

ÜBER ENDMORÄNEN UND DIE DILUVIALE HYDROGRAPHIE DES BUG-TIEFLANDES

VORLÄUFIGE MITTEILUNG

VON

WALERY ŁOZIŃSKI



CRACOVIE
IMPRIMERIE DE L'UNIVERSITÉ
1910

O morenach krańcowych i dyluwialnej hydrografii nizu nadbużańskiego (wiadomość tymczasowa). — Über Endmoränen und die diluviale Hydrographie des Bug-Tieflandes (vorläufige Mitteilung).

Note

de M. **WALERY ŁOZIŃSKI**,

présentée par M. Lad. Szajnocha m. c. dans la séance du 6 Juin 1910.

Die Scheidewand des sog. Lemberg-Tomaszower Höhenrückens trennt zwei Teile des galizischen Tieflandes, in denen die Ausbildung des nordischen Diluviums sowie dessen Ausdehnung in südlicher Richtung erheblich voneinander abweichen. Während im westlichen Teile die Südgrenze der nordischen Geschiebe bis weit in die Karpatentäler hinein verfolgt und festgelegt werden konnte¹⁾, blieb die Frage nach der ehemaligen Ausdehnung der Inlandeises im östlichen Teile, in dem Bug-Tieflande offen. Bereits Uhlig hat die pseudoglaziale Natur der einheimischen Blockbildungen von miozänem Sandstein als Denudationsreste ins richtige Licht gestellt²⁾ und auf einer schematischen Karte³⁾ gezeigt, wie die Verbreitung nordischer Geschiebe nur auf den nördlichsten Teil des Bug-Tieflandes beschränkt ist. In ganz ähnlicher Weise verläuft die Südgrenze der nordischen Geschiebe auf den geologischen Karten von A. M. Łomnicki⁴⁾ und läßt sich in allen Details verfolgen. Da aber A. M. Łomnicki noch südwärts davon kleine Gesteinsbrocken nordischer Herkunft gefunden hat, verlegte er die Grenze des diluvialen Inlandeises nach Süden, weit über die ge-

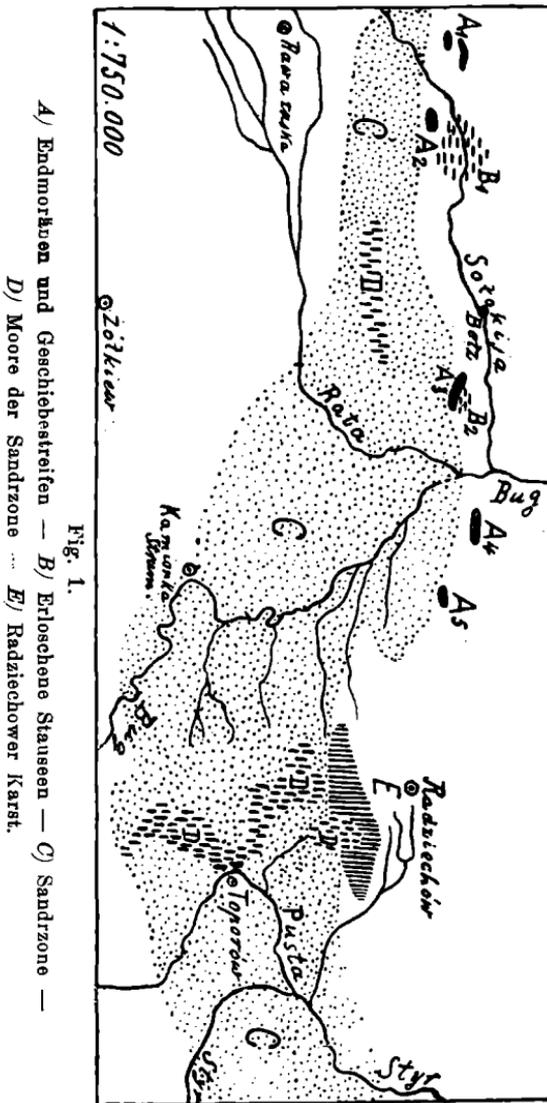
¹⁾ v. Łoziński, Glazialerscheinungen am Rande der nordischen Vereisung. *Mitteil. d. geolog. Ges. in Wien.* Bd. 2, 1909, S. 168 ff.

²⁾ Uhlig, *Geolog. Beschaffenheit der ost- und mittelgaliz. Tiefebene.* *Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanst.* Bd. 34, 1884, S. 198—204.

³⁾ *Ebda.* S. 228.

⁴⁾ *Atlas geol. Galicyi.* Heft 7 und 10 (II).

genwärtige Geschiebegrenze hinaus¹⁾. Von vornherein drängte sich der Gedanke auf, daß die Südgrenze des diluvialen Inlandeises —



wie in allen anderen Gebieten des nordischen Diluviums — auch hier mit der Geschiebegrenze zusammenfällt, wogegen weiter südlich davon vorkommende Gesteinsbrocken nordischer Herkunft

¹⁾ Ebda, Erläut. zu Heft 7, S. 64.

durch Drift oder Schmelzwässer verstreut worden sind ¹⁾. Diese Vermutung konnte ich nunmehr durch Untersuchungen im Felde

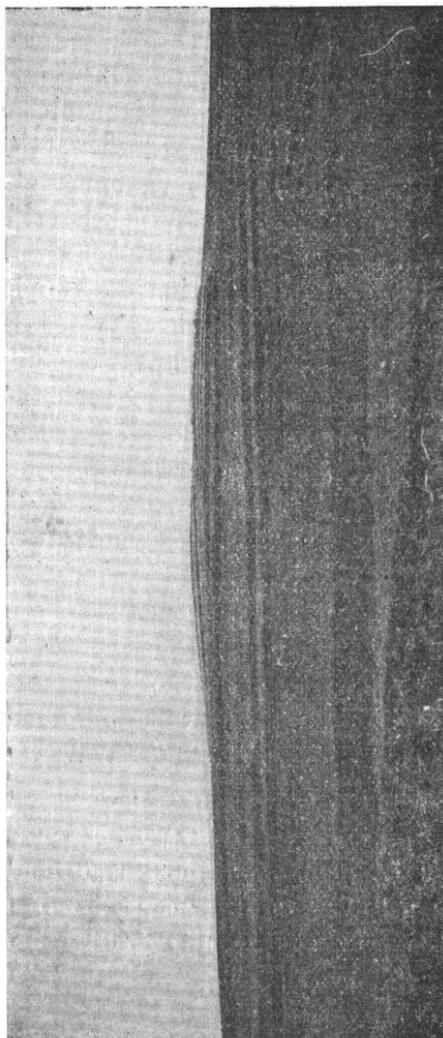


Fig. 2

Westende (Δ 25 $\frac{1}{2}$ m.) der Endmoräne bei Józefówka (Josefsdorf), südlich von Uhrów.
Nach einer photogr. Aufnahme d. Verf.

bestätigen und dabei ganz sichere, wenn auch spärliche und zerstreute Anzeichen der äußersten Stillstandslage des Eisrandes auffinden.

¹⁾ v. Łoziński, a. a. O., S. 185.

Von morphologisch hervortretenden Endmoränen war es mir bisher möglich, nur ein kurzes, aber ganz typisches Stück südlich von Uhnów festzustellen. Sonst finden wir vereinzelt Geschiebestreifen (Geschiebezüge), welche ebenfalls die Stillstandslage des Eisrandes andeuten und im baltischen Höhenrücken im engsten Verbande mit Endmoränenzügen vorkommen¹⁾. Solche Geschiebestreifen heben sich durch mehr oder weniger dichte Bestreuung des Bodens mit Geschieben²⁾ scharf von ihrer geschiebearmen Umgebung ab. Die Geschiebeschüttung bildet immer gleichsam einen dünnen Überzug über flachwelligen, ausdruckslosen Rücken, welche aus knapp unter der Oberfläche hervorstühendem Kreidemergel aufgebaut sind. Durch den Ackerbau sind die Geschiebe mit den Verwitterungsprodukten des unterlagernden Kreidemergels gemischt worden. Nur an wenigen Stellen (NE von Nowosiółki przednie) hat auf der Oberfläche sich noch eine dünne Geschiebelehmedecke erhalten. In den meisten Geschiebestreifen überwiegen bei weitem kantige oder kantengerundete Geschiebe, welche höchstens die Faustgröße erreichen. Wohlgerundete Gerölle sind überall beigemischt bleiben aber an Zahl in der Regel weit hinter den Geschieben zurück.

In der Richtung von Westen nach Osten konnte ich bisher folgende Anzeichen der südlichsten Stillstandslage des diluvialen Eisrandes feststellen:

1. Die Geschiebestreifen um Nowosiółki kardynalskie und N. przednie (A_1 auf der beigegebenen Karte), NWW von Uhnów.
2. Die Endmoräne südlich von Uhnów (A_2). Sie tritt als kurzer,

¹⁾ Geinitz, Die Mecklenburgischen Höhenrücken (Geschiebestreifen). Forschungen z. deutsch. Landes- u. Volkskunde. Bd. 1, S. 220—221, 280, 305—306.

Keilhack, Der baltische Höhenrücken. Jahrb. der kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. f. 1889, S. 181.

Geinitz, Die Endmoränen Mecklenburgs. Mitteil. der Mecklenb. Geolog. Landesanst. Heft 4, 1894, S. 2—3 und 35.

Gottsche, Die Endmoränen Schleswig-Holsteins. Mitteil. d. Geograph. Gesell. in Hamburg. Bd. 13, 1897, S. 12—13.

Maas, Über Endmoränen in Westpreußen. Jahrb. d. kgl. Preuss. geolog. Landesanst. f. 1900. Bd. 21. Karte auf Taf. XVIII.

²⁾ Die beste Vorstellung von unseren Geschiebestreifen gewinnt man, wenn man die trefflichen Bilder der Blockbestreuung in Schleswig-Holstein bei Gottsche (a. a. O. Taf. 1—2) betrachtet, dabei aber an Stelle der stattlichen Blöcke nur kleine, höchstens faustgroße Geschiebe sich denkt.

aber typischer und markanter Rücken (Δ 254 m) in der Landschaft hervor und überragt die westlich und nördlich angrenzende Oberfläche des Kreidemergels um etwa 20 – 30 m. Im Westen bricht die Endmoräne bei Józefówka (Josefinendorf) plötzlich ab (Fig. 2), im Osten dagegen verschwindet sie im Sandgebiete SW von Karów, so daß ihre Länge in westöstlicher Richtung ungefähr $1\frac{1}{4}$ km beträgt. Am Nordfuß des Rückens tritt noch der gelockerte Kreidemergel mit spärlicher Geschiebebestreuung zutage. Darüber zeigt der Rücken auf seiner Oberfläche nur den Geschiebesand, welcher mit Geschieben dicht durchspickt ist. Auf der Oberfläche liegen bis faustgroße Geschiebe stellenweise dicht nebeneinander. Hinter diesem Endmoränenfragmente breitet sich ein erloschener Stausee (B_1) aus, dessen weiten, tischebenen Boden gegenwärtig die Sołokija unterhalb von Uhnów durchmißt.

3. Die Geschiebestreifen südlich und südöstlich von Waniów bei Belz (A_3). Nördlich von dem Geschiebestreifen, welcher sich von dem Meierhofs Hruszów (zu Parchacz) in westlicher Richtung erstreckt, erkennen wir in einer flachen, vertorften Terrainmulde (B_2) einen ehemaligen glazialen Stausee.

4. Der Geschiebestreifen um Poździmierz (A_4). Ostwärts von Poździmierz setzt eine ausgedehnte Decke von Flugsand ein, unter welcher noch

5. Der Geschiebestreifen nördlich von Hoholów (A_5) empor taucht. In den beiden letztgenannten Geschiebestreifen fällt der größere Anteil wohlgerundeter Gerölle auf, wobei auch Feuersteine reichlicher vertreten sind. Es hat den Anschein, als wenn infolge einer stärkeren Mitwirkung von Schmelzwässern eine weitergehende Abnutzung kristallinischer Geschiebe und eine Auslese der härtesten Feuersteine stattgefunden hätte. Für eine reichlichere Mitwirkung von Schmelzwässern spricht auch die erhebliche Breitezunahme der vorgelagerten Sandzone.

Weiter ostwärts sind mir Geschiebestreifen nicht bekannt. Doch deutet die Fortsetzung der Sandzone in östlicher Richtung darauf hin, daß auch der stationäre Eisrand ungefähr in derselben Weise weiter nach Osten hin verlief, wie er durch die aufgezählten Geschiebestreifen angedeutet wird.

Die Endmoräne von Uhnów und die im vorstehenden genannten, durch große Lücken getrennten Geschiebestreifen schmiegen sich zu einer schmalen Zone (s. die Karte) zusammen, durch wel-

che die Stillstandslage des Randes des nordischen Inlandeises und zugleich seine maximale Ausdehnung in südlicher Richtung bestimmt wird. Nördlich von dieser Zone erstreckt sich das Gebiet des Geschiebelehms, der als Unterlage der mächtigen Lößdecke des Sokaler Lößplateaus häufig zutage tritt. Südlich dagegen ist eine breite, einheitliche Sandrzone vorgelagert, welche durch die Schmelzwässer des nördlich lagernden Eisrandes, sowie durch von Süden her, aus dem Gebiete der miozänen Sande hinzukommende Gewässer aufgeschüttet wurde. Soweit die Schmelzwässer des Eisrandes reichten und Sandrflächen ausbreiteten, war eine Verschleppung von vereinzelt Brocken nordischer Gesteine¹⁾ möglich.

In der Sandrzone liegt die gegenwärtige, unbestimmte Wasserscheide des Bug und der dem Styr tributären Pusta²⁾. Zwischen dem Niveau des Bug bei Kamionka Strumiłowa und demjenigen der Pusta bei Toporów erstreckt sich ein Sandgebiet, dessen Oberfläche über große Strecken hin fast tischeben ist; alle Höhenunterschiede bewegen sich in den engen Grenzen von 25—30 m. Neben feinem Sande kommt stellenweise auch gelber, sandiger Lehm als Oberflächengebilde vor. In der Zeit, als das nordische Inlandeis allmählich bis zu seiner äußersten Südgrenze heranrückte und den Abfluß nach Norden erschwerte, bestand hier eine Verbindung des Bug und des Styr, d. h. der Einzugsgebiete der Ostsee und des Schwarzen Meeres. Ob an Stelle der heutigen Wasserscheide ein einziger, großer See, oder mehrere, durch zahllose veränderliche Wasserläufe miteinander verbundene Seen vorhanden waren, muß vorläufig dahingestellt bleiben. Erst durch die fortschreitende Aufschüttung und Ausbreitung der Sandrzone wurden die offenen Wasserflächen immer mehr eingeschränkt und schließlich die Einzugsgebiete des Bug und des Styr voneinander getrennt. Die Moore des wasserscheidenden Sandgebietes (*D* auf der Karte) sind aus ehemaligen Seebecken hervorgegangen, die in der Postglazialzeit allmählich vertorft wurden. Zeigen diese vertorften Seebecken auch eine ausgesprochene Längenerstreckung in der Richtung N—S oder NW—SE, wie die Binnenseen der norddeutschen Heidesandgebiete, so kann ich sie dennoch zu dieser

¹⁾ Solche hat A. M. Łomnicki noch bei Kamionka Strumiłowa gefunden. Vgl. Atlas geolog. Galicyi, Heft 7, Blatt Kamionka Str. und Erläut. S. 64.

²⁾ Auf den Karten auch Baczka oder Radostawka genannt.

Kategorie von Seen nicht zählen. Vielmehr möchte ich annehmen, daß einzelne Teile der offenen Wasseroberflächen von der sich ausbreitenden Sandraufschüttung verschont wurden und sich bis in die Postglazialzeit hinein erhalten haben, bis sie schließlich in die gegenwärtigen Torfmoore verwandelt wurden.

Die Sandrzone füllt den tiefsten Teil des Bug-Tieflandes aus, den ich die zentrale Mulde¹⁾ nennen möchte. Während im nördlichen und im südlichen Teile des Tieflandes die Oberfläche des Kreidemergels höher liegt²⁾, senkt sie sich muldenartig in seiner Mitte, unter der diluvialen Sandrzone, wie es die lehrreichen Profile von Uhlig³⁾ am deutlichsten hervortreten lassen. Die Entstehung dieser zentralen, prädiluvialen und später durch Sandrbildung ausgefüllten Mulde kann nicht mit der Erosion in Zusammenhang gebracht werden. Denn diese Mulde war schon in prädiluvialer Zeit in derselben Weise wie gegenwärtig vom Bug quer durchgemessen, wie es das präglaziale, aus der Auflagerung des Quartärs auf dem Kreidesockel einleuchtende Alter des Bugdurchbruches durch das Sokaler Lößplateau beweist. So müssen wir die Entstehung der langgestreckten, zentralen Mulde auf tektonische Bewegungen zurückführen, die heutzutage noch nicht vollständig ausgeklungen zu sein scheinen⁴⁾. Gleichzeitig mit der prädiluvialen Senkung der zentralen Mulde fand höchst wahrscheinlich auch eine schwache Aufwölbung des Kreidesockels des nördlich anstoßenden Sokaler Lößplateaus statt, wofür der antezedente Charakter des erwähnten prädiluvialen Bug-Durchbruches spricht. Nach dem Gesagten ist anzunehmen, daß der Bug und der Styr auch in prädiluvialer Zeit, wie gegenwärtig, voneinander getrennt waren. Nun drang das diluviale Inlandeis bis zu seiner äußersten Südgrenze vor und erschwerte den Wasserabfluß nach Norden. Ich möchte aber mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen, daß — wie es im

¹⁾ Es ist dieselbe „zentrale Zone“, die von A. M. Łomnicki (Atlas geolog. Galicyi, Heft 10, II, S. 29—30) in trefflicher Weise ausgeschieden wurde.

²⁾ Der „nördliche“ und der „südliche Kreidegürtel“ von Uhlig (a. a. O., S. 185—186).

³⁾ Uhlig, a. a. O. Taf. III.

⁴⁾ U. a. möchte ich darauf hinweisen, daß das Epizentrum des Erdbebens vom 17. August 1875 in der zentralen Mulde, NW von Kamionka Strumiłłowa lag. Vgl. die Karte dieses Erdbebens von F. Kreutz in *Kosmos*, Bd. 1, Lemberg 1876.

westgalizischen Tieflande¹⁾ ohne Zweifel der Fall war — auch hier ein gewisser Teil der Schmelzwässer sowie der von Süden her zufließenden Gewässer unter dem Inlandeise in nördlicher Richtung hin abfließen konnte. Da jedoch die subglazialen Wasserwege nur von beschränktem Umfange waren, sammelte sich ein bedeutender Wassertüberschuß vor dem Eisrande und überflutete die zentrale Mulde, um in östlicher Richtung hin zum Abflusse zu gelangen. Die tektonische Entstehung der zentralen Mulde, in welcher sich die eiszeitlichen Stauwässer sammelten, verdient umso größere Beachtung, als auch für die norddeutschen Urstromtäler²⁾ die Möglichkeit einer tektonischen Anlage immer mehr gewürdigt wird. Die Stauwässer überfluteten den Boden der zentralen Mulde und bildeten einen oder mehrere Stauseen, wobei auch eine Verbindung der Gebiete des Bug und des Styr erfolgte. Höchstwahrscheinlich haben sich die Stauwässer nur über den tiefsten Teil der zentralen Mulde ausgebreitet, ohne eine bestimmte Höhengrenze zu überschreiten. Wo an den Rändern der Mulde der Boden ansteigt, tritt größtenteils schon der Kreidemergel unmittelbar auf der Oberfläche zutage und ist in einem Teile der nördlichen Umrandung durch eine typische Karstopographie ausgezeichnet. In diesem Radziechower Karst finden wir unzählige Dolinen von der verschiedensten Größe, stellenweise (SW von Mukanie) so dicht nebeneinander geschart, daß buchstäblich kein ebenes Stück Erdoberfläche vorhanden ist. Aus der Reinheit, in welcher uns die Dolinenbildung im Radziechower Karst entgegentritt, müssen wir schließen, daß derselbe von eiszeitlichen Stauwässern nicht erreicht wurde. Mit der eiszeitlichen Aufstauung der Gewässer in der zentralen Mulde begann auch deren Zuschüttung durch sandige (stellenweise auch lehmige) Ablagerungen der Schmelzwässer und der von Süden her zufließenden Wasserläufe. Durch die fortschreitende Ausbreitung der Sandraufschüttung wurden der Bug und der Styr wieder

¹⁾ v. Łoziński, Quartärstudien (IV). Jahrb. d. k. k. Geolog. Reichsanst. Bd. 60, 1910, S. 157 ff.

²⁾ Wahnschaffe, Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. 1909, S. 227—228.

Geinitz, Das Quartär (in *Lethaea geognostica*). S. 319.

Solger, Zur Morphol. des Baruther Haupttales. Archiv der Brandenburgia. Bd. 12, 1907, S. 189—190 und Karte.

voneinander getrennt, und schließlich bildete sich ihre gegenwärtige Wasserscheide aus.

Im Vergleiche zu dem westgalizischen Tieflande zeigen die nordischen Glazialerscheinungen des Bug-Tieflandes eine bedeutende Abschwächung. Während das diluviale Inlandeis das ganze westgalizische Tiefland überflutete und zungenartig noch weit in die Randkarpaten hinein vordrang, bedeckte es im Bug-Tieflande nur dessen nördlichsten Teil, und merkwürdigerweise blieb sein Rand knapp vor der zentralen Mulde stehen, obwohl letztere zur Ausbreitung geradezu einlud. Außerdem fällt es auf, daß die nordischen Geschiebe sehr klein sind. Im westgalizischen Tieflande sind große erratische Blöcke bis zur äußersten Südgrenze der Ausbreitung des diluvialen Inlandeises verschleppt worden und kommen noch überall in den Randkarpaten vor, wohin zungenförmige Ausläufer des Inlandeises nur reichten. In den Geschiebestreifen und Endmoränen des Bug-Tieflandes dagegen finden wir nur Geschiebe, welche höchstens die Faustgröße erreichen. Das einzige größere Geschiebe, welches mir in die Hände kam, war kaum etwa 1·5 dm³ groß, Ausgeschlossen ist die Annahme, es könnten größere Geschiebe in diesem steinarmen Gebiete schon verbraucht worden sein. Im Straßenpflaster und Mauerwerk habe ich vergeblich nach größeren Geschieben gesucht. Die betonten Unterschiede zwischen dem nordischen Diluvium des Bug- und demjenigen des westgalizischen Tieflandes legen den Gedanken nahe, daß die orographische Scheidewand des Lemberg-Tomaszower Höhenrückens für die Ausbreitung des diluvialen Inlandeises von tiefgehender Bedeutung war.
