

Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft

Aufsätze.

1. Ueber einen bemerkenswerthen Fall von Erosion durch Stauhochwasser bei Schmarden in Kurland.

Von Herrn Dr. BRUNO DOSS in Riga.

Hierzu Tafel I.

Wie weiter im Westen, so war auch in den baltischen Provinzen der Winter 1899/1900 ein bemerkenswerth langer und strenger, so dass das Eis der Flüsse eine seltene Stärke erreichte und sich in fast kernfestem Zustande bis in den April hinein erhielt. Bei den sehr reichlichen Schneemengen, die in der vorausgegangenen Zeit gefallen, erwartete man hierzulande allgemein einen hohen Frühjahrswasserstand der Gewässer, welcher um so leichter zu gefährlichen Ueberschwemmungen konnte Veranlassung geben, als die fast alljährlich sich wiederholenden Stauungen diesmal bei der Stärke und Festigkeit des Eises besonders grosse Dimensionen voraussichtlich annehmen mussten. Was man befürchtete, blieb nicht aus. Schon vor Einsetzung des eigentlichen Eisganges hatten sich z. B. im baltischen Hauptstrom, der Düna, am 14. April¹⁾ infolge Verschiebungen der Eisdecke bei Bellenhof, Kengeragge, Klein-Jungfernhof und Gypsecke oberhalb Riga gewaltige Eis aufthürmungen gebildet, und wenig später entstand zwischen dem Wehje-Krug und dem ehemaligen Kosackenlager bei Kirchholm eine mehrere Kilometer lange Eisstauung, in welcher die 1—2 m dicken Schollen²⁾ zu veritablen, bis auf den Strom-

¹⁾ Diese und alle folgenden Zeitangaben beziehen sich auf den neuen Stil.

²⁾ Eine Dicke der Eisdecke von 1¹/₂ m maass ich im März bei der

grund reichenden Bergen zusammengeschoben wurden und hinter sich den Wasserspiegel bis auf 8,5 m über Normal stauten. Wurden bei dieser Gelegenheit die durch die Fluthen ange-richteten starken Verheerungen von den Laien gebührend bewundert, so war für den Geologen doch die Thatsache von grösserer Bedeutung, dass während dieser Stauung die Düna ihren theilweisen Abfluss unbedingt durch ein seit altalluvialer Zeit von ihr verlassenes Bett genommen und sich nach Norden über Stubbensee und Harmeshof in den Jägel- und Stint-See ergossen hätte, um von hier aus das Meer zu gewinnen, wenn dem nicht ein künstliches Hinderniss entgegenge-standen hätte in Gestalt des 3,6 m hohen Eisenbahndammes bei Kurtenhof, dessen Krone 8,8 m über dem Dünaspiegel gelegen¹⁾ (siehe bezüglich der Localitäten die Skizze der Umgebung von Riga, Seite 3). Ausreichende Belastung und Versicherung des Dammes verhinderte diesmal einen Durchbruch und somit einen theilweisen Verlauf des Eisganges über Stubbensee, wie dies noch zum letzten Male im Jahre 1867 vom 21. bis 23. April geschah²⁾, urkundlicher Maassen sich aber auch in früheren Zeiten (z. B. 1615 und 1771³⁾) öfters ereignet hat⁴⁾.

Noch weiter flussaufwärts, bei Dünaburg (Dwinsk), hatten sich zu gleicher Zeit nicht minder gewaltige Eisstauungen von 3 km Länge gebildet, hinter denen am 16. April das Wasser sich auf 8,84 m über Normal erhob und damit nur 0,61 m unter

Eisenbahnbrücke über die Düna bei Riga; 2 m dicke Schollen, wie ich sie z. B. bei Kirchholm beobachtete, stellten bis auf den Grund gefrorenes Ufereis dar.

¹⁾ Wasserstandsmessung vom 23. Juli 1858. Siehe HENNINGS, Das Hochwasser der Düna im Frühjahr 1867 in Bezug auf die Riga-Dünaburger Eisenbahn (Notizblatt d. techn. Ver. zu Riga. VI., 1867, S. 129; cf. X., 1871, S. 16).

²⁾ HENNINGS, l. c. 1867, S. 129.

³⁾ Fama für Deutsch-Russland vom Jahre 1806, herausgeg. v. TRUHART, 4. Bändchen S. 151.

⁴⁾ Bei Ereignissen, wie z. B. der von HUPEL (Topogr. Nachrichten von Liv- u. Ehstland. III, S. 66, Riga 1782) mitgetheilten „entsetzlichen Wasserfluth“, welche am 6. Mai 1777 „den Kirchspielen Kirchholm und Uexküll unbeschreiblichen Schaden zufügte“, muss sicherlich auch die Düna einen theilweisen Abfluss in den Jägelsee erfahren haben. — Die Natur der moorigen, von der Eisenbahn überschrittenen Niederung bei Kurtenhof als alter Dünalauf ist bereits von FISCHER (Versuch einer Naturgeschichte von Livland. 2. Aufl., Königsberg 1791, S. 34) richtig erkannt worden und wird später von neuem durch GREWINGK erwähnt („Der Boden Rigas“ im Rigaer Almanach 1861, S. 61; Geologie von Liv- u. Kurland [Arch. f. d. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurlands. 1. Ser., Bd. II, S. 613 u. 651, 1861]), sowie durch HENNINGS, Der Hafen von Riga (Notizbl. d. techn. Ver. zu Riga, V, 1866, S. 82).

der Krone des Dammes stand, welcher die 4 m tiefer liegende Stadt nebst Festung schützt. Diese wären sicherlich einer theilweisen Zerstörung anheimgefallen, wenn es nicht den tagelangen Anstrengungen der Pionire noch zu rechter Zeit gelungen wäre, durch Sprengungen die Stauung zum Durchbruch zu bringen und dadurch ein weiteres Steigen des Wassers zu verhindern.

Dass bei derartigen Stauungen die Fluthen sich seitwärts neue Auswege suchen und dabei auf oft noch unverritztem Boden ihre Erosionskraft ausüben, ist selbstverständlich. Im unteren Düналаufe ist — abgesehen von dem oben erwähnten Falle bei Kirchholm und der Möglichkeit, dass bei nahe der Mündung entstehenden grösseren Eisstauungen ein Theil des Dünawassers durch die einen altalluvialen Lauf der Kurländischen Aa darstellende Spilwe-Niederung den Babit-See erreicht und, sich mit der Aa vereinigend, auf grossem Umwege das Meer gewinnt (siehe Skizze) — das Maass solcher seitlicher Ausbrüche in der Jetztzeit meist kein sehr grosses. Dies wird dadurch bedingt, dass der Strom auf weite Erstreckungen hin in einer breiten altalluvialen Terrasse sich eingegraben, die dann einfach mehr oder minder weit überspült wird, ohne dass die Gewässer bei ihrer geringeren Geschwindigkeit auf diesem weiten Ueberschwemmungsgebiete beträchtlich zu erodiren vermögen, ja im Gegentheil vielfach sedimentiren. Wo aber diese Terrasse fehlt und wo nicht Regulierungsbauten, wie unter- und oberhalb Riga, den Strom in ein bestimmtes Bett eingedämmt haben, da fliesst derselbe — wie zwischen Stockmannshof und Kockenhusen — zwischen hohen, fast senkrechten Dolomitufern, deren oberer Rand bei keinem irgend wie möglich hohem Wasserstande jemals erreichbar wird.

Treten nun auch beim Eisgang und den mit ihm verbundenen Stauungen die Eisschollen bereits als geologisches Agens auf, indem sie durch ihre Stosswirkung die Dolomit- und Mergelgesteine der Gehänge ritzen (Bildung von pseudoglacialen Schrammen auf Dolomit¹⁾), aufpflügen und abtragen, und indem gröberes, eingefrorenes Gesteinsmaterial bis ins Meer verfrachtet wird (gelegentliches Vorkommen von Diluvialgeschieben und Bachgeröllen am Rigaer Strande in angetriebenen Eisschollen, sowie von Diluvialgeschieben in den altalluvialen Seesanden am Ufer der Aa gegenüber Bullen²⁾), so macht sich doch die geologische Wirkung des Eisganges auch dem Nichtfachmann in noch viel eindringlicherer Weise bemerkbar, wenn es unter günstigen orographisch-geolo-

¹⁾ B. Doss, Pseudoglaciale Felsschrammung bei Dahlen in Livland. Korrespondenzblatt d. Naturf.-Ver. zu Riga, XLI, 1898, S. 21.

²⁾ B. Doss, Die postglaciale Hebung des Rigaer Strandes etc. Ebenda, XL, 1898, S. 175.

gichen Verhältnissen bei solchen Gelegenheiten zu gewaltigen Durchrissen, zur Bildung neuer Flussarme durch Erosion kommt. Ein solcher Fall, der bei den nicht künstlich regulirten Flussläufen der grossen Ebenen häufig in die Erscheinung tritt, ereignete sich beispielsweise im Frühjahr 1900 auch oberhalb Riga am nordwestlichen Ende der Insel Dahlen, woselbst während des Eisganges ein über 400 m langer, 50 m breiter neuer Flussarm von einigen Metern Tiefe in dem allerdings sandigen Boden ausgefurcht wurde.

In viel gewaltigerem Maasse fanden in vorhistorischen Zeiten direkt ober- und unterhalb des Weichbildes der Stadt Riga derartige Flusslaufverlegungen unter intensiver Seitenerosion der das Stromthal flankirenden Dünenufer statt, so dass die bei der innern Stadt $1\frac{1}{2}$ km breite altalluviale, niedrig gelegene Terrasse sich oberhalb auf 3, unterhalb auf $4\frac{1}{2}$ km erweitert. In diesen bassinartigen Weitungen musste naturgemäss der Strom allmählich verwildern, — ein Vorgang, der bereits stark in die historische Zeit hineinreicht.

Können auf diese oder andere Weise die grossen Ströme bedeutende Umformungen in der Physiognomie eines Thalgebietes hervorgerufen, so sind doch auch die kleinen Gewässer nicht unthätig, und da kommt es denn bekanntlich öfters, wie bei den Wildbächen im Gebirge, zu recht respectablen Leistungen. Dass sich aber Aehnliches nicht nur in den Bergen, sondern auch im Flachlande ereignen kann, zeigte uns im Frühjahr 1900 ein gewöhnlich recht bescheidenes Gewässer, der Schlockebach, welcher, hinter Tuckum in Kurland entspringend, sich nach Osten wendet, in den fingerförmigen, bis 36 m tiefen glacialen Walgum-See mündet und von diesem aus durch den Kanger-See sich theils direkt dem Meere zuwendet, theils durch den Duhn- und Schlocke-See hindurch sich in die Kurländische Aa ergiesst (siehe Skizze S. 3).

Von einer höchst bemerkenswerthen Erosionsleistung, welche dieser Bach im Verlaufe von nur $1\frac{1}{2}$ Tagen bei der 3 km von der Haltestelle Schmarden der Riga—Tuckumer Eisenbahn gelegenen Schmardener Kronsmühle zu Wege brachte, soll im Folgenden die Rede sein.

Diese eben erwähnte, in letzter Zeit durch die in nächster Nähe erfolgte Entdeckung von Naphthaanzeichen hierzulande berühmt gewordene Mühle war das Ziel einer vom Rigaer Naturforscher-Verein am 26. und 27. Mai 1900 unternommenen Frühjahrsexursion. Nachdem man die glacialen Moränenhügel der historischen „Lustberge“ bei Schlockenbeck besucht, den Walgum-See überquert und die Mündung der Schlocke in den letzteren erreicht hatte, verliess der Verfasser in Gesellschaft zweier Be-

gleiter die Uebrigen, um im Thale einige Profile aufzunehmen, und stiess, aufwärts bis zur Mühle gelangt, auf eine cañonartige Schlucht in einem Terrain, welches als völlig unverritz er noch vom vergangenen Herbst her kannte. Die Ausarbeitung dieses mehrere Meter breiten und tiefen, gegen 100 m langen, in Dolomit- und Mergelschichten eingesenkten canalartigen Bettes war eine derart scharfe, fast modellgleiche, dass man zunächst an einen zu irgend welchem Zwecke ausgeführten künstlichen Durchstich hätte denken können, wenn nicht das Fehlen jedweden ausgegrabenen Materiales diesen Gedanken a priori bei Seite geschoben und die Wahrheit, d. h. eine in kürzester Zeit zu Wege gebrachte, erstaunliche Erosionserscheinung hätte erkennen lassen. Dieselbe wurde denn auch von den übrigen Excursionstheilnehmern, mit denen wir später wieder zusammengetroffen, gebührend bewundert. Ueber das Ereigniss jedoch, bei dessen Gelegenheit dieser Cañon im Kleinen entstanden, erfuhren wir alsbald Näheres vom Pächter der Mühle, Herrn DUMPF.

Bevor wir zur Darlegung dieser letzteren Umstände übergehen, seien erst noch einige Bemerkungen bezüglich der Situation des Geländes gemacht. Der absolute Mangel jedweder für unsere Zwecke brauchbaren Karte veranlasste den Verfasser, selbst einen Situationsplan der Umgebung der Schwardener Mühle aufzunehmen. Im Maassstabe 1:4170 findet sich derselbe auf Tafel I wiedergegeben. Mit der orographischen Terraingliederung kommt auf ihm gleichzeitig der geologische Aufbau der Gegend zum Ausdruck.

Wie ersichtlich, weitet sich nördlich der Tuckum-Schwardener Strasse zwischen dem diluvialen, hauptsächlich aus sandigem Geschiebelehm bzw. lehmigem Geschiebesand bestehenden Gelände, welches im Westen relativ steiler, im Osten ganz allmählich ansteigt, eine ca. 250 m breite Thalebene aus. Dieselbe setzt sich über das kartirte Terrain hinaus gegen Norden fort bis zur Einmündung der Schlocke in den Walgum-See, bald sich noch etwas mehr erweiternd, bald sich wieder verengernd. In dieser grösstentheils altalluvialen Thalebene serpentinisirt der Bach in einem bis 3 m tief eingegrabenen Bett, dabei öfters die östliche, öfters die westliche diluviale Uferböschung anschneidend und unter ihr devonische Schichten entblössend. Bei der Mühle ist er durch einen $2\frac{1}{4}$ m hohen Teichdamm gestaut, und das gesammte, in normaler Sommerszeit zuströmende Wasser nimmt seinen Abfluss über die Mühlenturbine in den Mühlencanal, um sich weiter unterhalb wieder in das Schlockebett zu ergiessen.

Die altalluviale Thalterrasse stellt nun in ihrem Bereiche zwischen der Mühle, der Schlocke und dem Kalning-Gesinde keines-

wegs eine vollkommene Ebene dar. Wie die Höhenschraffur auf der Karte andeutet, besitzt die südliche Hälfte dieser Terrasse ein schwaches Gefälle nach W und SW, die nördliche Hälfte ein ebensolches nach N, NO und O. Solchergestalt entwickelt sich in der Thalterrasse des bezeichneten Rayons eine natürliche Bodenmulde, die von der Schlockebrücke aus zunächst nach NW verläuft, um dann nach N bez. NNO umzubiegen. Der Höhenunterschied zwischen der Sohle dieser flachen Depression und der höchsten angrenzenden Partie der Alluvialterrasse mag $2-2\frac{1}{2}$ m betragen.

Im Bereiche der Mulde und an sie sich östlich anschliessend liegen aufgelassene, flache Dolomitbrüche, in denen in früheren Jahren die oberflächlich lagernden oder von nur geringmächtigem Alluvium überdeckten Dolomitbänke gebrochen und im nahen Kalkofen des Kalning-Gesindes zu Kalk gebrannt wurden (ursprünglich befand sich der Kalkofen in der Nähe des nördlichen Dolomitbruches).

Die genaue Abgrenzung der diluvialen von den alluvialen Bildungen ist — bei dem grossen Maassstabe des Situationsplanes — östlich der Schlocke schwierig, da es einerseits an Aufschlüssen fehlt, andererseits ein stufenförmiger Bau des Gehänges hier nur in der Nähe der Umbiegung des Baches schwach angedeutet ist, während anderorts das Gelände ganz allmählich und flach ansteigt. Genauere Untersuchungen könnten demnach hier eine Verschiebung der kartirten Grenze zur Folge haben.

Die devonischen Schichten sind nur dort als anstehend bezeichnet, wo sie thatsächlich entblösst sind und nicht von einer wenn auch nur dünnen Alluvialdecke verhüllt oder von diluvialen bez. alluvialen Massen der Gehänge und steilen Böschungen über-rutscht sind.

Wenig unterhalb des Mühlengebäudes wurden seit einiger Zeit Oelflecken bemerkt, die aus den Schichtfugen der unter dem Wasserniveau seitlich anstehenden Dolomitbänke austreten und Veranlassung gaben, dass sich zu Anfang vorigen Jahres Gesellschaften behufs Bohrung auf Naphtha bildeten. Das erste Bohrloch wurde in der Alluvialebene nordöstlich des Oelausbisses im Februar 1900 angesetzt und hatte bei allerdings zeitweiligem Aussetzen der Bohrungen bis Ende October erst eine Tiefe von 130 m erreicht, ohne Naphtha anzutreffen. Ein zweites Bohrloch ist im Juni 1900 nahe der Haltestelle Schmarden in Angriff genommen worden.¹⁾

¹⁾ Alles Nähere sowie eine Beleuchtung der Frage nach der Wahrscheinlichkeit des Vorhandenseins von Naphthalagerstätten im Untergrunde Schmardens findet man in des Verfassers Abhandlung: Ueber

Wenden wir uns nun zu den im Frühjahr 1900 in auffallend kurzer Zeit hervorgerufenen Veränderungen im Bereiche der erwähnten Terrasse.

Während des schweren Eisganges der Schlocke am 14. und 15. April hatten sich, den persönlichen Mittheilungen des Herrn DUMPF zufolge, oberhalb der Mühle mehrere Eisstauungen gebildet. Unter anderem entstand eine solche ca. 25 m unterhalb der Brücke und hielt sich 16 Stunden lang. Eisschollen waren während derselben nicht nur bis auf die Brückenkrone geschoben worden, welche sich 2,4 m über den durch den Teichdamm und die Schützen normal gestauten Wasserspiegel erhebt, sondern hatten sich natürlich auch weit über das benachbarte Gelände verbreitet. Nach Durchreissung dieses Walles stauten sich die mächtigen und starken Schollen sofort von neuem etwas weiter unterhalb (siehe Tafel I), standen hier 12 Stunden lang, setzten sich zum dritten Male bei der Biegung des Baches fest (derselbe war bis hierher bereits ausgeeist worden), hielten sich daselbst 6 Stunden lang und veranlassten endlich eine letzte Stauung direct beim Teichdamm, die aber nur 5 Minuten währte, da der 5 m breite, aus Granitblöcken gefügte und an einen das Bett durchquerenden Absturz devonischer Dolomite sich anlehende Damm alsbald durchrissen wurde. Dieser Dambruch war gewissermaassen ein Glück im Unglück, da andernfalls die Mühle durch die andrängenden Eismassen wohl sicher zerstört worden wäre, bespülte doch das Wasser bereits 2 Fuss hoch die Fundamente des Gebäudes. Unterhalb der Schlockebrücke, in der Nähe der zweiten Eisstauung demonstrirt ein Streifen abgeschürfter Rinde an den hier den Bach besäumenden Bäumen noch heute den Höhenstand des damaligen Eisganges, nämlich 2 m über dem normal gestauten Teichspiegel, d. i. ein wenig höher als der benachbarte Fahrdamm.

Während dieser Eisstauungen waren die Fluthen gezwungen, sich einen seitlichen Ausweg zu suchen. Die Spuren, welche sie auf demselben zurückgelassen — von ihnen wird weiter unten die Rede sein —, setzen uns in den Stand, folgendes Bild der stattgehabten Vorgänge zu reconstruiren.

Als die erste Stauung sich bildete, wurde westlich der Brücke der Damm der Schmardener Strasse und des nach der Mühle abzweigenden Weges durchrissen, und die Gewässer durchströmten, sich in die Felder einwühlend und sie mit grobem Strassenschotter überschüttend, durch die muldenförmige Einsenkung der Terrasse

die Möglichkeit der Erbohrung von Naphthalagerstätten bei Schmarden in Kurland (Korrespondenzblatt d. Naturf.-Ver. zu Riga, XLIII, 1900, S. 157--212).

und den tiefer gelegenen Theil des Kalningschen Gartens dem südlichen Dolomitbruche zu. Innerhalb des letzteren mussten sie sich zunächst anstauen, bis das Niveau der nördlich fortziehenden, von einem Feldgraben entwässerten Bodenmulde von neuem erreicht war. Nachdem dies geschehen, diente ihnen die letztere als Richtung ihres weiteren Laufes, worauf sie sich sodann über eine 2 m hohe Wand in den nördlichen, bis an den Mühlencanal reichenden Dolomitbruch stürzten, den Canal mit den herbeigeführten Erosionsprodukten verschütteten und sich über die gesamte vorliegende, als Weide dienende Schotterterrasse verbreiteten, um endlich wieder das Bett der Schlocke zu gewinnen. Denselben Verlauf nahmen die Gewässer auch noch während der zweiten Eisstauung; die Felder der Alluvialterrasse wurden hierbei weithin überschwemmt. Die dritte Stauung öffnete jedoch den Fluthen theilweise einen neuen Weg und zwar durch den Mühlengarten und das angrenzende Feldterrain längs der schon oben erwähnten nordöstlichen, ganz flachen Abböschung der Alluvialterrasse. Von hier aus strebten sie, um die nordwestliche Ecke des Mühlengebäudes herum sich in den Hof zu ergießen, wurden daran durch einen schnell aufgeworfenen Damm gehindert, wollten sodann um die nördliche Ecke des folgenden Wirthschaftsgebäudes herumbiegen, wurden aber auch hier durch einen Dammaufwurf zurückgehalten und ergossen sich nun in den verlassenen Dolomitbruch. Der Mühlengarten war völlig überschwemmt. Die vierte Eisstauung beim Teichdamm selbst währte, wie erwähnt, nur wenige Minuten. Natürlich benützte während dieser dritten und vierten Stauung ein Theil der Gewässer nach wie vor noch die Bodendepression beim Kalning-Gesinde und vereinigte sich im nördlichen Dolomitbruch mit den von der Mühle herbeiströmenden Fluthen. Ein grösserer Theil der Terrasse südlich der Mühle bildete während dieses Hochwassers eine Insel. Nördlich der Mühle war die gesamte Niederung zwischen den Diluvialgehängen überschwemmt.

Nachdem nun die in ihrer Gesamtheit $1\frac{1}{2}$ Tag währenden Eisstauungen sich gelöst und die Gewässer sich wieder in ihr altgewohntes Bett zurückgezogen hatten, musste sich den erstaunten Umwohnern ein neu entstandenes Schluchtensystem zwischen dem Kalning-Gesinde und den Mühlengebäuden repräsentiren. Der Verlauf desselben ist aus der Karte Taf. I ersichtlich. Es besteht aus einer cañonartigen Hauptschlucht und zwei kleineren Nebenschluchten.

Es möge gestattet sein, hier die Bezeichnungen „cañonartig“ bzw. „Cañon“ selbst zu gebrauchen, denn es handelt sich um Erosionsschluchten, welche mit sehr steilen, vielorts senkrechten

Wänden in ein tafelförmig aufgebautes Gelände, ähnlich den typischen Cañons, eingeschnitten sind und sich von diesen letzteren eben nur durch ihre relativ embryonalen Grössenverhältnisse unterscheiden. Was hier in der kurzen Spanne Zeit von 34 Stunden geschaffen wurde, lässt sich in Hinsicht auf die gewaltige und in eindringlichster Weise sich documentirende Bethätigung der erodirenden Kräfte ohne Uebertreibung den grandiosen Wunderwerken der Cañons des nordamerikanischen Westens zur Seite stellen, zu deren Bildung die thaleinschneidenden Kräfte seit Anfang der Miocänzeit wahrscheinlich Millionen von Jahren in Thätigkeit gewesen sind.

Wenn nun im Folgenden auf diesen Cañon im Kleinen etwas näher eingegangen werden soll, so sei vorerst ein Blick auf die Natur des durch die Erosion ausgeräumten Schichtencomplexes geworfen. Eine Combination der Aufschlüsse an den Wänden beim Beginn und am Ausgang der Hauptschlucht ergibt folgendes Profil:

- 1) Aufgetragener Boden, in der Nähe des Kalkofens, sowie an der östlichen Seite des Schluchtenausganges am nördlichen Dolomitbruch 150 cm
- 2) Graue bis röthlichgraue dichte thonhaltige Dolomite, oben dünn-, unten dickbankig 54 „
- 3) Eine Bank von grauem löcherigen, stellenweise breccienartigen dichten thonhaltigen Dolomit, local mit an Stylolithen erinnernden Gebilden 20 „
- 4) Wechsellagerung von grünlichgrauen dolomitischen Thonmergeln und Mergeln 10 „
- 5) Eine Bank von grauem dichten, thonigen Dolomit 13 „
- 6) Grünlicher und röthlicher dolomitischer Thon 2 „
- 7) Dünnschichtige grünliche dolomitische Thonmergel 15 „
- 8) Dünnschichtige röthliche dolomitische Mergel, nach unten allmählich in No. 9 übergehend 55 „
- 9) Wechsellagerung von grünlichgrauem dolomitischen Mergel und röthlich-violettem thonigen Dolomit. Von oben nach unten folgen: Mergel, Dolomit, Mergel, Dolomit. Bankung etwas dicker als bei No. 8. Mit seltenen, unbestimmbaren, weil schlecht erhaltenen Mollusken-Negativen. Mächtigkeit ca. 50 „
- 10) Grauer Dolomit mit röthlicher Striung, in zwei durch eine dünne, local sich auskeilende Thonlage getrennten Bänken. Die obersten 3—5 cm dicht und fossilfrei, das Uebrige feinkrystallinisch und in dünnen Lagen

zahlreiche Negative von meist fragmentären Molluskenschalen enthaltend, deren Wandungen z. Th. mit Calcitkryställchen besetzt sind. Schichtoberfläche stark bucklig 82 cm

11) Grünliche dolomitische Mergel, local in röthlichen dichten thonigen Dolomit übergehend 30 „

12) Röthlich-violetter dolomitischer Thonmergel 2 „

13) Dichter, schwach röthlicher dolomitischer Mergel 9 „

14) Grünlicher carbonatfreier Thon 2 „

15) Grauer feinkrystallinischer löcheriger Dolomit in drei Bänken. Die Wandungen der kleineren Löcher mit weissem oder gelblichem Calcit mehr oder weniger dick überkrustet. Grössere Höhlungen mit einem Gemenge von Thon und Calcit oder mit Thon allein erfüllt, welcher, auf der Schichtoberfläche am Cañonboden ausgewaschen, grosse Löcher zurücklässt. Die Form dieser Höhlungen lässt in manchen Fällen sicher auf ursprüngliche Negative von Gastropoden (Spindel zuweilen noch erhalten) und Brachiopoden oder Lamellibranchiaten schliessen. Durchmesser der letzteren bis 11 cm. Mächtigkeit der Schicht, soweit abgeschlossen 60 „

Die Gesamtmächtigkeit dieser im Cañon anstehenden devonischen Schichtenreihe beträgt $5\frac{1}{2}$ m. Die Mergel, Thonmergel und Thone wechseln häufig ihre Mächtigkeit auf gegenseitige Kosten um mehrere Centimeter in geringer horizontaler Erstreckung.

Wie bereits erwähnt, nahm das Stauhochwasser seinen Lauf durch die Felder und den Garten des Kalning-Gesindes. Auf diesem Wege ist von einer starken, besonders auffallenden Erosionswirkung noch nichts zu merken; wohl wurden die Wegdämme durchrissen, die angrenzenden Feldpartien 1—2 Fuss tief aufgewühlt; doch ist es zur Bildung einer sich scharf abhebenden Rinne nicht gekommen, und neben Stellen geringfügiger Erosion fand eine Ueberschüttung mit Kies und Schotter statt, die von der weggerissenen Dammschüttung herrührten. Erst im nördlichen Theile des Kalningschen Gartens entwickelt sich eine, zunächst freilich über die Verhältnisse eines tieferen Entwässerungsgrabens noch nicht hinausreichende rinnenförmige Bodenausschürfung. Diese Erosionsfurche nimmt jedoch in ihrem weiteren Verlaufe bald grössere Dimensionen an (Breite bis 4 m), erreicht über einem 1 m tiefen Absturz den alten Dolomitbruch, bahnt sich durch die den Boden desselben bedeckenden Schutt- und Abraummassen einen Weg und endet schliesslich, noch bevor der eigentliche nördliche Bruchrand erreicht wird, an einem $1\frac{1}{2}$ m tiefen und

3 m breiten senkrechten Absturz, zu dessen beiden Seiten die die Oberkante bildenden Dolomitbänke mehrere Meter weit vom ursprünglich hier lagernden, über 1 m mächtigen Bodenschutt reingefegt worden sind. Mit diesem Absturz — von Norden aus betrachtet: einem senkrechten Thal- oder Schluchtenschluss — beginnt der eigentliche Cañon.

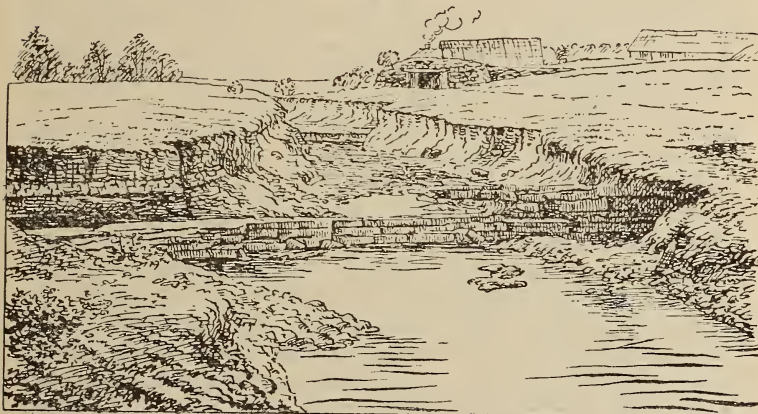
Die auf Beilage A. Fig. 1 nach einer photographischen Aufnahme hergestellte Zeichnung lässt im Hintergrund diesen Cañonschluss erkennen (der Beobachter blickt von N nach S). Die oberste Schicht der betreffenden Wand wird durch die Dolomitbank No. 3 des gegebenen Profils gebildet; darunter folgen, bis unter das Wasserniveau reichend, die mergeligen Gesteine No. 4—9; den Schluchtenboden bildet die Dolomitschicht No. 10. Wären die $\frac{1}{2}$ m mächtigen Dolomitbänke No. 2 hier nicht schon früher behufs Kalkgewinnung abgebaut worden, so würden sie die Krone der Schluchtenschlusswand bilden. So aber nehmen sie am Aufbau der Cañongehänge erst von jener Stelle aus Antheil, woselbst der Cañon die ursprüngliche nördliche Bruchgrenze schneidet; hier werden sie noch von alten Abraummassen (No. 1) 1,5 m hoch überlagert. Alle diese Verhältnisse sind aus der reproducirten Zeichnung ersichtlich. Die Tiefe des Cañons beträgt am Bruchrande 3,7 m, die Breite $5\frac{1}{2}$ m. Sofern die von Nord nach Süd rückwärts schreitende Schluchtenbildung schon nördlich der Bruchgrenze ihr Ende erreicht haben würde, oder sofern der eine zufällige oder künstliche Wanne darstellende Bruch überhaupt nicht im Wege des Hochwassers gelegen hätte, so würde der Cañon mit einem unvermittelt aufstrebenden Thalschlusse von 3,7 m Höhe abgeschlossen. Im vorliegenden Falle haben wir jedoch eine der Bruchwanne vorgelagerte, sie um $2\frac{1}{4}$ m überragende Schichtenmasse vor uns, welche erst durchsägt werden musste, bevor die den Dolomitbruch füllenden Stauwasser bis auf das durch die Höhe der zuströmenden Fluthen bedingte Niveau zu fallen vermochten; es musste, mit anderen Worten, erst ein primärer Ueberflusssdurchbruch geschaffen werden, bevor der Dolomitbruch sich seiner Stauwasser entledigen konnte, — ein Vorgang, im kleinen Maassstabe analog demjenigen, welcher sich vollzieht, wenn ein in einem Thallaufe eingesenkter See nach Durchsägung der vorliegenden Schwelle angezapft und trocken gelegt wird.

Einen Blick vom Cañonschluss aus gegen NO vergegenwärtigt die auf Beilage A. Fig. 2 nach einer Photographie wiedergegebene Zeichnung. Man erblickt beiderseits im Vordergrund die mit ihrer Dachfläche theils freiliegenden, an den Schluchtwänden angeschnittenen Dolomitbänke No. 2 (untere Hälfte derselben) und No. 3, den liegenden Complex von Mergelschichten und im Hangenden den aufgetra-

genen Boden (No. 1). Infolge natürlicher Stauung steht die Schluchtensohle in diesem südlichen Theile des Cañons bis zu $\frac{1}{2}$ m unter Wasser.

Im weiteren Verfolg gegen Norden nimmt die Schlucht an Breite zu. Die bisher die Sohle bildende Dolomitplatte No. 10 bricht an einer Stelle quer über den ganzen Boden ab — sichtbar in der Mitte der Fig. 1 Beilage B. — (Aufnahme cañonaufwärts), so das nun auch tiefere Schichten des Profiles zum Vorschein kommen. In Fig. 2 auf Beilage B. erblickt man rechts deutlich die hangenden Dolomitmänke und die liegenden Mergelhorizonte. Infolge des niedrigen Aufnahmestandpunktes von der Schluchtensohle aus und nahe dem rechten Gehänge erscheint dies letztere höher als das linke. In Wirklichkeit ist die Höhe beider ziemlich gleich. Man blickt von dem oben erwähnten Abbruch der Dolomitbank No. 10 nach Norden gegen die Cañonmündung. Schliesslich erreicht man diese letztere selbst, welche mit einer Felsstufe gegen den Dolomitbruch absetzt (siehe Textfig. 1,

Fig. 1.



Aufnahme in der Richtung von N gegen S von der Oberkante des Dolomitbruches aus). Die Breite des Cañons beträgt hier 8 m, die Tiefe $1\frac{3}{4}$ m. Der die Gesamtbreite des Schluchtenausganges markirende Felsriegel ist die Dolomitbank No. 15; in der westlichen Hälfte (in der Textfig. 1 rechts) sind über dieser noch die Schichten No. 10—14 erhalten, und bildet hier der Dolomit No. 10 den Cañonboden. Oestlich (auf Textfig. 1 links noch sichtbar) mündet hier der kleine Nebencañon ein, welcher in seinem Verlaufe noch einen Seitenzweig aufnimmt. Beide sind von kürzerer Erstreckung und besitzen, da sie andererseits auch

nicht durch eine höhere senkrechte Wand wie beim Hauptcañon geschlossen sind, ein recht bedeutendes Sohlgefälle.

An den Schluchtenausgang schliesst sich im Bereiche des aufgelassenen Dolomitbruches ein durch Bruchstein- und Abraumhalden setzendes, 1 m tiefes und 8 m breites Erosionsbett an, welches bis zum Mühlencanal reicht und, da es der steilen und regelmässig gebauten Gehänge entbehrt, natürlich keinen cañonartigen Charakter mehr trägt.

Die Hauptschlucht erreicht eine Gesamtlänge von 98 m, die Nebenschlucht von 30 m und der Seitenzweig von 14 m.

Bezüglich der Tektonik des devonischen Grundgebirges in der nächsten Umgebung der Mühle bleibt zu erwähnen, dass dieselbe von ganz geringfügigen Faltungen der Schichten mit W 25° S-lichem Streichen beherrscht wird. Die Schichten steigen von etwas unterhalb des Beginnes der Hauptschlucht aus bis zum Querriegel (Abbruch der Dolomitplatte No. 10) in der Schluchtenmitte um ca. $\frac{1}{2}$ m an; weiter gegen Norden setzt sich dieses Steigen in noch schwächerem Betrage zunächst fort, um dann, noch vor dem Schluchtenausgang, in ein entschiedenes Schichtenfallen gegen NW überzugehen, wobei die Schichten des rechten Gehänges um ein geringes Maass höher zu liegen kommen, als die correspondirenden Schichten des linken Gehänges, was mit dem NW-lichen Fallen übereinstimmt. Der den Schluchtenausgang markirende Felsriegel liegt in seiner westlichen Hälfte bereits wieder im aufsteigenden Flügel einer folgenden Falte. Entsprechende Beobachtungen kleiner Auffaltungen lassen sich an den Schlockeuffern ober- und unterhalb des Teichdammes machen, während die Fallrichtung sich an der Sohle des Nebencañons, an den Abbruchstellen des Teichdammes und bei aufgelassener Mühlenstauung am linken Schlockeuffer an der Stelle der zweiten Eisstauung bestimmen liess. Als Resultate dieser Beobachtungen ergab sich die Existenz und der Verlauf der drei in der Karte eingetragenen Sattelaxen, denen sich natürlich südlich und nördlich andere parallele anschliessen.¹⁾ Die Tektonik in der Umgebung des Cañons wird noch dadurch etwas complicirter, dass die Schichten gleichzeitig von der Hauptschlucht aus gegen NO eine geringe Aufbiegung erfahren. Der Betrag dieser und jener Faltungen ist ein sehr geringfügiger und im Höhenmaass kaum 2 m, local nicht $\frac{1}{2}$ — 1 m wesentlich überschreitend.

Wenden wir uns nun der Frage nach der specielleren Natur desjenigen erodirenden Vorganges zu, welcher die

¹⁾ Vergl. B. Doss, Naphthalagerstätten l. c. S. 182 ff.

Bildung der vorliegenden kleinen Cañons veranlasste, so kann es keinem Zweifel unterliegen, dass die letzteren durch einen rückwärts schreitenden Wasserfall im Verlaufe von nur 34 Stunden geschaffen worden sind. Die Hochfluth erreichte, von oberhalb der Brücke ausgehend, durch die gegebene natürliche Bodendepression den nördlichen Dolomitbruch, in welchen sie über die 2 m hohe Bruchwand stürzte. Hier war natürlich ein Ort besonders heftiger Erosion. Die bis an die Terrainoberfläche reichenden Schichten der mergeligen Gesteine vermochten der bedeutenden Strömung keinen langen Widerstand zu leisten. Bei ihrer starken senkrechten Durchklüftung brachen sie leicht ab. Damit rückte der obere Theil der Absturzwand nach rückwärts, und die Fluthen stürzten nun, da die liegenden härteren Dolomitbänke naturgemäss der Erosion ein grösseres Hinderniss entgegenstellten, treppenförmig zur Tiefe. Das auf diese Weise eingeleitete Rückwärtsschreiten der oberen Hälfte des Wasserfalles musste ziemlich rasch bis zu derjenigen Stelle sich fortsetzen, woselbst nun auch die südlich des Cañonausganges infolge der Schichtenauffaltung an der Terrainoberfläche ausstreichenden festeren Dolomitbänke No. 2 und 3 in den Wirkungsbereich der abstürzenden Gewässer gezogen wurden. Von hier an musste sich der weitere Erosionsvorgang in gewissem Maasse modificiren. Die hangenden Dolomite leisteten dem directen Abbruch stärkeren Widerstand, unten aber an der Aufprallstelle mussten die tieferen Horizonte der Mergel unterwaschen werden und damit das Nachstürzen der höheren Schichten, darunter auch der Dolomitbänke, nach sich ziehen. War auch vorher die Unterwaschung jedenfalls nicht ganz ausser Action gesetzt, so gewann sie doch von jetzt ab gegenüber der Oberflächenerosion sicher ein bedeutendes Uebergewicht, und es wurde infolge des Ausbruches weicherer Gesteine unter festeren ein Vorgang in die Wege geleitet, welcher dem rückwärts schreitenden Wasserfall, z. B. des Niagara, durchaus analog ist. In dieser Gestalt erfolgte das weitere Thalaufwärtswandern unseres Falles bis zu der den Hauptcañon abschliessenden senkrechten Wand.

Der Neben- und Seitencañon haben sich gleichfalls durch einen rückschreitenden Wasserfall gebildet. Ihr angenähert senkrechter, kaum $\frac{1}{2}$ m hoher Thalschluss ist aber keinesfalls derart in die Augen fallend, wie jener der Hauptschlucht; entsprechend der Tektonik des Untergrundes in ihrem Bereiche steigt nämlich ein wenig oberhalb der Mündung des Nebencañons die die Schluchtensohle bildende Dolomitbank No. 15 relativ stark an, um am Schluchtenbeginn nur noch wenig unter der Terrainoberfläche zu liegen zu kommen.¹⁾

¹⁾ Leider sind diese Verhältnisse gegenwärtig weniger gut zu

Das erodirte und abgebrochene Material wurde durch die starke Strömung z. Th. sofort, z. Th. nach vorhergegangener Zerkleinerung weiter transportirt, verschüttete den im Wege stehenden Theil des Mühlencanals, lagerte sich auf der dahinter gelegenen Weide ab, wurde aber zum weitaus grössten Theile in das Schlockebett abgeführt. Die Niveaudifferenz zwischen der Wegkronen bei der Brücke über die Schlocke und dem Canalspiegel beträgt ca. 6 m, der zwischen diesen beiden Orten vom Hochwasser zurückgelegte Weg ca. 350 m. Es kommt daher im Mittel auf eine Strecke von 100 m ein Gefälle von 1,7 m.

Wer die orographischen Verhältnisse nicht beachtet, hätte erwarten können, dass auch von der Wand des südlichen Dolomitbruches aus, in den sich die Fluthen zunächst stürzten, durch rückschreitende Erosion sich eine cañonartige Schlucht hätte bilden müssen. Ein derartiger Vorgang war aber ausgeschlossen, da sich in dem genannten Bruche infolge des höher cotirenden Vorgeländes die Gewässer zu einem Teiche stauen mussten und demnach keine nennenswerthe Erosion ausüben konnten. Erst nach Durchsägung dieses vorgelagerten Hindernisses, erst nachdem die Bildung des Hauptcañons südlich bis zur Bruchgrenze vorgeschritten war, vermochte sich dieser kleine Stausee zu entleeren, und nun erst konnte sich am südlichen Bruchende ein ständiger Wasserfall von 2 m Höhe bilden, wodurch die Möglichkeit für die Bildung einer weiterhin sich rückwärts einschneidenden Schlucht gegeben war. Dass diese Möglichkeit zu keinem in die Augen springenden Effect führte, ist begründet einerseits in dem Fehlen von Mergelschichten über den Dolomiten No. 2 und 3, die hier die Bruchsohle bilden und nur von lockeren quartären thonigen Sanden überlagert werden, andererseits in der zu geringen zur Verfügung gestandenen Zeit, welche zu einer Durchsägung der Dolomitbänke selbst nicht ausreichte; denn die Durchbrechung der letzten Eisstauungen und der Dammbbruch hatten unterdessen den Fluthen ihren alt gewohnten Weg wieder freigegeben, und die Cañons nebst Zu- und Abflussrinnen wurden, abgesehen von dem in den Depressionen des Schluchtenbodens sich haltenden Stauwasser, trocken gelegt. Wie wenig eine Erosionsausräumung im südlichen Dolomitbruch ausserhalb der in der Mitte durchsetzenden Fluthrinne stattfand, geht übrigens auch daraus hervor, dass die haufenförmigen Massen

studiren, da im Spätherbst 1900 der Besitzer des Kalning-Gesindes die an der Schluchtsohle zu Tage tretenden und darunter folgenden Dolomitschichten behufs Kalkbrennung ausbeutete, so dass die derzeitige Physiognomie des Nebencañons local schon gänzlich von der ursprünglichen abweicht.



Fig. 1.

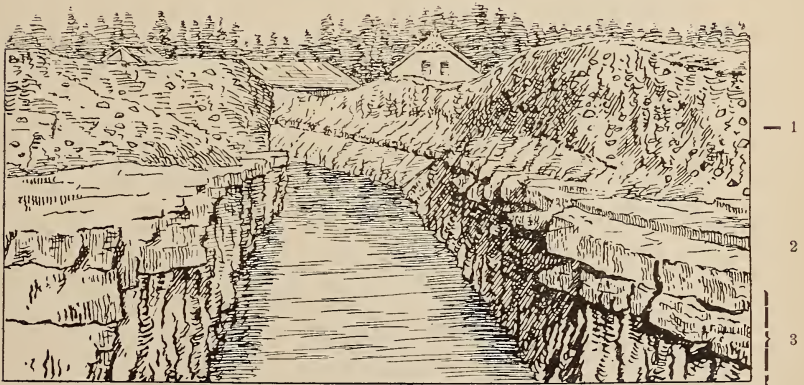


Fig. 2.

Cañonbildung durch Stauhochwasser bei Schmarden in Kurland.

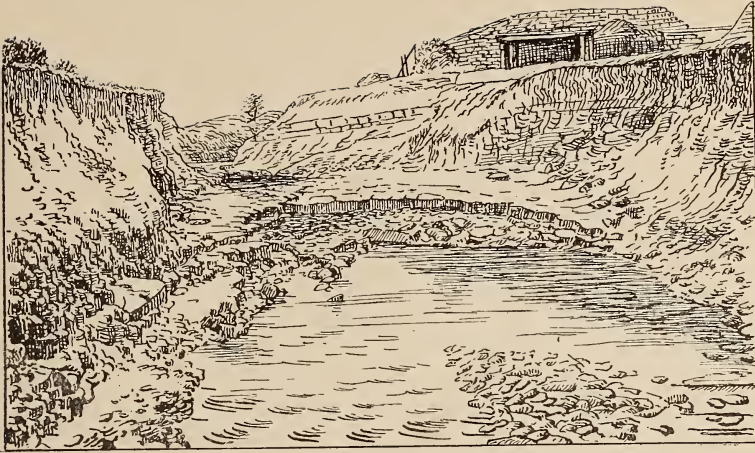


Fig. 1.

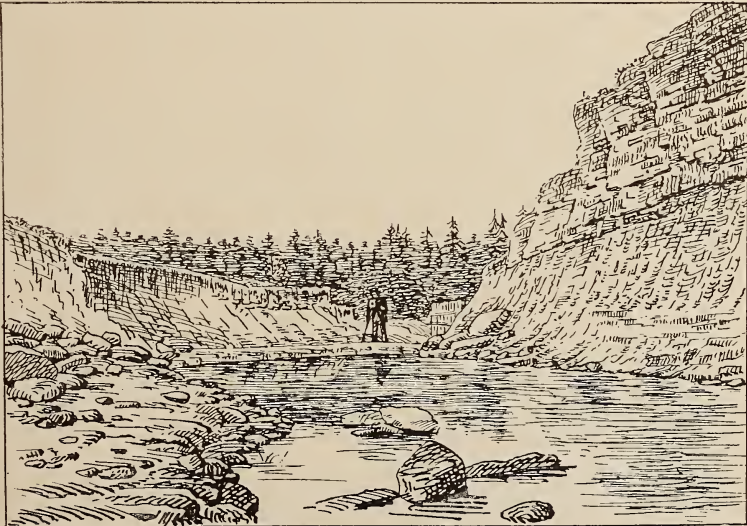


Fig. 2.

Cañonbildung durch Stauhochwasser bei Schmarden in Kurland.

von Abraum und Bruchschutt zu beiden Seiten der Fluthrinne keinerlei Abtragung erfahren haben.

Werfen wir noch einen Blick auf die Sohle und die Gehänge des Schluchtensystems. Zunächst sei darauf hingewiesen, dass die Mündungen des Hauptcañons und des unter rechtem Winkel auf ihn zustossenden Nebencañons gleichsollig sind. Die Dachfläche der Schicht No. 15 bildet an beiden Mündungen den Schluchtenboden. Würde der alte Dolomitbruch nicht vorhanden gewesen sein, so hätte sich ein gemeinsamer Ausgang der beiden Cañons beim Terrainabfall am Mühlencanal bilden müssen.

Wie in manchen Thälern der feste Thalboden auf und ab wellt, und wie ihn festere Querriegel durchsetzen, welche Wannan abschliessen, in denen sich das zufließende Wasser aufstaut, so treten uns analoge Erscheinungen — natürlich im kleinen Maassstabe — auch bei unserem Hauptcañon entgegen. Die im südlichen Theile des Cañons die Schluchtensohle bildende Dolomitbank No. 10 erhebt sich thalabwärts auf einer Erstreckung von 40 m um $\frac{1}{2}$ m und bildet hier eine feste Schwelle, einen Schichtensattelriegel, welcher hinter sich eine Trogwanne abschliesst und die in sie rinnenden Wasser zu einem Schluchtenblindsee aufstaut. Wir haben es mit einem Blindsee zu thun, weil die ausser der Regenzeit ganz minimalen oberirdischen Zuflüsse einen unterirdischen Abfluss finden, der in Quellform an der Felsstufe bei der Schluchtenmündung wahrnehmbar wird. Da die unterirdische Abflussmöglichkeit hier in engen Grenzen gelegen ist, so ist es selbstverständlich möglich, dass dieser Blindsee sich bei reichlichen Zuflüssen während einer Regenperiode bis zum Ueberlaufen füllt und sich während dieser Zeit in einen einseitig offenen Schluchtensee verwandelt, um später, nach Reduction oder Versiegen der Zuflüsse, von neuem zu einem Blindsee zurückzukehren. Man könnte diesen letzteren auch als ein Reliktenstaubecken bezeichnen, wobei in diesem Falle der Bezeichnung „Relikten“ die allgemeinere Bedeutung von etwas überhaupt Zurückgebliebenem zu Grunde liegt und nicht der specielle Sinn eines bei einer säcularen Hebung abgeschnürten Wasserbassins. Wir haben in dem Reliktenstaubecken zunächst einen Rest jenes Hochwassers vor uns, welches die Schluchtenbildung veranlasste. Dass dieses Reliktenhochwasser durch erfolgte Zuflüsse von Grundwasser und atmosphärischen Niederschlägen schon verdrängt worden ist, ist selbstverständlich und involvirt einen der Aussüssung von Reliktenseen an die Seite zu stellenden Vorgang.

Auf dem oben erwähnten, durch einen Schichtensattel ge-

bildeten Querriegel haben keinerlei Erosionsproducte sich abgelagert (Fig. 1 Beilage B.); gleiches wiederholt sich am Schluchtenausgang, woselbst die Dolomitbänke No. 15, bezw. in der westlichen Hälfte No. 10, den Sattelriegel bilden (Textfig. 1). Nackter Fels bildet hier wie dort die Schluchtensohle. Oberhalb und unterhalb des ersteren Riegels in der Schluchtmitte hat die Erosion verhältnissmässig intensiver eingesetzt, die Schluchtenvertiefung ist hier rascher erfolgt und weiter gegangen als im Bereiche des Riegels selbst. Zudem hat dieser letztere auf der thalabwärts gelegenen Seite eine Abstufung durch Erosion erfahren, wodurch sich, in Verbindung mit der Stufe am Cañonaustritt, ein primäres Stufenthal herausmodellirte, — ein morphologischer Charakterzug, der bekanntlich in jungen Thälern und Schluchten häufig zu beobachten ist. Im Gegensatz zu den Riegeln ist der von ihnen eingeschlossene flache Wannenboden von grobem Dolomitschotter und Mergelplatten bedeckt, welche letztere bereits im Verlaufe des Sommers grösstentheils zu Mergelkrume zerfallen sind. Aber auch an den Schollen und anstehenden Bänken von dichtem Dolomit ist der Fortgang der Verwitterung ein auffallend schneller. Ihre oberflächlichen Partien sind mit zahllosen Rissen durchsetzt, im Bereich deren sich zahlreiche polyedrische Gesteinsbrocken bereits losgelöst haben oder doch durch den leisesten Hammerschlag abgetrennt werden können. Der Boden des Stausees am Schluchtende ist mit Dolomittrümmern und thonig-mergeligen Sedimenten (Zerfallproducte von Mergelplatten unter Wasser und Denudationsproducte der Gehänge) in geringer Mächtigkeit überdeckt. Sieht man von den relativ sehr geringfügigen Ablagerungen von Erosionsproducten auf gewissen Strecken des Schluchtenbodens ab, so kann man den stattgehabten Vorgang dahin zusammenfassen, dass das einstmals an der Stelle der Schlucht entwickelt gewesene dolomitische und mergelige Schichtenmaterial in kürzester Zeit geradezu ausgefegt worden ist.

Die Art der Gehängeböschung wechselt an den Thalseiten, bei Abstürzen etc. bekanntlich mit der Natur des Gesteins und ist ein Resultat der Denudation. In unserem Falle, wo das Einschneiden der Schlucht so rasch erfolgte, dass ihm die Abspülung der Gehänge nicht gleichen Schritt halten konnte, ist die Böschung selbstverständlich eine viel steilere, als es dem der Gesteinsnatur zukommenden natürlichen Böschungswinkel entspricht. Dort, wo die Dolomitbänke an den Schluchtwänden austreichen, sind diese senkrecht abgebösch oder hängen zuweilen auch über, und auch dort, wo die liegenden Mergel im Schutze der hangenden Dolomite anstehen, setzt sich die Böschung senkrecht oder zum mindesten sehr steilwandig bis zur Schluchtensohle fort. An jenen Stellen

endlich, wo die Mergel dieses Schutzes entbehrten, sanft die Böschung wohl etwas ab, ist aber immer noch steiler, als dem natürlichen Böschungswinkel zukommt. So gestaltete sich die Sachlage noch während einer geraumen Zeit nach der Schluchtenbildung. Aber schon im Laufe des Sommers 1900 machte sich der denudierende Einfluss der Atmosphärrillen auf die Gehänge durch Abwaschung etc., sehr bemerklich. Die stark zerklüfteten, von hangenden Dolomitbänken nicht geschützten Mergel bröckelten ab, die Böschungen verflachten sich, indem zu beiden Seiten der Schluchtensohle sich kleine Halden aus feinem Mergelschutt bildeten. Die durch die Zeichnungen repräsentirten Photographien, welche mit Ausnahme derjenigen von Fig. 1 auf Beilage B. sämmtlich im September aufgenommen worden sind, bringen diese Erscheinungen an vielen Stellen zum Ausdruck. Im Hintergrunde der Schlucht war der Betrag der Denudation im Bereiche der geschützten Mergelhorizonte bis zum Herbst 1900 noch kein sehr auffallender, die senkrechten Wände hatten sich, von einer geringen Abwaschung abgesehen, noch fast unverändert erhalten. Hier war es von vornherein ersichtlich, dass es zur Erzielung auffallender Ergebnisse längerer Zeit bedurfte, und dass die dem natürlichen Winkel zustrebende Abböschung erst dann grössere Fortschritte machen konnte, wenn im Winter der Spaltenfrost als neues geologisches Agens hinzutritt.¹⁾

Die thonigen Dolomite der Schicht No. 9 besitzen eine treppenförmige Gehängeabstufung (links in Fig. 1 Beilage B.). Der verticalen Klüftung der Dolomite und Mergel ist es ganz besonders zuzuschreiben, dass im vorliegenden Falle sehr steile Gehänge sich herausbildeten und somit die ausgearbeitete Bodenform überhaupt den Charakter einer cañonartigen Schlucht annehmen konnte.

Wie meist der Verlauf der Thäler durch eine Richtungsänderung charakterisirt ist, so auch der Verlauf unserer Cañons. Von der Mündung aus erstreckt sich der Hauptcañon zunächst gegen S 15° W, biegt dann aber nach SW um. Der Nebencañon wendet sich von der Mündung aus zunächst nach O, biegt dann nach NO und schliesslich nach SO um. Der Seitencañon verläuft SO-lich. Da nun im Bereiche des erodirten Terrains die Schichten ein ONO-liches Streichen besitzen, so stellt der

¹⁾ Dies machte sich denn auch in diesem Frühjahr allerorten in den Cañons geltend. Bedeutende Massen besonders der oberen Theile der beiderseitigen Schluchtenwände wie auch der tieferen Mergelhorizonte sind abgebrochen und haben z. B. die ursprüngliche, von $\frac{1}{2}$ m tiefem Stauwasser bedeckte Depression im südlichen Drittel des Hauptcañons zum grossen Theile verschüttet.

Hauptcañon in seinem ganzen Verlaufe eine atektonische Schlucht dar; dagegen ist der Nebencañon in seinem Beginn — wie auch der gesammte Seitencañon — eine Transversalschlucht (und zwar im Speciellen eine Kataklinalschlucht, da er der Hauptsache nach mit den Schichten fällt), geht aber von der Umbiegung aus in eine Longitudinalschlucht über. Im Uebrigen ist es ausgeschlossen, dass die Tektonik des devonischen Untergrundes selbst das maassgebende Moment für die Wegwahl des Cañons gewesen ist; vielmehr war der Verlauf der ursprünglichen Depression auf der Terrainoberfläche der leitende Factor in dieser Beziehung.

Die Bedeutung der im Vorstehenden beleuchteten Schluchten liegt weniger in der Art und Weise ihrer Bildung, denn diese ist einfach genug, als vielmehr darin, dass dieselben ein instructives Beispiel darstellen, zu welchem bedeutendem Betrage unter Umständen die Wirkung der thaleinschneidenden Erosion in kürzester Zeit anwachsen kann. Sie zeigt uns ferner, dass Wasserschwellungen nicht nur in denjenigen Erdgebieten eine grosse geologische Bedeutung besitzen, woselbst fast beständige Dürren von nur seltenen, aber um so heftigeren Regengüssen unterbrochen werden, durch deren Transportkraft z. B. die Physionomie der Wadis von Aegypten, Arabien etc. erhalten bleibt, sondern dass dieselben auch in unseren gemässigten Breiten zu hervorragenden geologischen Factoren werden können. Was dort die heftig einsetzenden tropischen Regengüsse bewirken, das erfolgt hier durch die Schwellung der Gewässer infolge Eisstauungen. In unserer Hauptschlucht steht uns fernerhin ein Beispiel dafür zu Gebote, dass die Erosion in der Horizontalen äusserst schnell rückwärts schritt, obgleich die Tiefenerosion noch nicht ihr mögliches Maximum erreicht hatte, dessen Ausmaass durch das Niveau der flussabwärts gelegenen Strecke (nördlicher Dolomitbruch) bedingt wird. Im Gegensatz hierzu beobachtet man ja bekanntlich im Schichtungstafelland bei einer einmal eingeleiteten Rückwärtserosion meist eine schnell vor sich gehende Ausfurchung nach der Tiefe, aber nur ein sehr langsames Wachsen der Erosionsfurche nach rückwärts, so dass die Plattenränder von sehr steilen, wilden, aber in der Horizontalen nur wenig entwickelten Schluchten zersägt sind. Auch insofern ist endlich unsere Hauptschlucht bemerkenswerth, als jene festen Dolomitschwellen, im Bereiche deren die Vertiefung nur relativ langsam vor sich gehen konnte, nicht — wie dies sonst das Normale ist — auch die Vertiefung der oberhalb angrenzenden Schluchtenstrecke hemmten oder verzögerten; infolge hiervon konnte denn auch die Seitenerosion durch Unter-

waschung der Gehänge sich nicht geltend machen, und die Schlucht konnte oberhalb der Schwelle keine grössere Breite erlangen als unterhalb derselben.

Welch' gewaltige Leistungen die Wasserkräfte im vorliegenden Falle vollbrachten, lässt sich, abgesehen vom oben Skizzirten, durch die Masse des erodirten und transportirten Materiales illustriren. Eine approximative Berechnung ergab folgende Daten:

A. Erosionsbett im nördlichen Dolomitbruch.

Länge 60 m, Breite 8 m, mittl. Tiefe 1 m, Inhalt 480 cbm

B. Hauptcañon (die Abschnitte folgen von N nach S).

1)	Länge 25 m,	mittl. Breite $7\frac{1}{2}$ m,	mittl. Tiefe 1,6 m,	Inhalt 300
2)	" 10 "	" " "	$6\frac{1}{2}$ " " "	1,6 " " 104
3)	" 13 "	" " "	$8\frac{1}{2}$ " " "	$2\frac{1}{4}$ " " 249
4)	" 12 "	" " "	6 " " "	$2\frac{1}{2}$ " " 180
5)	" 16 "	" " "	$5\frac{1}{2}$ " " "	3 " " 264
6)	" 11 "	" " "	$5\frac{1}{2}$ " " "	$3\frac{1}{2}$ " " 212
7)	" 11 "	" " "	6 " " "	$2\frac{1}{2}$ " " 165
				1474 cbm

C. Erosionsbett im südlichen Dolomitbruch bis zur Gartengrenze.

1)	Länge 30 m,	mittl. Breite 2 m,	mittl. Tiefe 1 m,	Inhalt 60
2)	" 17 "	" " "	$3\frac{1}{2}$ " " "	1 " " 60
				120 cbm

D. Nebencañon.

1)	Länge 18 m,	mittl. Breite 4 m,	mittl. Tiefe $1\frac{5}{8}$ m,	Inhalt 117
2)	" 12 "	" " "	3 " " "	1 " " 36
				153 cbm

E. Seitencañon.

1)	Länge 6 m,	mittl. Breite 4 m,	mittl. Tiefe $1\frac{1}{4}$ m,	Inhalt 30
2)	" 8 "	" " "	4 " " "	$\frac{1}{2}$ " " 16
				46 cbm
				Summe 2273 cbm

Hält man sich diese Zahlen vor Augen und beachtet, dass dieser approximativen, aber eher zu geringen als zu grossen Berechnung zufolge innerhalb des Terrainabschnittes, in welchem die Erosion bei der Schwardener Mühle einsetzte, in 34 Stunden rund 2250 cbm Dolomite, Mergel und Schutt durch die Stauwässer ausgenagt und weiter transportirt worden sind, d. i. durchschnittlich in 1 Minute 1,1 cbm, so gewinnt man erst eine richtige Vorstellung von der intensiven Erosionsthätigkeit, welche hier zur Entfaltung gelangte.

Dieser abnorm grosse Betrag der erodirenden Thätigkeit des rückwärts schreitenden Wasserfalles bei

der Bildung unseres Schluchtensystemes wird fernerhin auch illustriert, wenn wir den Betrag des Rückschreitens eines Wasserfalles der baltischen Provinzen zum Vergleich heranziehen, welcher in Gesteinen sich vollzieht, die keinesfalls härter sind als diejenigen des Dolomitmergelcomplexes bei Schmarden. In dem durch seine wilde Romantik hier zu Lande allseitig bekannten Thal der besonders im Frühjahr sehr wasserreichen Perse, einem rechtsseitigen Nebenflusse der Düna, finden sich bei Kokenhusen viele kleinere und grössere Thalstufen, über welche die Gewässer in Cascaden und kleineren Fällen abstürzen. An einem dieser Fälle — ich schätze seine Höhe aus der Erinnerung auf etwas über 1 m — ist festgestellt worden, dass er in einem Zeitraum von 11 Jahren um 5,3 m, im Durchschnitt also alljährlich um 0,48 m thalaufwärts rückte.¹⁾ Der petrographische Charakter der devonischen Schichten, über welche sich dieser Wasserfall ergiesst, ist folgender: zu oberst eine Bank thonhaltigen dolomitischen Kalksteines, darunter Schichten sehr feinkörnigen zerreiblichen thonhaltigen Sandsteines, an der Aufprallstelle feinkörniger thonig-kalkiger Sandstein. Vor Jahren beobachtete ich einmal, wie die obere Kalksteinplatte einen Meter weit nasenförmig über dem unter ihr ausgewaschenen Sandstein thalabwärts hinausragte. Dies ist nur möglich bei dem Mangel einer Durchklüftung des Kalksteines, und hierin liegt auch der Grund, warum das Rückwärtsschreiten des Persefalles keinen derartig abnormen Betrag erreichen kann, wie dies bei dem Schmardener Phänomen, woselbst die starke Gesteinsklüftung einen Factor ersten Ranges spielt, der Fall ist. Der 6,2 m hohe Fall des Jaggowal bei Jegelecht, 23 km östlich Reval, soll in 100 Jahren um ca. 10 m zurückschreiten.²⁾ Hier werden die von untersilurischem Glaukonitkalk überlagerten Glaukonitsande und obercambrischen Dietyonemaschieferthone unterwaschen. Ob bezüglich der Grösse des Rückwärtsschreitens des bedeutendsten ostseeprovinziellen Wasserfalles, des Norowafalles bei Narwa, schon Bestimmungen ausgeführt worden sind, ist mir im Augenblick nicht bekannt. Fixpunkte hierfür hat bereits HELMERSEN 1861 angegeben.³⁾ Zum Vergleich sei schliesslich noch erwähnt, dass der Niagarafall jährlich um ca. 1 m rückschreitet.⁴⁾

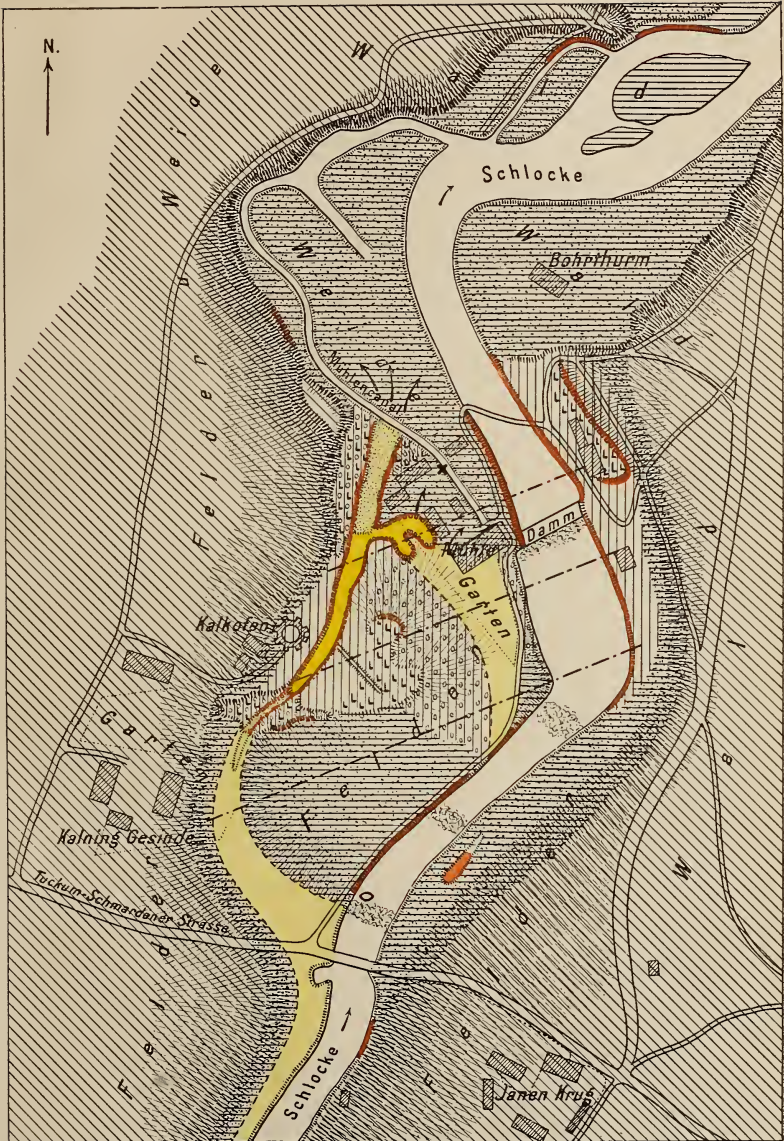
¹⁾ Korrespondenzblatt d. Naturf.-Ver. zu Riga XXXII, 1889, S. 29.

²⁾ RATHLEF, Skizze der orographischen und hydrographischen Verhältnisse von Liv-, Esth- und Kurland. Reval 1852, S. 64.

³⁾ Die geologische Beschaffenheit des untern Narovathales etc. Bull. Acad. sciences, Petersb. III, 1861, S. 13.

⁴⁾ BAKEWELL, Observations of the Falls of Niagara (Am. Journ. (2) XXIII, 1857, S. 85); citirt nach PENCK, Morphologie der Erdoberfläche I, S. 319.

Welch' gewaltige Stosskraft endlich die im Schlockebett bei der Schwardener Mühle sich stauenden Eisschollen entwickelten, wird durch folgende Thatsache beleuchtet. Unter den im Bachbett direct unterhalb der Brücke liegenden erraticen Blöcken war einer durch seine auffallende Grösse bemerkenswerth und allen Anwohnern bekannt. Nach Verlauf des Hochwassers bemerkte man, daass derselbe seine Lage verändert hatte. Er war durch die andrängenden Eisschollen 20 m bachabwärts geschoben und gerollt worden. Mit derjenigen Partie, welche früher im Boden steckte — es ist dies, wie aus der helleren Farbe ersichtlich, knapp die Hälfte der gesammten Masse — ragt der Stein jetzt nach oben. Er besitzt bei einer Länge von 2,6 m und einer grössten Breite von 1,6 m einen Umfang von $6\frac{1}{2}$ m. erhebt sich mit seinem freiliegenden Theile zur Zeit $1\frac{1}{2}$ m über das Bachbett und besteht aus finischem Granit.



Aulgen. v. B. Doss

1:4170.

M. P.

25 70 0 25 50 75 100 125 150 175 200 m.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1902

Band/Volume: [54](#)

Autor(en)/Author(s): Doss Bruno

Artikel/Article: [1. Ueber einen bemerkenswerten Fall von Erosion durch Stauhochwasser bei Schmarden in Kurland. 1-23](#)