenswert ist der Hinweis von W. Kuzniar (Sprawozdanie Kom. Fizyograf., Bd. XLIV, Teil IV, pag. 18) auf das ungleiche Alter des Lösses im Krakauer Gebiete.

⁴⁾ Gossélet, L'Ardenne, Paris 1888, pag. 840.

Betrachten wir nun die Umgrenzung der subkarpathischen Lößzone (I auf der Karte), welche — wie gesagt — aus einer zusammenhängenden Decke allochthonen Lösses besteht, deren Mächtigkeit je nach dem präexistierenden Bodenrelief innerhalb ziemlich weiter Grenzen bis zu ihrem Maximalbetrage von etwa 20 m schwankt.

Die Südgrenze der subkarpathischen Lößzone ist in der Landschaft nicht scharf ausgeprägt, da die Lößdecke in südlicher Richtung allmählich an Mächtigkeit abnimmt und ausklingt. Die Ausdehnung der südkarpathischen Lößzone in südlicher Richtung, gegen die hinaufstrebenden Karpathenrücken zu, zeigt eine auffallende Abhängigkeit von dem Verlaufe der breiten, massigen Sandsteinzüge. Am breitesten ist die subkarpathische Lößzone in ihrem östlichen Teile, wo die Randerhebungen der Karpathen größtenteils aus tonigen oder mergeligen Ablagerungen aufgebaut sind, in denen Sandsteine nur als eingelagerte Bänke vorkommen. Gegen Westen zu, jenseits des Wislokaltales, wo ein breiter Zug des massigen Cieżkowicer Sandsteines immer näher an den Karpathenrand herandrückt, nimmt die Breite der subkarpathischen Lößzone langsam ab. Noch weiter westwärts, jenseits des Dunajectales, wo der breite Zug des Cieżkowicer Sandsteines in der Gegend von Brzesko bis an den Karpathenrand herantritt, verkümmert die subkarpathische Lößzone und kommt das glaziale, gemengte Diluvium auf der Oberfläche zutage. So sehen wir, daß im Gebiete der mächtigen, einheitlichen Sandsteinkomplexe kein Löß zur Ablagerung gelangte und daß das Hervortreten von Sandsteinzügen die Lößverbreitung zurückdrängt.

Die merkwürdige Tatsache, daß unmittelbar auf Sandsteinkomplexen kein echter äolischer Löß angeschüttet wurde, findet auch in anderen Gegenden die vollste Bestätigung, wo immer nur die Lößdecke mit Gebieten in Berührung kommt, die aus Sandstein oder Quarzit aufgebaut sind. So tragen die Quadersandsteingebiete der nördlichen und östlichen Umrandung der böhmischen Masse in scharfem Gegensatze zu den beiderseits angrenzenden Lößbezirken nicht die geringste Spur von Löß zur Schau. Am Rande des podolischen Plateaus, vor den Toren Lembergs, kann man ebenfalls ganz gut sehen, wie der Löß den Sandstein flieht; im südlichen Teile der Stadt lagert eine mächtige Lößdecke auf dem Kreidemergel, wogegen die aus miocänem Sandstein, beziehungsweise Sand aufgebauten Erhebungen im nördlichen Teile der Stadt (Sandberg etc.) — wie bereits Tietze¹⁾ betonte — ganz lößfrei dastehen. Dasselbe kehrt mit staunender Regelmäßigkeit im Polnischen Mittelgebirge wieder, wo das Sandomierz-Opatower Lößplateau an den zentralen Quarzitrücken von Sw. Krzyż herantritt. Die westlichen Ausläufer dieses Lößgebietes (V auf der Karte), wie auch seine Dependenz, die Lößinsel von Lagow (VI auf der Karte), breiten sich über dem verebneten, älteren Paläozoikum, stellenweise auch über Sandsteinen und Quarziten aus, über letzteren jedoch nur so weit, als sie vom Geschiebelehm überzogen sind, welcher die unmittelbare Lößunterlage bildet. Sobald

¹⁾ Loc. cit. pag. 121.

aber der hohe zentrale Rücken unterdevonischen Quarzits, welcher zur Diluvialzeit eisfrei war und nicht mehr vom Geschiebelehm, sondern von eigenem Verwitterungsschutt umhüllt ist, aus der Plateaufläche kühn hinaufstrebt, hört die Lößdecke sofort auf. Knapp nordöstlich vom Sw. Krzyż-Rücken endet die Lößdecke mit einer scharfen Grenze, welche zugleich die Ausdehnung des Geschiebelehmes bezeichnet und am genauesten mit dem Fuße der Quarzitgehänge zusammenfällt. Erst jenseits des lößfreien Quarzitrückens von Sw. Krzyż breitet sich längs seines Südfußes ein schmaler Lößstreifen über silurischen Schiefer, beziehungsweise ihrem Verwitterungsschutt aus und ist weiter südwärts von einem ausgedehnten Gebiete sandigen Diluviums, zum Teil Flugsandes begrenzt. Der Löß am Südfuße des Sw. Krzyżrückens ist etwa 1—3 m mächtig und ziemlich typisch ausgebildet; ich möchte diese Lößablagerung als autochthonen Löß auffassen, dessen Staubmaterial hauptsächlich vom Sw. Krzyżrücken herrühren und durch die periglaziale Verwitterung vorbereitet sein dürfte.

Wenn der Löß mit solcher Gesetzmäßigkeit Sandstein-, beziehungsweise Quarzitboden flieht, so möchte man die Ursache davon vielleicht darin vermuten, daß diese Gesteinsarten, dank ihrer Widerstandsfähigkeit, meistens schroffere Oberflächenformen bilden, deren steile Gehänge für die Aufschüttung äolischen Staubes nicht geeignet wären. Es fehlt jedoch der Löß gänzlich selbst in solchen Fällen, wo die Oberfläche des Sandsteines flach ist. Ebenso wenig dürfte man die Wasserdurchlässigkeit des Sandsteines dafür verantwortlich machen, da sonst der Lößstaub ebensogut auf impermeablem (zum Beispiel Kreidemergel), wie auf ganz durchlässigem Boden (zum Beispiel auf miocänem Lithothamnienkalk Podoliens) zur Ablagerung gelangte. Die eigentliche Ursache, warum äolischer Löß unmittelbar auf Sandstein, beziehungsweise Quarzit nicht abgelagert werden konnte, liegt darin, daß an diesen beiden Gesteinsarten hauptsächlich die mechanische Verwitterung zur Geltung kommt. In viel höherem Grade, als gegenwärtig, waren Sandsteine und Quarzite im Klima der Diluvialzeit dem Einflusse der mechanischen Verwitterung ausgesetzt¹⁾, so daß die nackte Oberfläche eines durch die gesteigerte Wirkung der mechanischen Verwitterung tief gelockerten Sandstein-, beziehungsweise Quarzitkomplexes keinen Anhalt für die Staubablagerung bot. Im Gegenteil können wir sogar annehmen, daß eine reichliche Auswehung des feinsten Verwitterungsmaterials stattfand und die hinwegfegenden Winde mit bedeutenden Staubmassen versah.

Während die subkarpathische Lößzone — wie bereits erwähnt — westlich vom Dunajectale aufhört, sind die Tarnow-Brzeskoer Randkarpathen²⁾ zum guten Teil in einen dicken Mantel eines schweren, wenig wasserdurchlässigen Lehms gehüllt (II auf der Karte). Derselbe bildet nirgends vertikale Wände, wie sie für den äolischen Löß charakteristisch sind, dafür aber kann bei übermäßiger Wasserdurch-

¹⁾ v. Łoziński, Die mechanische Verwitterung etc.

²⁾ Z. B. weit und breit um Siemiechów, Zakliczyn, Tymowa usw.

tränkung ein frane-artiges Abrutschen auf den Gehängen eintreten ¹⁾. Der genannte Lehm breitet sich hauptsächlich über eocänen Tonen ²⁾ und — im Gegensatze zum echten, äolischen Löß — auch über dem Ciekowicer Sandsteine aus, wobei nur die höheren und schrofferen Erhebungen, die aus massigen Komplexen des letzteren aufgebaut sind, ohne Lehmdecke emporragen, wie der höchste Teil des Wal-rückens ³⁾, der Schloßberg von Melsztyn, die malerische „Felsenstadt“ auf dem Gehänge des Bialatales bei Ciekowice und andere. Da der Lehm überall ganz steinfrei ist, müssen wir voraussetzen, daß er aus windgetragenen Staube entstand. Es deutet aber das Fehlen aller typischen Eigenschaften eines echt äolischen Lösses auf ganz besondere Bedingungen der Staubaanhäufung hin. Ich möchte annehmen, daß die Lehmdecke der Tarnow-Brzeskoer Randkarpathen sich aus windgetragenen Staube gebildet hat, welcher unter Mitwirkung einer zeitweisen Schneebedeckung angehäuft wurde. Die besonders von Ratzel ⁴⁾ gewürdigte staubfangende Tätigkeit der Schneedecke könnte die reichliche Anhäufung von Staubmaterial erklären, welches durch wiederholte und fortdauernde Schneeschmelze sukzessive zu einer undurchlässigen, leicht zerfließenden Lehmablagerung verarbeitet wurde. Es wäre aber noch zu erklären, warum gerade im genannten Lehmgebiete das Staubmaterial unter der Mitwirkung der Schneedecke abgelagert wurde, während weiter ostwärts der echt äolische, subkarpathische Löß eine zumeist trockene Aufschüttung vermuten läßt. Es liegt kein Grund vor, eine lokal starke Schneedecke voraussetzen. Näher liegt die Annahme, daß in diesem Gebiete die staub-

¹⁾ Derartige, im nassen Sommer 1908 entstandene Lehmzungen habe ich aus der Gegend von Tymowa beschrieben und abgebildet. Vgl. Sprawozdanie Kom. Fizyograf, Bd. XLIII, Teil III, Taf. II. Autoreferat im Geolog. Zentralblatte, Bd. XIII, Nr. 106.

²⁾ Die eocänen bunten Tone treten in diesem Gebiete viel häufiger zutage, als auf den betreffenden geologischen Karten (Atlas geolog. Galicyi, Heft 11, Blatt: Bochnia—Czchow; Heft 14, Blatt: Pilzno—Ciekowice) verzeichnet wurde. So konnte ich sehr schöne, in den obigen Karten nicht eingetragene Aufschlüsse von eozänen Tonen im Einschnitte, in welchem die neue (1908) Straße in Czchow führt, sowie SOO vom Wal, am Bachufer oberhalb des Buchstabens *D* von Dybkowka beobachten.

³⁾ Als ein interessantes Oberflächengebilde des lehmfreien Teiles möchte ich hier ein kleines Ockervorkommen auf dem Gehänge des Quellbeckens des Baches Siemiechowka, etwa 1 km südlich von der höchsten Erhebung des Wal, erwähnen. An dieser Stelle tritt in ganz beschränkter Ausdehnung eine feinerdige, gelbe oder bräunliche Ockerablagerung zutage und ist in der Mächtigkeit von 1—1.5 m sichtbar. Darunter soll man beim Nachgraben eine dünne Lage von Rasenerzknohlen gefunden haben, wovon mir Handstücke vorgelegt wurden. Da in der Nähe des Ockervorkommens Hornsteinbrocken aus den Menilitschiefern im lokalen Gehängelehm reichlich vorkommen und weiter südwestlich, gegen Siemiechow zu, dieselben Schiefer sehr schön aufgeschlossen sind, darf man den Absatz von Ocker, beziehungsweise Rasenerz auf eisenhaltiges Wasser zurückführen, welches seinen Eisengehalt den Menilitschiefern entnahm. Die Ablagerung von Ocker, beziehungsweise Rasenerz erfolgte in einem kleinen Quellmoore, wie sie auf schmalen Gehängeabsätzen auf den Menilitschiefern oft vorkommen.

⁴⁾ Ratzel, Einfluß des Firnes auf Schuttlagerung und Humusbildung. Mitteil. d. Deutsch. u. Österr. Alpenver. 1887, pag. 98—100. Ders., Die Schneedecke. Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volkskunde, Bd. IV, pag. 250—252.

beladenen Winde mit geringerer Stärke zur Geltung kamen und infolgedessen die periodische Anhäufung einer Schneedecke zuließen, welche durch ihre staubfesselnde Eigenschaft die reichliche Akkumulation von windgetragennem Material begünstigte.

Fassen wir nun die südliche und nördliche Begrenzung der subkarpathischen Lößzone ins Auge. In südlicher Richtung, gegen höheres Karpathengebiet zu, klingt die Lößzone — wie bereits bemerkt — allmählich aus, so daß keine bestimmte Grenze gezogen werden kann. Im Gegensatze dazu ist die nördliche Grenze sehr scharf. Hier bricht das Lößplateau gegen das subkarpathische fluvioglaziale Tal (III auf der Karte) und weiter ostwärts gegen den breiten Alluvialboden des Santales mit einem terrassenartigen Rande, einem Wagram¹⁾, plötzlich ab, dessen Höhe ungefähr 20 bis 25 m beträgt. Daß dieser steile Wagram in seiner heutigen Gestalt durch die Erosion, und zwar durch die seitliche Erosion starker, längs desselben fließender Wasserströme entstanden ist, unterliegt keinem Zweifel. Gegenwärtig aber ist der Sanlauf größtenteils durch einen breiten Alluvialboden vom Steilrande des subkarpathischen Lößplateaus getrennt und tritt nur an einigen Stellen mit seinen Windungen unmittelbar an denselben heran. Noch mehr entfernt sich von diesem Steilrande der heutige Wisloklauf, durch einen sehr breiten Streifen des alluvialen Lehmboodens seines fluvioglazialen Tales getrennt. Die westliche Fortsetzung des fluvioglazialen Wisloktales begleitet weiter den Steilrand des subkarpathischen Lößplateaus, sie wird aber gegenwärtig von keinem größeren Wasserlaufe durchmessen. Wir sehen also, daß es in der Gegenwart unmittelbar am Nordrande des subkarpathischen Lößplateaus keinen stärkeren Wasserlauf gibt, auf dessen Erosion die Entstehung des Steilrandes zurückgeführt werden könnte. Der San und der Wislok sind durch ihre breiten Alluvialböden soweit vom Steilrande getrennt, daß ihr heutiger Lauf absolut nicht in Betracht kommen kann. So werden wir notwendig zum Schlusse geführt, daß die Entstehung des steilen Erosionsrandes des subkarpathischen Lößplateaus nicht mit den gegenwärtigen hydrographischen Verhältnissen zusammenhängt, vielmehr aber in den letzten Abschnitt der nordischen Eisinvansion fallen muß, wo das subkarpathische fluvioglaziale Tal und weiter im Osten das Santal noch mit viel größeren Wassermengen gefüllt waren, die bis zum gegenwärtigen Steilrande des Lößplateaus sich ergossen.

Aus der vorstehenden Betrachtung über die Entstehung des nördlichen Steilrandes des subkarpathischen Lößplateaus ist es nun möglich, auch auf das Alter der Lößakkumulation zu schließen. Wenn der steile Erosionsrand des subkarpathischen Lößplateaus nur zu jener Zeit entstanden sein kann, wo das ihn begleitende fluvioglaziale Tal noch von größeren Wassermengen eingenommen war, so ist selbstverständlich der subkarpathische, allochthone Löß sicher nicht jünger als die Abschmelzung der letzten Rückstände der nor-

¹⁾ Ich wende diese Bezeichnung nach dem bekannten Beispiele jener steilen Lößstufe an, welche die Donau von Krems nach abwärts auf der linken Seite begleitet.

dischen Vereisung ¹⁾. Höchstwahrscheinlich wurde gleichzeitig mit der Aufschüttung des subkarpathischen Lößplateaus auch sein nördlicher Steilrand herausgebildet, indem der subkarpathische, fluvioglaziale Wasserstrom der Verbreitung der Staubakkumulation eine feste Grenze setzte. Nur auf die Weise läßt sich erklären, daß das Lößplateau — anstatt nordwärts allmählich auszukeilen, wie es am natürlichsten wäre — so scharf und genau am Rande des subkarpathischen fluvioglazialen Tales abbricht und daß auf der anderen Seite dieses Tales kein Löß mehr vorhanden ist.

Gegen die vorstehenden Ausführungen könnte man einwenden, es sei nicht zulässig, zur Zeit der Lößbildung, somit unter der Herrschaft von trockenen Winden, bedeutende Wassermengen im subkarpathischen fluvioglazialen Tale vorauszusetzen. Diese Annahme aber läßt sich auch ohne bedeutendere Niederschlagsmengen erklären und ist ganz gut mit der Herrschaft trockener Winde vereinbar. Wie ich schon früher hervorgehoben habe, schließt sich der subkarpathische Löß so innig an das unterlagernde Glazialdiluvium an, daß zwischen der glazialen und der darauf folgenden äolischen Akkumulation ein Zeithiatus unmöglich bestehen kann. Vielmehr liegt die Vermutung nahe, es habe das Einsetzen trockener Winde das Schwinden des nordischen Inlandeises in seiner Randzone beschleunigt ²⁾. Der engste Anschluß der äolischen an die glaziale Akkumulation ist auch anderweitig, wie von v. Linstow an dem Köthener Löß ³⁾, bestätigt worden. Wir sind daher vollkommen zur Annahme berechtigt, daß zur Zeit der Aufschüttung des subkarpathischen Lößplateaus das anstoßende Tiefland zum großen Teil noch von Rückständen des nordischen Inlandeises eingenommen war, deren Abschmelzung die bedeutende Wassermenge im subkarpathischen fluvioglazialen Tal erklären kann. Nur der Anfang der Lößakkumulation fällt höchstwahrscheinlich noch in das niederschlagsreichere Klima der Eiszeit. Dafür spricht der Umstand, daß der unterste Teil des Lösses in der Regel nicht rein ist, sondern Einlagerungen von Sand oder Geröllen zeigt ⁴⁾, die eine weitgehende Mitwirkung des Wassers vermuten lassen.

Auch in anderen Lößgebieten in der Umrandung des nordgalizischen Tieflandes kehrt die Erscheinung wieder, daß sie gegen tiefer gelegene, nur mit glazialem oder fluvioglazialem Diluvium bedeckte Nachbargebiete mit einem ganz ähnlichen Steilrande abbrechen wie das subkarpathische Lößplateau. Dabei ist es auch meistens der Fall, daß zwischen dem steilen Lößrande und dem tieferen, lößfreien Gebiete sich ein Flußlauf mit sehr breitem Alluvialboden hinzieht.

¹⁾ Zu demselben Ergebnisse über das Alter des Lösses gelangt Koken (Diluvialstudien, N. Jahrb. f. Mineral. 1909, Bd. II., pag. 89) auf ganz anderem Wege, und zwar auf Grund paläontologischer Studien im süddeutschen Diluvium. In seiner Schlußbetrachtung versetzt Koken die Lößbildung größtenteils in die Zeit, „in der die großen Eismassen zum Schmelzen kamen“.

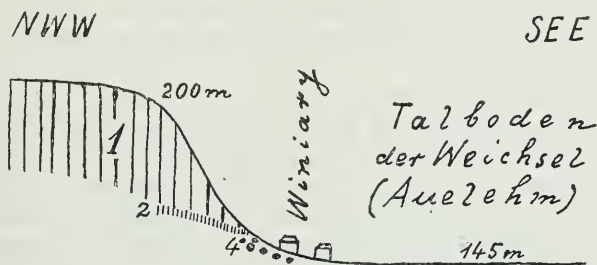
²⁾ v. Łoziński, Glazialerscheinungen etc., pag. 178.

³⁾ v. Linstow, loc. cit. pag. 127.

⁴⁾ Eingelagerte oder eingestreute Gerölle konnte ich auch im untersten Teile des Lösses in Podolien beobachten, wo es zwar keine Vereisung, wohl aber ein niederschlagsreicheres Klima während der Eiszeit gab.

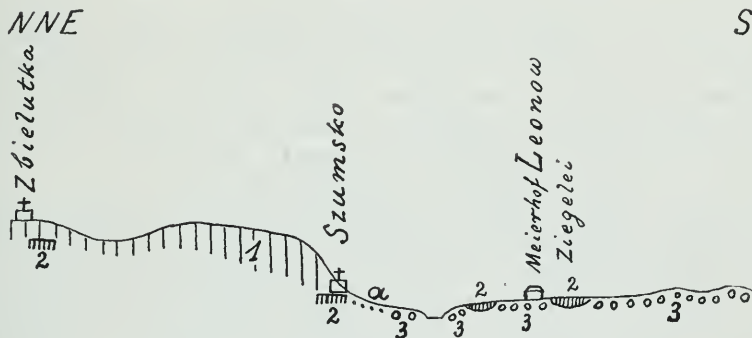
Das Sandomierz-Opatower Lößplateau (V auf der Karte) fällt im Osten zum breiten Alluvialboden des Weichseltales mit einem steilen Rande plötzlich ab, welcher eine markante Terrainstufe bildet und, von vielen Schluchten zerrissen, am schärfsten zwischen Sandomierz und Zawichost hervortritt (Taf. VII, Fig. 2). Wie stark der orographische Gegensatz des steilen Plateauabfalles und der anstoßenden Weichselniederung wirkt, zeigt am besten der Umstand, daß der Vorsprung

Fig. 1.



Der Ostabfall des Sandomierz-Opatower Lößplateaus in Winiary bei Zawichost.

Fig. 2.



Südrand der Lössinsel bei Szumsko NE von Rakow.

- 1 Löss (α — stark sandiger Löss). — 2 Geschiebelehm. — 3 Geschiebesand. —
4 Sand (zum Teil grandig) mit dünnen Geröllschnüren.

nordöstlich von Sandomierz, welcher den Talboden der Weichsel um etwa 70 m überragt, von der Bevölkerung schon „Berge“ (Pfefferberge) genannt wurde. An dem Ostabfall des Lößplateaus zwischen Sandomierz und Zawichost kann man ganz deutlich den unebenen, hügeligen Verlauf der prädiluvialen Unterlage sehen. Während an dem Vorsprunge der Pfefferberge ¹⁾ oder oberhalb von Zawichost die kambrische, beziehungsweise miocäne Unterlage auf dem steilen Gehänge bis zu einer

¹⁾ v. Łoziński, Das Sandomierz-Opatower Lößplateau, Abb. 3 auf pag. 331.

beträchtlichen Höhe hinaufreicht, gibt es dazwischen Stellen, wie zum Beispiel in Winiary (Abb. 1), wo der Steilrand in seiner ganzen Höhe aus Löß besteht und erst an seinem Fuße das glaziale Diluvium hervorlugt. Ebenfalls als eine steile Terrainstufe erscheint der Nordrand des Lößplateaus längs des Kamiennatales. Sein breiter Alluvialboden ist von der linken Seite durch den terrassenartigen Rand des nordwärts sich erstreckenden Geschiebesandgebietes begrenzt, während südwärts sich der Steilrand des Lößplateaus erhebt¹⁾.

In ähnlicher Weise fällt die Lagower Lößinsel (VI auf der Karte) im Süden mit einem Steilrande ab, welcher in der Gegend von Szumsko sich über dem Geschiebesandgebiete um Rakow erhebt (Abb. 2) und weiter östlich an den breiten, vertorften Boden des Lagowicatales herantritt.

Es ist somit auch im allgemeinen die Regel, daß die Lößdecke gegen tiefer gelegene und lößfreie Nachbargebiete mit einem mehr oder weniger steilen Rande unvermittelt abbricht. In den meisten Fällen, aber nicht ohne gewisse Ausnahmen, kehrt auch die Erscheinung wieder, daß zwischen den Steilrand der Lößdecke und die tieferen, lößfreien Nachbargebiete, wo weit und breit glaziales (beziehungsweise fluvioglaziales) Diluvium die Oberflächendecke bildet, sich ein Wasserlauf mit sehr breitem Alluvialboden hineinschiebt. Die steilen Lößränder, welche sich über den mit glazialen oder fluvioglazialen Diluvium bedeckten Nachbargebieten erheben, sind überall durch die Erosion in derselben Weise entstanden, wie ich es für den Nordrand des subkarpathischen Lößplateaus dargelegt habe. Es dürfen daher meine diesbezüglichen Ausführungen erweitert und zugleich die Schlußfolgerung verallgemeinert werden, wonach die Aufschüttung des jungdiluvialen, allochthonen Lösses in die letzte Phase der Eiszeit fällt, wo die tieferen Nachbargebiete größtenteils noch mit abschmelzenden Rückständen des nordischen Inlandeises bedeckt waren.

Wo der Löß von geringer Mächtigkeit ist, kann er an der Grenze gegen lößfreie Gebiete selbstverständlich keine hervortretenden Terrainstufen bilden. Immerhin aber zeigt der Löß auch in solchen Fällen eine sehr scharfe Grenze. So sehen wir, daß der Löß der Magdeburger Börde über der Terrasse des Breslau-Magdeburger Urstromtales mit einer scharfen Grenze abbricht²⁾. Dasselbe ist auch im Saalegebiete der Fall, wo L. Siegert eine sehr scharfe Begrenzung des Lösses gegen das lößfreie Vorland betont hat³⁾.

Wir sind nunmehr in der Lage, den auffallenden und gänzlichen Lößmangel im nordgalizischen Tieflande zu erklären. Während dasselbe dank seiner tieferen Lage⁴⁾ zum großen Teil noch von Rück-

¹⁾ Dasselbst, Abb. 8 auf pag. 333.

²⁾ Vgl. Keilhack, Erdgesch. Entwicklung der Gegend von Magdeburg, 1909, Taf 2.

³⁾ Siegert und Weissermel, Gliederung des Diluviums zwischen Halle und Weißenfels, Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. LVIII, 1906, Monatsber. pag. 40.

⁴⁾ Angesichts der Anzeichen, die eine postglaziale Hebung des nordgalizischen Tieflandes vermuten lassen (s. pag. 161), ist auch anzunehmen, daß seine Oberfläche zur Zeit des Abschmelzens des Inlandeises noch tiefer lag, als gegenwärtig.

ständen der nordischen Eisdecke und ihren Schmelzwässern eingenommen war, mit Ausnahme vielleicht nur der höheren Bodenwellen in seinem südlichen, hügeligen Abschnitte, standen Teile der höheren Umrandung des Tieflandes, wie das subkarpathische und das Sandomierz-Opatower Plateau (vgl. die Karte), selbstverständlich schon eisfrei und ziemlich trocken da. Diese Gebiete boten den günstigsten Boden für eine dauernde Akkumulation des Lößstaubes. Keinesfalls aber dürfte man etwa vermuten, es hätte die Ablagerung des windgetragenen Staubes nur die höhere Umrandung betroffen und gegen das Tiefland zu, an einer scharfen Grenze, ausgesetzt, die gegenwärtig als Steilrand hervortritt. Höchstens könnte man nur die Möglichkeit in Erwägung ziehen, daß die höhere und eisfreie Umrandung des Tieflandes bereits vom Pflanzenwuchs besiedelt war und infolge der staubbindenden Eigenschaft des letzteren größere Mengen von Staubmaterial durch den Wind abgelagert wurden als im Tieflande, welches noch von Rückständen des Inlandeises bedeckt und ohne Zweifel ganz vegetationslos war. Sonst aber müssen wir annehmen, daß auch über dem dazwischen liegenden Tieflande windgetragenes Staubmaterial zu Boden fiel, welches jedoch teils mit den Absätzen der abschmelzenden Eisrückstände sich mengte, teils von den Schmelzwässern sofort ergriffen und weggetragen wurde. Der Auelehm, welcher die breiten Alluvialböden der kleineren und größeren Wasserläufe im Tieflande auskleidet, ist höchstwahrscheinlich zum Teil aus dem Staubmaterial entstanden, welches von den Schmelzwässern mit den feinsten Abschlammungsprodukten des Geschiebelehm zusammengetragen wurde. Es fragt sich nun, ob an geschützten Stellen des nordgalizischen Tieflandes doch vielleicht Spuren von abgelagertem Staubmaterial sich erhalten haben. Ein solches konnte ich nur in einem einzigen Fall, und zwar in der Gegend von Grodzisko beobachten. Die Diluvialplatte um Grodzisko ¹⁾, die aus Geschiebelehm mit Söllen besteht, ist in der Mitte von einem Bache tief durchschnitten. Das östliche Talgehänge dieses Baches in Grodzisko Dolne ist in einen dicken Mantel hellgelben steinfreien Lehm gehüllt (g auf der Karte), welcher jedoch keine Neigung zur vertikalen Abklüftung zeigt. Ich möchte annehmen, daß dieser Gehängelehm aus windgetragener Staubmaterial, aber unter erheblicher Mitwirkung von Wasser entstand. Danach würde hier ein von den Schmelzwässern bearbeitetes Äquivalent des Lösses der Umrandung des Tieflandes vorliegen.

Die Betrachtungen über die Entstehung von steilen Erosionsrändern der Lößgebiete haben uns zur notwendigen Schlußfolgerung geführt, daß die Lößbildung, die übrigens nur einen kurzen Zeitraum umfaßte, mit dem endgültigen Abschmelzen des nordischen Inlandeises zusammenfiel. Wenn aber das nordgalizische Tiefland zur Zeit, als die Lößbildung in seiner Umrandung vor sich ging, noch größtenteils von Rückständen des Inlandeises und seinen Schmelzwässern eingenommen war, so ist es nicht möglich, die Dünenbildung im Tieflande auf dieselben Winde zurückzuführen, welche in seiner Umrandung den allochthonen Lößstaub aufschütteten. Somit wird die

¹⁾ Vgl. Blatt 5—XXVII, Jaroslau, der Spezialkarte.

Ansicht von Jentzsch¹⁾ und von v. Linstow²⁾ vollauf bestätigt, wonach die Bildung von Dünen in lößfreien Gebieten nicht unter dem Einflusse der Lößwinde, sondern in einem späteren Zeitabschnitte erfolgte. Höchstwahrscheinlich setzte die Bildung von Dünen erst dann ein, als das Inlandeis mit seinen Schmelzwässern vollständig geschwunden und die Akkumulation des allochthonen Lösses abgeschlossen war. Während der Löß durch die Vegetationsdecke vor weiterer Verwehung geschützt war, konnte der kürzlich vom Inlandeise verlassene, lockere und zumeist nackte Boden — wie gegenwärtig die Sandflächen Islands³⁾ — erst jetzt zum Spiel des Windes werden. Da ich früher die Dünenbildung (Deflation) im nordgalizischen Tieflande und die Akkumulation des allochthonen Lösses (Inflation) in seiner Umrandung irrthümlich als gleichzeitige Ereignisse betrachtet habe⁴⁾, muß ich nunmehr meine diesbezügliche Zusammenstellung⁵⁾ durch nebenstehende tabellarische Ergänzung berichtigen.

Ein Blick auf die Lößverbreitung im Weichselgebiete läßt einen weitgehenden Zusammenhang mit den orographischen Verhältnissen erkennen. Der tiefste Teil, das nordgalizische Tiefland, ist ganz lößfrei; den Lößmangel habe ich vorstehend zu begründen versucht. Ebenfalls lößfrei sind die höheren Teile der Umrandung, welche im periglazialen Klima der Diluvialzeit den gesteigerten Wirkungen der mechanischen Verwitterung ausgesetzt und größtenteils vegetationslos waren, das heißt die westgalizischen Randkarpathen und die zentralen Gebiete des Polnischen Mittelgebirges (Quarzitrückens von Sw. Krzyż etc.). Zwischen dem Tieflande und seiner höheren Umgrenzung sind die Lößgebiete als Plateaus eingeschaltet, welche orographische Übergangsstufen bilden und gegen das Tiefland mit Steilrändern abbrechen. Gegen die hinaufstrebenden Gebirge zu keilen die Lößdecken der Plateaus mit einer mehr oder weniger scharfen Grenze aus. Sehr scharf ist die Grenze des Sandomierz-Opatower Lößplateaus am Fuße des Sw. Krzyżrückens im Polnischen Mittelgebirge⁶⁾, wogegen die subkarpathische Lößzone in südlicher Richtung ohne bestimmte Grenze langsam ausklingt. In diesen beiden Gebieten breitet sich die zusammenhängende Lößdecke hauptsächlich in der Meereshöhe von ungefähr 200—300 m aus, so daß diese Höhenstufe als ein hypsometrisches Optimum der Lößentwicklung erscheint. Weiter westwärts und ostwärts dagegen, das heißt im Krakauer Gebiete und in Podolien, tritt die Lößdecke in größerer Höhenlage auf, und zwar bis etwa 400 m. Fassen wir die Lößverbreitung in der weiteren Umrandung des Weichselgebietes ins Auge, so sehen wir, daß die Lößakkumulation die verebneten Oberflächenteile von mittlerer Erhebung bevor-

¹⁾ Jentzsch, Über den Eiswind. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. LX. 1908. Monatsber. pag. 122—123.

²⁾ v. Linstow, loc. cit. pag. 143—144.

³⁾ Keilhack, Vergl. Beobachtungen an isländischen Gletscher- und nord-deutschen Diluvialablagerungen. Jahrb. d. kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1883, pag. 175.

⁴⁾ v. Łoziński, Quartärstudien (I). Dieses Jahrb., Bd. LVII, 1907, pag. 377.

⁵⁾ Ibidem, pag. 384.

⁶⁾ Vgl. v. Łoziński, Der diluviale Nunatak etc., pag. 449.

Zu pag. 146.

	Nordgalizisches Tiefland	Höhere Umrandung des Tieflandes (subkarpathisches, Sandomierz-Opatower Lößplateau u. a.)
Postdiluvalzeit (bis zur Gegenwart)	Bearbeitung der lockeren, vegetationslosen Bodendepressionen und Zuvind, immer mehr durch offenen Wasserflächen. die fortschreitende Ausbreitung der Vegetation eingeschränkt.	Stillstand der Tiefenerosion und Ausbreitung der rückschreitenden Schluchtenbildung. Stellenweise Umlagerung der Lößdecke durch das Wasser und Bildung der Auelehmterrassen aus umgelagertem Lößmaterial. Lokale Aufschüttung von autochthonem Löß.
Ältere Jüngere Diluvalzeit	Endgültiges Abschmelzen von Rückständen des nordischen Inlandeises durch die Herrschaft trockener Ostwinde beschleunigt. Rückgang des Eiszuflusses und allmähliche Abnahme der Mächtigkeit des Inlandeises.	Aufschüttung der Lößdecke aus allochthonem Staubmaterial durch trockene Ostwinde. Vollständiger Rückzug des Inlandeises und Trockenlegung des Bodens.
	Vorrücken und Ausbreitung des nordischen Inlandeises bis zu seiner Maximalausdehnung.	

zugte, wie den östlichen Sockel des Polnischen Mittelgebirges (Sandomierz-Opatower Plateau), die Lubliner Kreideplatte, das podolische Plateau, das subkarpathische und das Krakauer Gebiet. Offenbar bot das plateauartige Relief der aufgezählten Gebiete den günstigsten Boden für die Anhäufung von windgetragennem Staubmaterial. Es ist aber noch zu berücksichtigen, daß gerade diese Gebiete von mittlerer Erhebung am ehesten von dem zur dauernden Lößakkumulation unerläßlichen Graswuchse besiedelt werden konnten, während das Tiefland noch von Rückständen des diluvialen Inlandeises und die höhere Umrandung von der periglazialen, mechanischen Verwitterung beherrscht waren. Indem nun der Löß hauptsächlich die plateauartigen Oberflächenteile in der Umrandung des Weichselgebietes umhüllt, haben wir den Eindruck, als wenn die Lößverbreitung gewissermaßen an den Lauf der Weichsel und ihrer Zuflüsse gebunden wäre. Doch muß ich die kürzlich von A. Penck in Anregung gebrachte Möglichkeit einer Entstehung von Löß aus verwehtem Flußschlamm¹⁾ mit aller Entschiedenheit in Abrede stellen. Gegen eine solche Annahme spricht schon die Zusammensetzung des Lösses. Bekanntlich zeichnet sich der Löß durch seinen Gehalt an löslichen Verbindungen, in erster Linie an Kalkkarbonat, aus und darin liegt die Ursache seiner besonderen Fruchtbarkeit. Dieses ist aber nur unter der Bedingung möglich, daß der Lößstaub durch trockene Verwitterung entstand und ebenso auf trockenem Wege transportiert wurde. Damit wäre auch eine teilweise Bildung aus verwehtem Geschiebelehm vereinbar, dessen Material durch das Eis ohne weitergehende Auslaugung des Kalkgehaltes verarbeitet und abgelagert wurde. Keinesfalls aber darf man den Ursprung des kalkhaltigen Lösses in Mitteleuropa oder des an Kalk und an anderen löslichen Stoffen reichen chinesischen Lösses auf Flußschlamm zurückführen, welcher in der Regel eine weitgehende Auslaugung erfährt. Übrigens würde die Lößbildung aus verwehtem Flußschlamm zu unmöglichen Vorstellungen über die Ausdehnung und Mächtigkeit der kontinentalen Schlammabsätze führen sowie über die Windsysteme, welche in jedem größeren Flußgebiete eine exzentrische Auswehung von Schlamm nach allen Seiten hin bewirken müßten.

Zeigt der Löß in der Umrandung des Weichselgebietes und insbesondere im Sandomierz-Opatower Plateau in allen Einzelheiten der Beschaffenheit und der Oberflächenformen auch eine so weitgehende Übereinstimmung mit dem chinesischen Vorbilde²⁾, so besteht in der hypsometrischen Verbreitung ein auffallender Unterschied. Es kehrt zwar auch in China ein Zusammenhang mit den orographischen Verhältnissen insoweit wieder, als plateauartige Gebiete im Vergleiche mit gebirgigen eine stärkere Lößentwicklung zeigen³⁾. Nichtsdestoweniger aber ist die hypsometrische Verbreitung des chinesischen Lösses nicht ausschließlich an eine gewisse Höhenstufe gebunden,

¹⁾ Penck-Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. III, pag. 1160. — Penck, Die Morphologie der Wüsten. Geograph. Zeitschr., Bd. XV, 1909, pag. 554.

²⁾ Vgl. v. Łoziński, Das Sandomierz-Opatower Lößplateau, pag. 331—332.

³⁾ Obrutschew, Geograph. Skizze von Zentralasien. Geograph. Zeitschr., Bd. I, 1895, pag. 263—264.

sondern umfaßt einen unvergleichlich größeren, beinahe unbeschränkten Höhenabstand¹⁾. Dieser Unterschied in dem hypsometrischen Verhalten des Lösses könnte nur durch seine Anhäufung unter grundverschiedenen Verhältnissen begründet werden. In Asien dauern die klimatischen Bedingungen der Lößbildung, wie Obrutschew trefflich dargetan hat²⁾, seit der Tertiärzeit heutzutage unverändert fort und wurzeln in der Trockenheit des Innern des Kontinents. In unserem Gebiete dagegen, wie in Mitteleuropa überhaupt, war die Akkumulation der zusammenhängenden Lößdecken³⁾ nur an eine bestimmte, relativ kurze Phase der Eiszeit beschränkt. Die Maximalausbreitung des diluvialen Inlandeises hatte das Einsetzen der Trockenwinde in seiner Umrandung zur Folge, wodurch auch der allmähliche Eisrückzug aus den Randgebieten beschleunigt wurde. Während nun das Tiefland noch von abschmelzenden Rückständen des Inlandeises und andererseits die höhere Umrandung von den gesteigerten Wirkungen der periglazialen Verwitterung beherrscht waren, konnte der Lößstaub nur auf plateauartigen und höchstwahrscheinlich schon grasbedeckten Gebieten von mittlerer Erhebung als eine zusammenhängende Decke aufgeschüttet werden.

IV. Die gemengten Geröllsande im nordgalizischen Tieflande.

Das Vorkommen von Geröllanhäufungen im Diluvium des nordgalizischen Tieflandes ist zum erstenmal durch Hilber (1884) bekannt geworden, welcher die auffallenden Kiesablagerungen um Majdan (Bezirk Kolbuszowa) als „fluviatile Schotter“ beschrieb⁴⁾. Einige Jahre später dagegen meinte Hilber (1889), es liege hier „ein durch Wasser umgelagerter Glazialschotter“ vor⁵⁾. A. Rehman (1890) hat nur eines kleinen Vorkommens von Geröllsand im nordgalizischen Tieflande Erwähnung getan und ohne weiteres dasselbe als Erdmoräne zu deuten versucht⁶⁾. Erst aber die geologische Landesaufnahme hat das Vorkommen von Kiesablagerungen in größerer Ausdehnung festgestellt, wobei dieselben als „diluvialer karpathischer Schotter“ (M. Łomnicki⁷⁾ oder als „alkristallinischer Geschiebeschotter“ (W. Friedberg⁸⁾) kartiert wurden. M. Łomnicki hat die Kiesablagerungen als jungdiluviale, rein fluviatile Absätze der karpathischen Flüsse aufgefaßt⁹⁾. W. Friedberg dagegen hat das

¹⁾ v. Richthofen, China, Bd. I, pag. 76.

²⁾ Obrutschew, loc. cit. pag. 282 und 284.

³⁾ Mit Ausnahme der lokalen, autochthonen Lößvorkommen.

⁴⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 126—127.

⁵⁾ Hilber, Errat. Geschiebe des galiz. Diluviums. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Bd. IIC. Abt. I., pag. 639.

⁶⁾ A. Rehman, Dolne dorzecze Sanu. Sprawozdanie Kom. Fizyograf., Bd. XXVI, pag. (211).

⁷⁾ Atlas geolog. Galicyi, Heft 15.

⁸⁾ Dass., Heft 16.

⁹⁾ Dass., Heft 15, pag. 8—9.

Vorkommen karpatischen Gesteinsmaterials mit Unrecht in Abrede gestellt und eine Anhäufung durch Schmelzwässer unter Mitwirkung des diluvialen Inlandeises vermutet¹⁾. Wie die vorstehende Zusammenstellung zeigt, sind über die Entstehungsweise der Kiesablagerungen im Diluvium des nordgalizischen Tieflandes die widersprechendsten Ansichten verbreitet.

Die genannten Kiesablagerungen treten in der Mitte des nordgalizischen Tieflandes als getrennte, mehr oder weniger ausgedehnte Kiesflächen auf, die sich zu einem langen, gewundenen und vielfach unterbrochenen Streifen zusammenfügen (s. die Karte). Sie umhüllen wie eine Schale die langgezogenen, unregelmäßig verlaufenden Bodenerhebungen und bilden in den meisten Fällen ihre unmittelbare Oberflächendecke. Nur das Kiesvorkommen SW von Stary Nart (zirka 0·4 km O von Lipica, Δ 212 m), welches auf dem betreffenden Blatte des „Atlas geologiczny Galicyi“²⁾ nicht eingetragen wurde, ist mit einer 1—1·5 m starken Schicht feinen Flugsandes bedeckt. Sonst aber treten die Kiese unmittelbar auf der Erdoberfläche zutage, wobei stellenweise infolge der oberflächlichen Abspülung oder Verwehung von Sand eine relative Anreicherung von Geröllen eintritt. Werden die Kiese auch an zahllosen Stellen als ausgezeichnete Straßenschotter ausgebeutet, so ist ein Einblick in ihre Lagerung sehr erschwert. Nur in den schönen Kiesgruben in Majdan kann man den Schichtenverband der Kiesablagerungen in der Mächtigkeit von einigen Metern überblicken. In den meisten Fällen dagegen, wie in Stany, auf der Höhe von Bukowie (Δ 179 m) bei Pysznica und anderen, werden die Kiese von unzähligen kleinen Gruben dicht nebeneinander durchwühlt, deren Wände jedoch bald verstürzen und keinen Einblick in die Lagerungsverhältnisse ermöglichen. Die Ausbeutung beschränkt sich auf ein Abschürfen der obersten Kieslagen, so daß man selbst in größeren Gruben keinen Aufschluß findet, welcher bis zur Kiesunterlage reichen würde. In manchen Fällen, wie zum Beispiel in den zahllosen Gruben in Stany ist der Kies etwa 4—5 m unter seiner Oberfläche von Grundwasser durchtränkt. Ohne Zweifel sind viele von den kiesbedeckten Bodenerhebungen aus einem Kern wasserdichter Gebilde und einer dicken Schale von Kiesablagerungen zusammengesetzt. Ob aber dieser Kern nur aus miocänem Ton besteht, dessen Durchragungen dann und wann bis an die Erdoberfläche herantreten, oder die Kiese zunächst vom Geschiebelehm unterlagert werden³⁾, ist bei dem gegenwärtigen Zustande der Aufschlüsse nicht möglich festzustellen.

Die Kiesablagerungen des nordgalizischen Tieflandes bestehen aus größtenteils wohlgerundeten Geröllen, die in einer sandigen oder grandigen Grundmasse eingebettet sind. Ich werde sie im Sinne von J. Elbert⁴⁾ Geröllsande nennen. Die Gerölle liegen im Sande

¹⁾ Dass., Heft 16, pag. 38—39.

²⁾ Heft 16, Blatt Rudnik—Ranizow.

³⁾ Dieses lassen die aus einem Brunnen in Majdan von M. Łomnicki (Atlas geolog. Galicyi, Heft 15, pag. 47) mitgeteilten Angaben vermuten.

⁴⁾ J. Elbert, Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern. Abdr. a. d. 8. u. 10. Jahresber. d. Geograph. Gesellsch. Greifswald 1903—1906, pag. 20, Anm. 1.

oft so dicht, daß sie einander berühren. Dieses fällt insbesondere in den Kiesgruben von Majdan auf, wo der Geröllsand mit seinen großen, dichtgepackten Geröllen vollkommen den Eindruck einer fluviatilen Schotterablagerung macht. Es kommt aber auch vor, daß die Gerölle durch das sandige Zwischenmittel getrennt und nur mehr oder weniger dicht eingestreut sind, wie im Geröllsande des Hügels „Kokosza Góra“ (171 m) in Rozwadów. Geröllfreie Sand- und Grandbänke dagegen sind ziemlich selten. Am schönsten sind solche im untersten Teile desselben Hügels in Rozwadów aufgeschlossen; in einer Sandgrube sehen wir hier einen Komplex von kreuzgeschichtetem Grand und Sand mit dünnen Schmitzen eines grauen Tones (Taf. VIII, Fig. 1). Auch in einer Kiesgrube in Majdan konnte ich dünne, rasch auseinanderlaufende Sandeinlagerungen im Geröllsand beobachten.

Die Lagerungsverhältnisse sind nur in den Kiesgruben von Majdan gut aufgeschlossen, wo der Geröllsand eine mehr oder weniger deutliche Schichtung zeigt. Die horizontale Schichtung tritt stellenweise ganz deutlich hervor (Taf. VIII, Fig. 2), hie und da ist auch eine Kreuzschichtung angedeutet. Die Lagerungsverhältnisse sind in horizontaler Richtung einem schnellen Wechsel unterworfen, wie es der fluvioglazialen Akkumulation entspricht. Im allgemeinen aber sind die Schichtgrenzen nicht so scharf, wie zum Beispiel im Fluvioglazial am Rande der Westsudeten.

Die Größe der Gerölle ist recht verschieden. Wir finden alle Abstufungen von den kleinsten Geröllen bis zur Faust- und stellenweise sogar bis zur kleinen Kopfgröße. Dabei fällt es auf, daß einzelne Kiesflächen eine bestimmte Maximalgröße der Gerölle zeigen. So zum Beispiel besteht der Geröllsand auf der Höhe Bukowie bei Pysznica oder in Stany größtenteils aus kleineren Geröllen, unter denen nur selten ein faustgroßes Gerölle sich findet. Im Geröllsande bei Łetownia dagegen herrschen faustgroße Gerölle bei weitem vor und am größten sind die Gerölle in den Kiesgruben von Majdan, wo ihre Dimensionen in überwiegender Mehrzahl zwischen der Faust- und Kopfgröße schwanken. Selbstverständlich sind zwischen den großen auch kleine Gerölle reichlich eingestreut, sie treten aber gegenüber den größeren zurück. Es kommt aber auch vor, daß — wie bereits Friedberg beobachtet hat¹⁾ — in den Geröllsandschichten die Größe der Gerölle nach oben zunimmt (s. Taf. VIII, Fig. 2). Da ich dasselbe auch im Geröllsand am Rande der Westsudeten beobachten konnte²⁾, scheint diese Erscheinung eine allgemeinere Bedeutung zu haben.

Höchst auffallend ist der völlige Mangel von erratischen Blöcken nordischer Gesteine im Geröllsande. Auf seiner Oberfläche habe ich nur in einem einzigen Fall eine Blockbestreuung beobachtet, und zwar auf dem Rücken zwischen Pysznica und Slomianne im Bezirk Nisko (Fig. 3). Der obere Teil dieses Rückens ist in derselben Weise mit nordischen Blöcken bestreut, wie die schottischen Kames oder die ostthannöverschen Kiesmoränen³⁾. Nach der Ansicht von J. Geikie

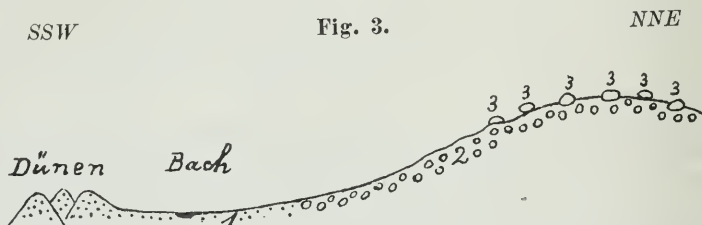
¹⁾ Atlas geolog. Galicyi, Heft 16, pag. 38.

²⁾ v. Łoziński, Glazialerscheinungen etc., pag. 194.

³⁾ Stappenbeck, Die ostthannöversche Kiesmoränenlandschaft. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch., Bd. LVII, 1905, Monatsber. pag. 63.

kann diese Blockbestreuung entweder durch die nachträgliche Auswaschung bedingt oder primär sein¹⁾. In dem vorliegenden Falle kann ich mich nur für die letztere Eventualität aussprechen, schon aus dem Grunde, weil ich im Innern des Geröllsandes nirgends nordische Blöcke fand, die durch die Abspülung entblößt werden könnten. Außerdem sprechen dafür auch die merkwürdigen Erscheinungen des Windschliffes, die ich auf der Oberfläche eines nordischen Quarzitblockes beobachtet habe. Dieser kleine, flache Quarzitblock, den ich auf der Oberfläche des Geröllsandes fand²⁾, hat die untere Fläche ganz rau, wogegen die obere (20×24 cm) durch den Wind geschliffen ist und dieselbe blattennarbigte Skulptur zeigt, die Futterer an Gesteinsstücken aus dem Pe-schan abgebildet hat³⁾. Wenn also der harte Quarzit durch windgetriebene Sandkörner derart bearbeitet wurde, so mußte er seit jeher ohne Änderung seiner Lage auf der Oberfläche des Geröllsandes liegen.

Das größte Interesse erwecken unsere Geröllsande durch die petrographische Zusammensetzung ihrer Gerölle. Sie sind weder rein



Querschnitt des Rückens zwischen Pysznica und Slomianne (Bezirk Nisko),
NW vom Jägerhause (179 m).

1 Sand. — 2 Geröllsand. — 3 Nordische Blöcke.

karpathisch (M. Łomnicki) noch ausschließlich nordisch (W. Friedberg). Es gibt zwar Stellen, wo karpathische oder nordische Gerölle so spärlich sind, daß man äußerlich den Eindruck einer einheitlichen Zusammensetzung bekommt, immerhin aber findet man bei sorgfältigem Suchen auch beigemengte Rollstücke nordischer, beziehungsweise karpathischer Gesteine. In den meisten Geröllsandvorkommen sind die Gerölle von Hornstein oder Sandstein so charakteristisch, daß ihre karpathische Herkunft keinem Zweifel unterliegt, wie es auch Herr Professor Dr. T. Wiśniowski an vorgelegten Geröllproben bestätigen konnte. Nur in den wenigsten Fällen können karpathische Gerölle, wenn auch nicht mit voller Gewißheit, so doch mit der größten Wahrscheinlichkeit unterschieden werden. Wo karpathisches Gesteinsmaterial sich in größerer Menge an der Zusammensetzung der Geröllsande beteiligt, finden wir Gerölle von Sandsteinen und von

¹⁾ J. Geikie, The Great Ice Age, 3. ed., 1894, pag. 184.

²⁾ Der Quarzitblock befindet sich nunmehr im Mineralogisch-geologischen Museum (Inv.-Nr. 13091) der k. k. Technischen Hochschule in Lemberg.

³⁾ Futterer, Durch Asien, Bd. II, Teil 1, Taf. 26 und 28.

Hornstein. Nimmt dagegen der karpatische Anteil so weit ab, daß nur dann und wann ein kleines Rollstück eingestreut ist, so kommen nur Hornsteingerölle vor. Danach wäre anzunehmen, daß das Zurücktreten karpatischer Gerölle in einzelnen Geröllsandvorkommen nicht auf einen erschwerten Zufluß karpatischer Gewässer hindeutet, sondern in erster Linie mit einer weitergehenden Bearbeitung während des Transports zusammenhängt, wobei die Gerölle karpatischer Sandsteine spurlos zerrieben wurden und nur Rollstücke von Hornstein der Abnutzung widerstehen konnten. Je nach der mehr oder weniger weitgehenden Bearbeitung der Gerölle während des Transports ist der Anteil karpatischen Gesteinsmaterials in einzelnen Geröllsandvorkommen großen Schwankungen unterworfen. Der Geröllsand von Majdan besteht fast ausschließlich aus karpatischem Material, in welchem nur spärlich Gerölle nordischer Provenienz eingestreut sind. Der Geröllsand von Rozwadów dagegen besteht zum größten Teil aus nordischem Material und sehr selten findet man in demselben karpatische Hornsteingerölle. Zwischen diesen beiden Grenzfällen sind alle Abstufungen vorhanden¹⁾. Der Geröllsand von Bukowie bei Pysznica steht in der Mitte und besteht ungefähr zu gleichen Teilen aus karpatischem und nordischem Material. Unter den nordischen Geröllen herrschen kristallinische Gesteine und Feuersteine überall und bei weitem vor, seltener sind Quarzite und Sandsteine. Feuersteine kommen nicht nur in Rollstücken, sondern stellenweise, insbesondere im Geröllsandvorkommen bei Lipica (Δ 212 m) auch in größeren Knauern vor. Einige Geröllsandvorkommen zeichnen sich durch die große Menge kleiner, schwarzer Rollstücke von Feuerstein aus. In den meisten Geröllsandvorkommen sind Quarzgerölle sehr häufig. Diese können ebensogut nordischer Provenienz sein, wie auch aus den Karpathen herrühren, wo sie (zum Beispiel im Ciezkowicer Sandstein) lokal in so großer Menge angehäuft sind, daß Konglomeratbänke entstehen.

Die karpatischen Gerölle sind immer vollkommen gerundet. Häufig kommen auch karpatische Gerölle von abgeplatteter oder walzenförmig abgerollter Gestalt vor. Die nordischen Gerölle sind zumeist ebenfalls wohlgerundet. Nicht selten aber findet man im Geröllsande auch kaum kantenbestoßene Geschiebe kristallinischer Gesteine²⁾ oder nicht abgerollte Feuersteinknauern. Dieses fällt insbesondere im erwähnten Geröllsandvorkommen bei Lipica auf. In solchen Fällen wäre anzunehmen, daß nordische Geschiebe nach ihrem Ausschmelzen aus dem Inlandeise ohne weiteren Transport im Geröllsande eingebettet wurden.

Es drängt sich nun die Frage auf, auf welche Weise die Mischung der karpatischen Bestandteile der Geröllsande mit den nordischen

¹⁾ Wo der Geröllsand Rollstücke karpatischer Sandsteine in größerer Menge enthält, merkt man es schon der sandigen Grundmasse an, die in solchen Fällen infolge des Eisengehaltes karpatischer Sandsteine oft eisenschüssig und braun gefärbt ist.

²⁾ Das Vorkommen von Geschieben in fluvioglazialen Kiesablagerungen, wie zum Beispiel in Rollsteinfeldern (vgl. J. Elbert, loc. cit. pag. 65) ist auch anderweitig bekannt.

zustande kam. Zunächst wäre es denkbar, daß die karpathischen Gerölle von präglazialen, durch das Inlandeis erfaßten Schotterabsätzen herrühren, wie es im gemengten Diluvium des westgalizischen Karpathenrandes der Fall ist¹⁾. Dann aber müßte neben dem Geröllsande doch stellenweise auch ein Geschiebelehm mit karpathischen Geröllern als Geschiebe vorkommen, was in Wirklichkeit nicht bekannt ist. Übrigens könnte man auch nicht begreifen, warum weiter südwärts zwischen den gemischten Geröllsanden des Tieflandes und den Mischschottern des Karpathenrandes kein gemengtes Diluvium auftritt. Ebenso wenig dürfte man annehmen, daß die Mischung der karpathischen und nordischen Gerölle, somit auch die Ablagerung der Geröllsande erst in postglazialer Zeit auf fluviatilem Wege erfolgte. Wo die Geröllsande sich an die gegenwärtigen, von den Karpathen kommenden Flüsse anschließen, wie längs des San, sind diese Vorkommen manchmal so weit von dem heutigen Laufe entfernt und zeigen gegenüber demselben einen solchen Höhenunterschied, daß man zur Erklärung einer postglazialen Mischung der karpathischen und nordischen Gerölle unglaubliche Wasserfluten voraussetzen müßte. Ferner zeigen manche Geröllsandvorkommen nicht den geringsten Zusammenhang mit dem heutigen Wassernetze, wie zum Beispiel dasjenige von Majdan, welches auf eine von der gegenwärtigen verschiedene Anordnung der Entwässerungswege hinweist. Auch würden durch fluviale Akkumulation flächenhaft ausgebreitete, terrassierte Kiesabsätze entstehen, nie aber so charakteristische, weiter zu besprechende Bodenformen der fluvio-glazialen Aufschüttung wie das Äs von Majdan oder das Kame in Rozwadow. So ist nur die Annahme möglich, daß die karpathischen Gerölle gleichzeitig mit der Ablagerung der Geröllsande durch von Süden kommende Gewässer zugeführt wurden. Mit anderen Worten, die subglazialen Wasserwege waren nicht allein von den eigenen Schmelzwässern des Inlandeises, sondern in bedeutendem Umfange auch von den von Süden her entgegenströmenden Gewässern benützt.

Der Umstand, daß die Geröllsandvorkommen im nordgalizischen Tieflande sich zu einem unregelmäßigen Bogen zusammenfügen (siehe die Karte), legt den Gedanken nahe, es könne ihre Verteilung einer Stillstandslage des zerlappten Randes des Inlandeises entsprechen. Wie sehr die Aufschlüsse der Geröllsande auch an die Kiese erinnern, die sich an dem Schichtenverbände von Endmoränen beteiligen²⁾, so kann ich mich dennoch nicht entschließen, in unserem Falle von Endmoränen zu sprechen. Die Bodenerhebungen, auf denen die Geröllsande auftreten, haben einen ziemlich ruhigen Verlauf und zeigen bei weitem kein so kupiertes Relief wie die echten Endmoränen. Dabei fehlen noch andere Kennzeichen von Endmoränen. Auf dem norddeutschen Flachlande ist es überall die Regel, daß hinter den Endmoränen die Grundmoränenlandschaft und vor denselben die Sandrflächen sich ausbreiten. In unserem Fall dagegen ist es gerade umgekehrt. Nordwärts, somit hinter der Zone der Geröllsande breitet

¹⁾ Vgl. v. Łoziński, Glazialerscheinungen etc., pag. 180.

²⁾ Vgl. zum Beispiel R. Struck, Übersicht der geol. Verhältn. Schleswig-Holsteins. Festschrift des 17. deutschen Geographentages, Lübeck 1909, Abb. 20—22.

sich ein weites, den Sandrflächen ganz ähnliches Sandgebiet aus, dessen ebene Oberfläche vielfach durch spätere Dünenbildung bewegt wurde; südlich hingegen, somit vor der Zone der Geröllsande haben wir das hügelige, mit glazialen oder fluvioglazialen Diluvium bedeckte Tiefland. Wir dürfen daher die Zone unserer Geröllsande keinesfalls mit den echten Endmoränen vergleichen. Nichtsdestoweniger aber können wir ohne Zweifel annehmen, daß die Geröllsande in randlichen Teilen des diluvialen Inlandeises durch subglaziale Akkumulation entstanden sind. Die charakteristischen Oberflächenformen der subglazialen Aufschüttung sind jedoch nur in wenigen Fällen schärfer ausgeprägt. Der langgezogene, in schwachem Bogen NNO—SSW verlaufende Kiesrücken, auf dem die Ortschaft Majdan sich längs der Straße erstreckt, stellt ein Ås dar, welches zwar nicht so schmal ist wie die typischen, wall- oder dammartigen Åsar, immerhin aber die anderweitig festgestellte Breite¹⁾ nicht überschreitet. Auf beiden Seiten wird das Ås von breiten, muldenförmigen und vertorften Åsgräben begleitet. Der Geröllsand des Majdaner Ås, aus karpathischen Geröllen mit äußerst spärlicher nordischer Beimengung aufgeschüttet, gemahnt schon beim äußeren Anblick an einen starken, schuttbedadenen Wasserstrom, welcher — von Süden her kommend — sich in einen Eistunnel ergoß und denselben mit seinen Kiesen verstopfte. Das Ås von Majdan ist das erste und bisher das einzige, welches ich aus dem nordgalizischen Tieflande anführen kann. Ohne die Möglichkeit späterer vereinzelter Funde dieser Oberflächenform vollkommen auszuschließen, muß ich dennoch ein Vorkommen von Åsar in solchem Umfange, wie es seinerzeit Hilber²⁾ vermutet hat, in Abrede stellen. Ebenso von Kames habe ich im Gebiete unserer Geröllsande nur ein einziges, typisch ausgebildetes Beispiel, und zwar den bereits erwähnten Hügel „Kokosza Góra“ (171 m) in Rozwadów kennen gelernt. Wie an den Kames der Lüneburger Heide³⁾, bildet auch hier der Geröllsand die äußere Hülle, während am Fuße des Hügels der Sand (bezw. Grand) aufgeschlossen ist (Taf. VIII, Fig. 1). Kameähnlich kommt noch der Geröllsandrücken NO von Drozdów⁴⁾ vor; obwohl etwas in die Länge gezogen und schwach gekrümmt, ist dieser Rücken dennoch zu kurz, um mit den Åsar verglichen zu werden. An Kames erinnert auch die Blockbestreuung auf dem Geröllsandrücken bei Pysznica (vgl. Fig. 3). Mit Ausnahme der soeben genannten Fälle bildet der Geröllsand keine so scharf hervortretenden Oberflächenformen wie die Åsar und die Kames. Die meisten Geröllsandvorkommen treten als unregelmäßig begrenzte, wellige Kiesflächen ent-

¹⁾ Zum Beispiel in Posen beträgt die Maximalbreite der Åsar 0.6—1 km. Vgl. E. Wertb, Radialmoränen (Åsar) südlich von Posen. Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin, 1909, pag. 541 und 543.

²⁾ Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanst., 1884, pag. 354. — Allerdings ist Hilber den in Aussicht gestellten Beweis von Åsar im nordgalizischen Tieflande schuldig geblieben.

³⁾ Wahnschaffe, Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, 3. Aufl., 1909, pag. 192.

⁴⁾ NO von Majdan, auf der Spezialkarte (4—XXV) mit S. G. bezeichnet.

gegen, die am besten mit Rollsteinfeldern¹⁾ zu vergleichen sind. Es bleibt aber noch die Frage offen, inwieweit die Gestalt der Geröllsandrücken selbständig ist. Daß die meisten von Geröllsand umhüllten Rücken einen Kern aus miocänem Ton haben, unterliegt keinem Zweifel. Die Aufschlüsse gestatten jedoch keinen tieferen Einblick in den Kern der Geröllsandrücken. Immerhin aber möchte ich diese miocänen Kerne nicht etwa als Aufpressungen („Durchragungszüge“ im Sinne Schröders), sondern als präglaziale Oberflächenformen der Unterlage betrachten. Danach wäre anzunehmen, daß die Geröllsande in den meisten Fällen sich schalenförmig dem präglazialen, hügeligen Relief des miocänen Untergrundes anschmiegen. So könnte man erklären, warum der Geröllsand nur in sehr wenigen Fällen ausgesprochene, für die fluvioglaziale Akkumulation charakteristische Oberflächenformen (Ås von Majdan, Kame von Rozwadów) bildet, sonst aber nur als eine mehr oder weniger starke Hülle sich über den Bodenerhebungen ausbreitet.

Sowohl die Beschaffenheit, wie auch die erwähnten, zwar wenigen, aber typischen Oberflächenformen lassen keinen Zweifel darüber zu, daß die Geröllsande durch subglaziale Akkumulation in den Randpartien des diluvialen Inlandeises entstanden sind, in derselben Weise, wie man es gegenwärtig am Rande des Malaspinaeiskuchens in Alaska beobachten kann. Die Analogie dieses Beispiels läßt vermuten, daß auch unsere Geröllsande unter stagnierendem oder bereits wenig beweglichem und dem Verschwinden entgegengehenden Inlandeise angehäuft wurden. Wie die gemengte Zusammensetzung beweist, waren es nicht allein die eigenen Schmelzwässer des Inlandeises, welche in den subglazialen Kanälen zirkulierten. Vielmehr drangen in dieselben auch von Süden her fließende, ergiebige Wasserströme mit bedeutendem Gerölltransport hinein und beteiligten sich an der Aufschüttung der Geröllsande. Von dem Majdaner Ås, welches fast ausschließlich aus karpatischen Geröllen aufgeschüttet ist und nur in minimaler Zahl nordische Gesteinsstücke enthält, können wir sogar annehmen, daß hier ein rein karpatischer Wasserstrom sich unter dem Eise ergoß. Die Annahme so stark kiesbeladener Gewässer, die von den Karpathen her dem Inlandeise entgegenströmten, könnte vielleicht gewisse Bedenken erwecken. Ohne Zweifel aber waren die aus den Karpathen zufließenden Gewässer im feuchten Klima der Eiszeit viel ergiebiger und besaßen infolgedessen — wie gegenwärtig während eines Hochwassers — ein gesteigertes Transportvermögen. Es sei ferner noch daran erinnert, daß auch anderweitig in der Umrandung des diluvialen Inlandeises während verschiedener Phasen der Eiszeit eine reichliche Zufuhr von Geröllen aus südlichen Gegenden durch Wasserströme stattfand, wie insbesondere in den an die Elbe angrenzenden Gebieten (Fläming etc.), wo ebenfalls Sande mit gemengten Geröllen²⁾ oder sogar einheimische

¹⁾ Im Sinne von J. Elbert (loc. cit. pag. 64 ff.).

²⁾ Klockmann, Über gemengtes Diluvium. Jahrb. d. kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1883, pag. 336 ff. — v. Linstow, Neuere Beob. aus dem Fläming. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. LVI, 1904, pag. 103 ff.

Kiese rein südlicher Herkunft¹⁾ abgelagert wurden. Im Saalegebiete hat L. Siegert diluviale Kiesablagerungen mit einem reichlichen Anteil von Saalegeröllen in weiter Ausdehnung festgestellt und ihre Entstehung durch einen „Kampf zwischen den Schmelzwässern des Eises und den Fluten der Saale“ erklärt²⁾.

Der Nachweis eines subglazialen Abflusses der karpathischen Gewässer während der Eiszeit, wie er durch die gemengten Geröllsande im nordgalizischen Tieflande gegeben wird, steht in vollem Einklange mit den Ergebnissen meiner Untersuchungen über die Ausbreitung des nordischen Inlandeises am westgalizischen Karpathenrande³⁾. Trotzdem die Talausgänge der westgalizischen Karpathenflüsse von langen, zungenförmigen Ausläufern des nordischen Inlandeises eingenommen waren, sind in ihnen dennoch keine Anzeichen einer Stauung des Wasserabflusses vorhanden. Vielmehr muß man annehmen, daß die karpathischen Gewässer sich einen subglazialen Ausweg erzwungen haben. Mit dem Rückzuge der nordischen Eiszungen aus den westgalizischen Karpathentälern bildete sich die breite, subkarpathische Abflußrinne (III auf der Karte) aus, in die ein Teil der aus den Karpathen abfließenden Gewässer durch das weiter vorwärts noch lagernde Inlandeis gelenkt wurde. Es scheint, daß — ebenso wie es F. Solger⁴⁾ von den norddeutschen Urstromtälern angenommen hat — auch die subkarpathische Abflußrinne nicht in ihrer ganzen Länge von einem einheitlichen Wasserstrom durchflossen war, obwohl sie gegenwärtig als kontinuierliche Bodendepression vorkommt. Während ihr östlicher Abschnitt schon damals einen Teil der Wislokwässer dem San⁵⁾ zuführte, war der westliche Abschnitt möglicherweise noch weiter in östlicher Richtung, als gegenwärtig, von der Wisloka eingenommen⁶⁾.

Ich habe vorstehend betont, daß in der subkarpathischen Rinne nur ein Teil der aus den Karpathen kommenden Gewässer abfloß. Ein anderer, gewiß bedeutender Teil mußte — wie die karpathischen Gerölle in den Geröllsandten des nordgalizischen Tieflandes beweisen — in ungefähr nördlicher Richtung auf subglazialen Wegen zum Abflusse gelangen. Die gegenwärtige Verbreitung der Geröllsande mit karpathischen Geröllen im nordgalizischen Tieflande führt zu folgenden Schlüssen über den eiszeitlichen Abfluß der karpathischen Gewässer.

1. Aus dem Vorkommen gemengter Geröllsande längs des San (Rozwadów, Bukowie) geht hervor, daß derselbe trotz der Eisbe-

¹⁾ v. Linstow, Über Kiesströme etc. Jahrb. d. kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1908, Bd. XXIX, pag. 333 ff.

²⁾ Siegert und Weissermel, loc. cit. pag. 39.

³⁾ v. Łoziński, Glazialerscheinungen etc. pag. 167 und 186—187.

⁴⁾ Solger, Zur Morphol. des Baruther Haupttales. Archiv der Brandenburgia, Bd. XII, 1907, pag. 189.

⁵⁾ Keinesfalls aber weiter nach Osten, wie neuerdings Rudnyckyj (Beitr. z. Morphol. d. galiz. Dniestrgeb., Geograph. Jahresber. aus Österreich, Jg. 7, 1909, pag. 103) von den Gewässern der westgalizischen Karpathen ohne irgendeine Begründung meint.

⁶⁾ Vgl. die weiteren Ausführungen unter 3.

deckung des nordgalizischen Tieflandes sich ebenso nach NW, durch dasselbe richtete, wie es auch gegenwärtig der Fall ist. Die von Romer¹⁾ und Rudnyckyj²⁾ angenommene diluviale Verbindung des San mit dem Dniestr ist somit nur als eine zeitweise Bifurkation aufzufassen, indem die bedeutende Vermehrung der Sangewässer durch den Niederschlagsreichtum der Diluvialzeit sowie durch die Schmelzwässer des Inlandeises ein teilweises Überfließen nach dem Dniestrgebiete zur Folge hatte.

2. Höchst auffallend ist, das Vorkommen gemengter Geröllsande in unmittelbarem Anschlusse an den Łeg (Stany, Lipica), welcher heute schon außerhalb der Karpathen aus dem Zusammenflusse kleiner Quellenbäche entsteht. Aus dem Vorkommen karpathischer Gerölle in Geröllsanden am Łeg müssen wir annehmen, daß derselbe ursprünglich eine Fortsetzung des weiter südlich aus den Karpathen hinaustretenden Wisloklaufes bildete. Dafür spricht auch der Umstand, daß die Breite und die Ausbildung des heutigen Łegtales auf einen ehemals viel stärkeren Wasserstrom hinweisen. Während der Eisbedeckung des Tieflandes konnten die subglazialen Abflußwege die erheblich vergrößerte Wassermenge des Wislok nicht fassen und infolgedessen floß der Überschuß in der subkarpathischen Rinne als eine Bifurkation zum San ab. Durch die allmähliche Verstopfung der subglazialen Entwässerungswege wurde der Wislok schließlich gezwungen, seinen früheren Lauf nach Norden im gegenwärtigen Łegtale vollkommen aufzugeben und seine ganze Wassermenge auf die Dauer in der subkarpathischen Rinne nach dem San zu richten.

3. Die großartige Anhäufung karpathischer Gerölle im Geröllsande des Ąs von Majdan läßt sich augenscheinlich mit keinem Wasserlaufe in Verbindung bringen. Am nächsten würde die Vermutung liegen, es sei der Geröllsand von einer ehemaligen Fortsetzung der weiter südlich die Karpathen verlassenden Wielopolka abgelagert worden. Indes weist sowohl die Größe, wie auch die Menge der karpathischen Gerölle im Majdaner Ąs auf einen viel bedeutenderen Wasserstrom hin, als die Wielopolka mit ihrem kleinen Einzugsgebiete, zumal dieses zum guten Teil in das Miocän fällt und nur in seinem innersten Teile die Sandsteinzone angezapft hat. So muß die Frage nach dem karpathischen Wasserstrom, welcher das Ąs von Majdan aufgeschüttet hat, vorläufig noch offen bleiben. Nicht ganz ausgeschlossen scheint mir die Möglichkeit, daß die Wisloka oder mindestens ein guter Teil ihrer Gewässer in der subkarpathischen Rinne weiter nach Osten als gegenwärtig floß, um dann in nördlicher Richtung in das Tiefland hinein abzubiegen und die karpathischen Gerölle des Majdaner Ąs anzuhäufen.

4. Die von Rehman³⁾ aus der Karte abgeleitete Ansicht, es sei der nördliche Teil des nordgalizischen Tieflandes durch das

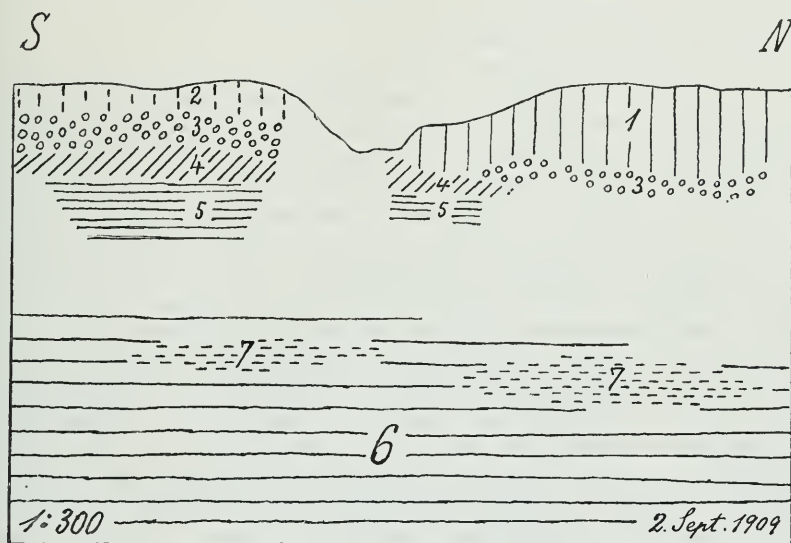
¹⁾ Romer, Zur Gesch. d. Dniestrtales. Mitteil. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien, Bd. L, 1907, pag. 279.

²⁾ Rudnyckyj, loc. cit. pag. 103—104.

³⁾ Rehman, loc. cit. pag. (235).

Inlandeis zu einem großen See aufgestaut worden, ist unhaltbar, nachdem die gemengten Geröllsande den Abfluß der karpatischen Gewässer auf subglazialen Wegen in größerem Umfange erkennen ließen. Anzeichen einer derartigen, ausgedehnteren Wasserstauung sind nirgends vorhanden, vielmehr spricht die Ausbildung des nordischen Diluviums entschieden gegen eine solche Annahme. Im Falle einer seeartigen Aufstauung würden bekanntlich nicht Sande, wie Rehman glaubt, sondern feingeschichtete Tone zur Ablagerung gelangen, welche jedoch in der Diluvialdecke des nördlichen Tieflandes nicht vorkommen.

Fig. 4.



Ziegelei im Rande des Lößplateaus, ungefähr 1·2 km NO von Sandomierz.

1 Löß. — 2 Gelber, lößähnlicher Lehm mit angedeuteter Schichtung. —
3 Geschiebelehm. — 4 Stark toniger, roter Lehm. — 5 Dünngeschichteter, grauer
Ton (Bänderton). — 6 Hellgelber, stark sandiger Lehm. — 7 Sand (stellenweise
mit Kreuzschichtung).

Die verstürzten Teile sind weiß gelassen.

Ebensowenig konnte ich längs des Steilrandes des Sandomierz-Opatower Lößplateaus, welcher von NW das Tiefland begrenzt, irgendwelche morphologische oder lithogenetische Spuren einer durchgehenden Stauung der Gewässer feststellen. An diesem Steilrande tritt das in der Regel nur einige wenige Meter mächtige, nordische Diluvium in der gleichen Ausbildung, welches dasselbe auch sonst auf dem ganzen Sandomierz-Opatower Lößplateau zur Schau trägt, das heißt als Geschiebelehm und zu unterst oft als sandiges Fluvioglazial zutage. Nur an einer Stelle zeigt das Diluvium zum Teil den Charakter eines Absatzes stehenden Wassers — wobei es auch zu einer größeren

Mächtigkeit anschwillt — und zwar nördlich von Sandomierz, wo der Steilrand des Lößplateaus eine kleine Einbuchtung bildet ¹⁾. In einer von den kurzen Schluchten, welche hier den Rand des Lößplateaus zerschneiden, ungefähr 1·2 km NO von Sandomierz, finden wir eine Ziegelei, wo von unten nach oben sandiges Diluvium, tonige Ablagerungen und der Geschiebelehm aufgeschlossen sind (Fig. 4). Die tonigen Absätze (4—5 in Fig. 4) wurden gewiß in einem kleinen Wasserbecken abgelagert, welches im Schatten des weiter ostwärts an die Weichsel herantretenden Vorsprunges der „Pfefferberge“ einige Zeit bestehen konnte, bis seine Absätze vom Inlandeise bedeckt und mit Geschiebelehm überlagert wurden. Es muß aber kaum eine Wasserlache von sehr kleinem Umfange gewesen sein, da diese Ausbildung des Diluviums lokal ganz beschränkt ist und in der nächsten Umgebung nicht mehr wiederkehrt.

Aus den vorstehenden Ausführungen ersieht man, daß die Wasserläufe im nordgalizischen Tieflande ungleichen Alters sind. Die Verbreitung der gemengten Geröllsande zeigt, daß der San, wie auch die ursprüngliche Fortsetzung des Wislok (gegenwärtig Łęg) während der diluvialen Eisbedeckung des Tieflandes auf subglazialen Wegen zum Abflusse gelangten. Selbstverständlich aber haben sie sich nicht erst nach der Ausbreitung des nordischen Inlandeises den subglazialen Abfluß gebahnt. Vielmehr ist anzunehmen, daß sie denselben Lauf schon in präglazialen Zeiten hatten und trotz der späteren Eisinvasion zu behaupten vermochten. Somit wäre die Entstehung des heutigen Sanlaufes, sowie des ursprünglichen Wisloklaufes im gegenwärtigen Łęgtale noch in die präglaziale Zeit zu versetzen. Im niederschlagsreichen Klima der Eiszeit und besonders während des Abschmelzens des diluvialen Inlandeises fand ohne Zweifel eine erhebliche Vergrößerung der zum Abflusse gelangenden Wassermenge statt. Da jedoch die subglazialen Entwässerungswege den gesteigerten Wasserzufluß aus den Karpathen her nicht zu fassen imstande waren, mußten Bifurkationen entstehen, wie es auch jetzt im flachen Lande beim Hochwasser und insbesondere beim Eisgang nicht selten geschieht. Ein Teil der Sangewässer überfloß zum Dniestrgebiete, der Wasserüberschuß des Wislok richtete sich nach Osten durch die subkarpathische Rinne. Das Schicksal dieser beiden Bifurkationen war verschieden. Die vorübergehende Verbindung zwischen dem San- und dem Dniestrgebiet wurde mit dem Aufhören des eiszeitlichen Wasserandranges aufgelassen, so daß der San heutzutage seinen ursprünglichen, aus der präglazialen Zeit stammenden Lauf durch das nordgalizische Tiefland behält. Der Wislok dagegen gab seinen ursprünglichen Lauf im gegenwärtigen Łęgtale, wahrscheinlich infolge einer Erschwerung des subglazialen Abflusses durch reichlichere Akkumulation, vollkommen auf und etablierte sich auf die Dauer in der subkarpathischen Rinne. Im breiten, verlassenem Tale der ursprünglichen Fortsetzung des Wisloklaufes sammeln sich jetzt die Gewässer des Łęg.

Zu sehr beachtenswerten Schlußfolgerungen führt die hypsometrische Lage der Geröllsandvorkommen. Bei Łetownia reicht die

¹⁾ Vgl. Blatt 3—XXV, Tarnobrzeg, der Spezialkarte.

Oberfläche des Geröllsandes bis zur Höhe von 206 m, bei Lipica finden wir sie in der Höhe von etwa 200—210 m. Das Majdaner Äs, welches wir nach den früheren Bemerkungen als den „fossilen“ Lauf eines größeren, diluvialen Wasserstromes aus den Karpathen bezeichnen können, erhebt sich mit seinem Rücken sogar bis zu 227 m. Indes befindet sich der gegenwärtige Boden der Talausgänge am westgalizischen Karpathenrande fast genau im Niveau von nur 200 m, somit tiefer, als die erwähnten Geröllsandvorkommen. Im Gegensatze zu A. Jentzsch¹⁾ halte ich es für ausgeschlossen, daß subglaziale Wasserströme außer suspendiertem Schlamm auch Gerölle nach aufwärts zu bewegen imstande wären. Im Gegenteil konnte ein so bedeutender Kiestransport, wie wir ihn nach dem Majdaner Äs beurteilen müssen, sicher nur unter normalen Gefällsverhältnissen bewerkstelligt werden. So werden wir zur unabweislichen Annahme geführt, daß während der Ablagerung der Geröllsande ihre Unterlage relativ (das heißt im Vergleiche mit dem westgalizischen Karpathenrande) tiefer liegen mußte als gegenwärtig, daß folglich in postglazialer Zeit Bewegungen der Erdoberfläche in vertikaler Richtung stattgefunden haben. Es können nun entweder Senkungen am Karpathenrande oder Hebungen im nordgalizischen Tieflande in Betracht kommen. Die erstere Eventualität ist nicht annehmbar; gegen die Möglichkeit postglazialer Senkungen am Karpathenrande spricht schon der Umstand, daß in den erweiterten Talausgängen die terrassierte Bodenausfüllung, die ich an einer anderen Stelle geschildert habe²⁾, vielfach bis zur älteren Unterlage durchschnitten ist und die Flüsse über nackten Schichtköpfen dahinfließen. Auch sonst fehlen Anzeichen irgendeiner Senkung gänzlich. Es bleibt daher nur die Annahme postglazialer Hebungen im nordgalizischen Tieflande übrig³⁾. Soweit aus dem Vergleiche der hypsometrischen Lage der Geröllsande mit dem heutigen Niveau der Flußaustritte aus den westgalizischen Karpathen sich beurteilen läßt, hat die Amplitude dieser Hebung höchstens bis etwa 50 m betragen, jedenfalls aber diesen Maximalwert nicht überschritten.

Am nächsten liegt der Gedanke, die postglaziale Hebung im nordgalizischen Tieflande als eine Folge der Senkung der Erdoberfläche unter dem diluvialen Inlandeise und der darauffolgenden Entlastung zu betrachten. Tatsächlich stimmt der obige Maximalbetrag der postglazialen Hebung auffallend mit den diesbezüglichen Berechnungen von M. P. Rudzki⁴⁾ überein. Es geht aber die Übereinstimmung noch weiter. Während unter dem Inlandeise eine Senkung der Erdoberfläche stattfindet, ist an seinem Rande nach den theoretischen

¹⁾ Jentzsch, Bildung der preuß. Seen. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. XXXVI. 1884, pag. 701.

²⁾ Vgl. v. Łoziński, Glazialerscheinungen etc., pag. 189—190.

³⁾ Anmerkung während der Korrektur. — Ich möchte Herrn H. Spethmann vollauf beipflichten, wenn er in einer Besprechung der Untersuchungen von F. Solger über die Terrassen der norddeutschen Urstromtäler die Möglichkeit von „Niveauverbiegungen nach der Eiszeit“ in Erwägung zieht (vergl. Petermanns Mitteil., Bd. 56, 1910, pag. 103).

⁴⁾ M. P. Rudzki, Deformationen der Erde während der Eiszeit. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. I, 1906, pag. 185—186.

Ergebnissen von M. P. Rudzki¹⁾ eine relative Hebung zu erwarten, jedoch von einem so geringen Betrage, daß sie praktisch nicht zum Ausdruck kommen könnte. In der Tat finden wir, daß der westgalizische Karpathenrand, wo das diluviale Inlandeis in Eiszungen aufgelöst war, seit dieser Zeit vollkommen stabil blieb und weder eine merkliche Hebung²⁾ noch — wie vorstehend betont wurde — eine Senkung erfahren hat. Angesichts dieser Stabilität des westgalizischen Karpathenrandes kann die postglaziale Hebung des Tieflandes nur als eine Aufwölbung von sehr großer Spannweite und relativ kleiner Amplitude aufgefaßt werden. Höchstwahrscheinlich war die Amplitude lokalen Schwankungen von Null bis zum Maximalwerte von ungefähr 50 m unterworfen. Es hat den Anschein, als wenn die durch das Abschmelzen des diluvialen Inlandeises entstandene Spannung in der Erdkruste nicht überall, sondern nur in gewissen Krustenteilen zur Auslösung gekommen wäre. Denn in der nordwestlichen Umrandung des Tieflandes, im östlichen Teil des Polnischen Mittelgebirges, ist kein Anzeichen von postglazialen Krustenbewegungen vorhanden, vielmehr muß eine Stabilität seit der Diluvialzeit angenommen werden. Dieses könnte zum Teil dadurch begründet werden, daß das genannte Gebiet infolge seiner höheren Lage von einem weniger mächtigen Inlandeise belastet und zum Teil sogar ganz eisfrei war. Außerdem muß noch der Umstand in Betracht gezogen werden, daß der östliche Teil des Polnischen Mittelgebirges, das Sandomierz-Opatower Plateau, unmittelbar nach dem Verschwinden des Inlandeises einen bedeutenden Massenzuwachs durch die Bildung einer mächtigen Lößdecke aus von Winden importiertem Staubmaterial und infolgedessen eine dauernde Belastung erfuhr.

Lemberg, Mitte Dezember 1909.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
III. Die Lößverbreitung in der westlichen Umrandung des nordgaliz. Tieflandes	133
Das subkarpathische Lößplateau	133
Einsenkungen der Lößoberfläche	133
Der autochthone und allochthone Löß	135
Kein Löß in Sandsteingebieten	138
Das Lehmgebiet der Tarnow-Brzeskoer Randkarpathen	139
Die Steilränder der Lößgebiete	141
Der Lößmangel im nordgaliz. Tieflande	144
Löß- und Dünenbildung	145
Zusammenhang der Lößverbreitung mit orographischen Verhältnissen	146
IV. Die gemengten Geröllsande im nordgaliz. Tieflande	149
Das Auftreten der Geröllsande im nordgaliz. Tieflande	149
Die Beschaffenheit und petrographische Zusammensetzung	150
Die Oberflächenformen der Geröllsande	154
Die subglaziale Akkumulation	156
Die eiszeitlichen Abflußwege der karpathischen Gewässer	157
Zur Entwicklung der Wasserläufe im nordgaliz. Tieflande	160
Postglaziale Bodenbewegungen im nordgaliz. Tieflande	161

¹⁾ Ibid. pag. 185.

²⁾ v. Łoziński, Glazialerscheinungen etc., pag. 172.

Tafel VII.

Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens.

Erklärung zu Tafel VII.

Fig. 1. Das nordgalizische Tiefland und seine westliche Umrandung.

- I = Subkarpathische Lößzone.
- II = Lehmgebiet der Tarnow—Brzeskoer Randkarpathen
- III = Subkarpathisches, fluvioglaziales Tal.
- IV = Lößinsel von Stopnica (nach der Karte von Kontkiewicz in Pamietnik Fizyograf. Bd. II, 1882).
- V = Sandomierz—Opatower Lößplateau.
- VI = Lößinsel bei Lagow.
- - - Nordrand des subkarpathischen Lößplateaus.
- + = Ockervorkommen am Wal bei Siemiechów.
- g = Lehmgebiet von Grodzisko.
-  = Geröllsand — wichtigste Vorkommen:
 - 1 Majdan. — 2 Stany. — 3 SW von Stary Nart (bei Lipica $\triangle$ 212 m). — 4 Letownia. — 5 Rozwadów. — 6 Bukowie ($\triangle$ 179 m) bei Pysznica.

Fig. 2. Der östliche Steilrand des Sandomierz—Opatower Lößplateaus in Winiary, oberhalb von Zawichost. Rechts der breite Alluvialboden der Weichsel.

Nach photographischer Aufnahme des Verfassers.

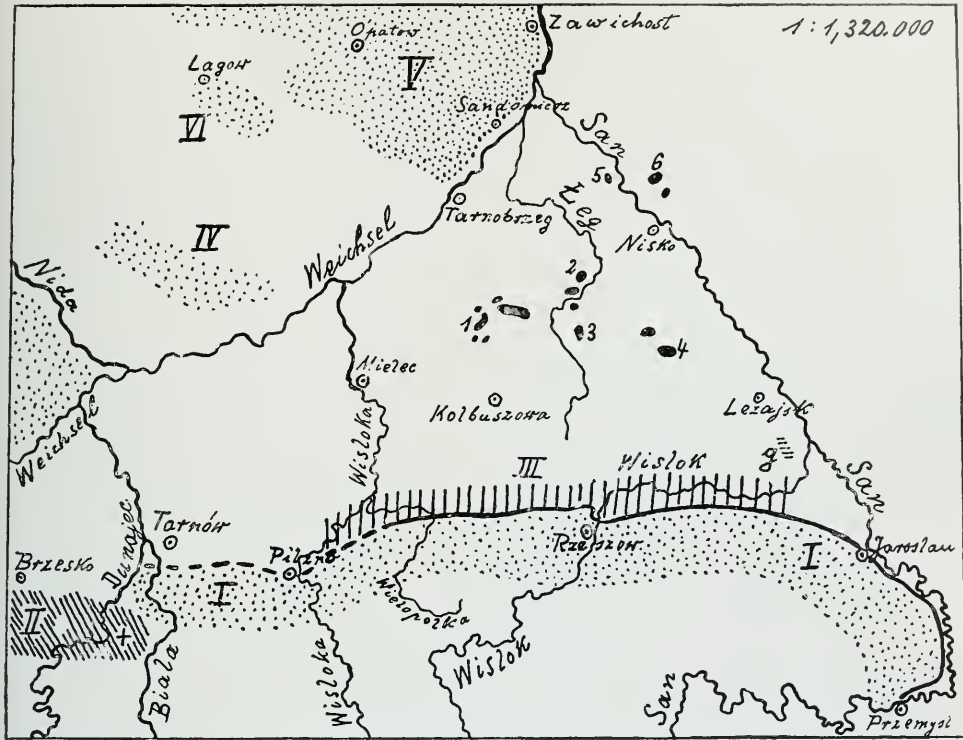


Fig. 1.



Fig. 2.

Tafel VIII.

Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens.

Erklärung zu Tafel VIII.

Fig. 1. Sandgrube in Rozwadow: Kreuzgeschichteter Sand und Grand, oben dünne dunkle Schmitzen grauen Tones.

Photographische Aufnahme des Verfassers, Juli 1909.

Fig. 2. Kiesgrube in Majdan: Geschichtete Kiese mit nach oben zunehmender Geröllgröße.

Photographische Aufnahme des Verfassers, August 1909.

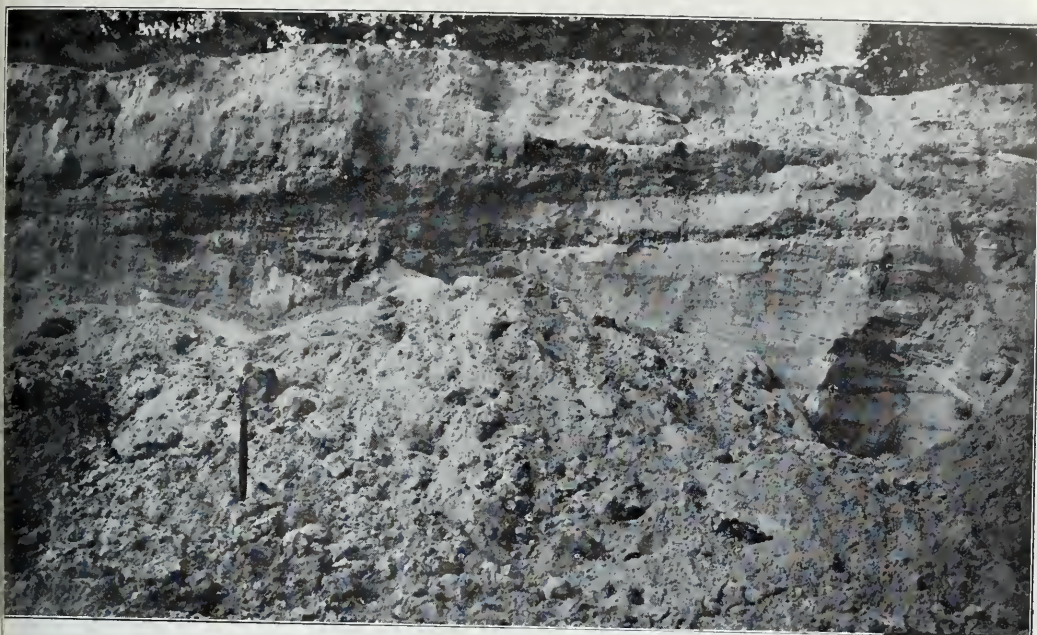


Fig. 1.



Fig. 2.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1910

Band/Volume: [060](#)

Autor(en)/Author(s): Lozinski Walery Ritter v.

Artikel/Article: [Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens. 133-162](#)