Geologie

von

Liv- und Kurland

mit Inbegriff

einiger angrenzenden Gebiete.

Von

Dr. ***C. Grewingk.***

Mit vier Profiltafeln, einer Geschiebekarte und der geognostischen Karte von Liv-, Est- und Kurland.

Aus dem Archiv für die Naturkunde Liv-, Est- und Kurlands, ***erster*** Serie, Bd. II. (pag. 479—774) besonders abgedruckt.

Dorpat.

Druck von Heinrich Laakmann.

1861.

Der Druck wird unter der Bedingung gestattet, dass, nach Beendigung desselben, der Abgetheilten Censur in Dorpat die vorschriftmässige Anzahl Exemplare zugestellt werde.

Dorpat, den 11. Decbr. 1861.

(Nr. 212.) Abgetheilter Censor de la Croix.

Est.
573

Inhalt.

Seite.

Titel und Vorwort . . . . . 1—3

Uebersicht der Formationen . . . . . 4—9

Devonische Formation . . . . . 9—61

Untere Sandsteine: Vorkommen 9. Bestandtheile und Lagerungsverhältnisse 11. Dorpater Profil 14. Grenzregion der devonischen u. silurischen Bildungen 18. Höhlenbildung 19. Mächtigkeit 21. Versteinerungen 22.

Mittlere oder Dolomitetage: Vorkommen 24. Bestandtheile u. Lagerungsverhältnisse im Allgemeinen 27. Gliederung und Facies der Dolomitlager 31. Welikaja-Facies 32. Düna-Facies 37. Das Kurische Dolomit-Gebiet 44.

Beitrag zur genauern Kenntniss der mitteldevonischen Bildungen im Anhang I. 239.

Obere Sandsteine 53.

Schlussbetrachtung, insonderheit über die Verbreitung der Fischreste 55.

Quartärformation . . . . . 62—200

Einleitung 62. Allgemeine Uebersicht: Zustände des Bodens vor der Quartärzeit, Hebung und Senkung 64. Aeltere und jüngere Quartärzeit 67. Vorgänge während der grössten Ausdehnung des Quartärwassers 69. Entstehung grösserer und kleinerer Wasserbecken, Bildung der finnischen Åsar 73. Finnischer Meerbusen 74. Drei Drift-Gebiete Estlands 75. Material der Drift 76. Seebecken im untern devonischen Sandsteingebiet 77, ihre Südgrenze durch Dolomite bestimmt 81. Grösste Anhäufung der Drift 82. Binnenseen Kurlands und Lithauens; Hauptrichtung der Flussläufe 85; Wanderung ihrer Mündungsgebiete 86. Erratische Phänomene 87. Krystallinische Geschiebe 88. Geschiebe sedimentärer Gesteine 91. Wanderrichtung d. Geschiebe 95. Art ihrer Bewegung 99. Glättung und Ritzung der Dolomite und Kalksteine ohne Gletscher u. Eiszeit 102. Richtung der Streifen 106. Fossile Thier- u. Pflanzenreste der Quartärzeit 111. Bernstein; Vegetationsboden 113. Wiesenmergel 116. Raseneisen 119.

Seite.

Küstenregion, Beschreibung der Quartärbildungen desselben 120.

Binnenland, Beschreibung der Quartärbildungen desselben 154.

Geschiebe-Verzeichniss 184. Verbreitungsbezirke der Geschiebe und allgemeine Betrachtungen 192.

Zechstein . . . . . 200—209

Aeussere Grenzen 201. Lagerungsverhältnisse u. Bestandtheile 202. Versteinerungen 206. Schlussbetrachtung 208.

Juraformation . . . . . 210—238

Umfang und Ausdehnung 210. Versteinerungen 213. Uebersichtstafel der Versteinerungen 226. Parallele mit andern Gegenden 227. Schlussbetrachtung 236.

Anhang I. Beitrag zur genauern Kenntniss der mitteldevonischen Gebilde . . . . . 239—297

Einleitung 239. Beispiel der Schichtenfolge aus der Welikaja-Facies mit dazugehörigen Analysen, Tabelle A, 240. Beispiel aus der Dünafacies mit Analysen oder Tab. B, 244. Erläuterungen zu Tabelle A u. B, 248. Erläuterungen zur obern Abtheilung des mitteldevonischen Systems 259. Genesis der mitteldevonischen Gesteine 273. Ueber den Salzgehalt des mitteldevonischen Systems 290.

Zusätze und Berichtigungen 298

Inhalt der Profiltafeln:

Tafel A: Profil von Hochland bis Ontika; von der Mündung des Rannapungern-Flusses bis zur Sem-Mündung; des Narowa-Laufes; vom Meeresspiegel bei Pernau bis zur Ewst-Mündung.

Tafel B: Profil an der Düna von Riga bis Friedrichsstadt in NW—SO, von Friedrichsstadt bis Ewst-Mündung in W — O, von Ewst-Mündung bis Nizgal in NW — SO-Richtung.

Tafel C: Profil an der Windau, von der Abau-Mündung bis Grösen an der kurischen Grenze und vom Goldinger Wasserfall einige Hundert Schritt abwärts.

Tafel D: Profil von Tuckum in Kurland bis Ponedeli im Gouv. Kowno, insbesondere an der kurischen Aa und Muhs; dsgl. vom Wasserfall bei Bauske bis Pastorat Nerft in Kurland.

Tafel E: Karte zur Kenntniss der Verbreitung silurischer Geschiebe und der quartären Stromrichtungen in Liv-, Kurland und dem Gouv. Kowno.

Vorwort.

Was hilft's wenn man die weite Welt gesehn
und das nicht erkennt, was vor unserer Thüre liegt.
Quenstedt, Jura 23.

Verfasser hat seit seiner Berufung an den Lehrstuhl der Mineralogie zu Dorpat im Jahre 1854, auf sieben, während der academischen Sommerferien ausgeführten, Reisen die geognostischen Verhältnisse der Ostseeprovinzen und einiger angrenzenden Gebiete kennen gelernt. Die Hauptergebnisse seiner Forschungen legt er in den folgenden Blättern nieder und empfiehlt sie der Nachsicht des Lesers. Der erste Theil der vorliegenden Schrift musste aus Gründen, deren Erörterung nicht hierher gehört, schon im December 1859, vor Ausführung der beiden letzten Reisen und vor Vollendung der in Berlin lithographirten, jetzt dieser Arbeit beigegebenen geognostischen Karte von Liv-, Est- und Kurland, in die Oeffentlichkeit treten und bedarf einiger, wenn auch nicht erheblicher Veränderungen.

Mit Ausnahme des silurischen Terrains, dessen Beschreibung und Karte Fr. Schmidt in der ersten Lieferung dieses Bandes des Archivs herausgab, wurden in Nachfolgendem, meist von Liv- und Kurland ausgehend, alle übrigen Sedimentformationen sowohl der Ostseeprovinzen als auch der darangrenzenden, im Rahmen der geognostischen Karte befindlichen Gouvernements, soweit eigene Anschauung sie kennen lehrte, behandelt.

Dorpat, im December 1861.

Uebersicht der Formationen.

In Liv- und Kurland gehen fünf Formationen zu Tage: die silurische, devonische, permische, Jura- und quartäre Formation. Anstehendes massiges Gestein tritt nirgends auf.

Aeussere Begrenzung.

Die **Silurformation** finden wir im nördlichen Livland und dem Inselgebiete. Sie ist hier die Fortsetzung der silurischen Gebilde Estlands. Livlands Nordgrenze durchschneidet auf dem Festlande, von O nach W gehend, den mittel- und obersilurischen Boden; die Inseln Moon und Oesel gehören letzterem an. Für die Südgrenze der vorherrschend zu Tage gehenden silurischen Gesteine sind die Punkte Patzal am Meere, Kokenkau, Hallik, Roia, Tammeküll, Nawwast, Woisek und Törwe an der Pödja zu bezeichnen. An diese Grenze schliesst sich in Süd eine Zone, wo in Folge theilweiser Abtragung der devonischen Schichten, bald silurische — und zwar je weiter östlich um so ältere — bald devonische Gebilde entblösst sind. Sie reicht nach unserer gegenwärtigen Kenntniss bis zu einer Linie, die Audern, Torgel, Riesa und Talkhof verbindet. Weiter östlich und nördlich entziehen mächtige Driftmassen die Kenntniss der Grenzregion silurischer und devonischer Schichten.

Die, auf Murchison's geologischer Karte von Russland angegebenen silurischen Schichten von Pokroj bis Schaul, im Gouv. Kowno, sind von uns theils als devonische Gebilde, theils als grössere Anhäufungen silurischer Geschiebe erkannt worden.

Die **Devonformation** bildet, mit Ausnahme eines kleinen Raumes in SW-Kurland, den gewöhnlich von Quartairbildungen bedeckten Untergrund des übrigen Gebietes unserer beiden Provinzen. Sie ist ein Theil jener bekannten Zone, die einerseits vom weissen Meere bis zur russisch-preussischen Grenze bei Gorshdü und Tauroggen, andererseits von Kurland bis Woronesch reicht. Da diese Formation über Liv- und Kurland hinaus, in die benachbarten Gouvts. St. Petersburg, Pleskau, Witebsk, Kowno und, wie die Insel Runö lehrt, unter dem Rigischen Meerbusen fortsetzt, so sind ihre Grenzen nur dort zu bestimmen, wo sie mit der silurischen und permischen Formation zusammenkommt.

In N-Livland bezeichnet die S-Grenze der obenerwähnten Uebergangszone, das Auftreten ausschliesslich devonischer Gebilde, welche wir östlich von Törwe über Moisama, Marien-Magdalenen, Allajö, Allatzkiwi und Krassnaja Gora am Peipus verfolgen. Weiter nördlich, in dem Landstriche, der den Peipussee umsäumt, ist die Grenze zwischen silurischen und devonischen Bildungen nicht zu bestimmen, da auf das Vorhandensein letzterer nur aus der Bodengestaltung und aus dem Auftreten devonischer Gesteine bei Omut an der Narowa geschlossen wird. Hier überlagert sie die Wesenberger Schicht der untersilurischen Kalksteine.

In SW-Kurland und dem angrenzenden Gebiet des Gouv. Kowno, unterlagert die devonische, den Zechstein der permischen Formation, welcher in einem Bogen, von Präkuln über Gross-Windaushof nach Gross-Auz zieht und von hier wahr-

scheinlich in die Gegend südlich von Shagory und westlich von Pokroj und Schadow fortsetzt.

In unserer Devonformation unterscheiden wir drei Etagen: eine untere, vorzugsweise aus Sandstein, eine mittlere aus Dolomit und eine obere, abermals aus Sandstein bestehende.

Die untern Sandsteine gehen vorherrschend zu Tage in einem Gebiet, das nördlich von dem bezeichneten Aussenrande des ganzen devonischen Terrains, südlich von einer Linie begrenzt wird, welche vom S-Ende des Peipussee beginnend, in Livland die Punkte: Neuhausen, Rauge, Adsel, Ronneburg, Wenden, Segewold, Riga und Kauger (am Meere); in Kurland: Lahtsche, Senten, Rönnen, Goldingen, Adsen und Sillen (an der Tebber) verbindet. Diese Linie hält im Allgemeinen ONO — WSW-Richtung ein und entspricht recht gut der Silurgrenze. Denn im Innersten des Rigischen Meerbusens, wo wir ihre Grenze unter dem Meeresspiegel nicht verfolgen können, wird die Linie durch den äussern Rand des beobachteten Dolomitauftretens bestimmt und erscheint aus diesem Grunde hier flach concav, während sie in Wirklichkeit vielleicht Lahtsche, Ringenberg und Allasch in gerader Richtung verbindet. Südlich von dieser, in der Natur nicht scharfen, sondern nur die äussersten Punkte des beobachteten Dolomit-Vorkommens verknüpfenden Grenzlinie, zeigt sich über dem untern Sandstein:

die mittlere oder Dolomitetage. Sie tritt in kleinern und grössern Lagern auf, welche an dem bekannten Nordrande häufig von unterm Sandstein unterbrochen und in SW-Kurland von dem oben angegebenen N- und NO-Rande des permischen Beckens begrenzt werden, an der W- und muthmaasslichen SW-Seite des letztern aber, bei Capseeden und

Libau, sowie bei Medingäni im Gouvernement Kowno zu Tage gehen.

In S und O unserer Provinzen kennen wir, zum Theil in den angrenzenden Gouvts., als äusserste Punkte des Dolomitvorkommens: die Umgebung von Schadow, Kupischki (?), Garssen im Quellgebiete der Sussej, Nizgal an der Düna und Tiskatü im Rositenschen Kreise des Gouv. Witebsk. Von hier nach Ostrow hin fehlen Beobachtungen; zwischen Ostrow und dem Peipus treten die Dolomite im Zusammenhange auf.

Innerhalb der westlichen, mehr entwickelten Hälfte dieses Dolomitgebiets lagert über demselben eine bis 20 Werst breite

obere Sandsteinzone, die verfolgt werden kann: in Livland von der Sudde (Adamshof) über die Abse (Absenau), die Oger (Kroppenhof bis Anrepshof) und die Düna (Gross-Jungfernhof bis Keggum); in Kurland: an der Memel (Krussen), Muhs (Kommodern), an der Schwedt (Grenzhof-Gemauerhof) und Terpentin (Medden bis Hof zum Berge), an den Abbau-, Behrse- und Immul-Quellen, im Frauenburg'schen, im untern Zeezergebiet und an der Windau zwischen Schrunden und Lehdischmündung. An der muthmaasslichen SW-Seite des permischen Beckens gehen zwischen Medingäni und Memel: bei Kule und Gorshdü, Sandsteine zu Tage, die wir nach dem mineralogischen Charakter der vorliegenden versteinerungsleeren Proben zum obern Sandstein zählen möchten.

Die durch **Zechstein** vertretene **permische Formation** bildet mit ihren Kalkstein-Entblössungen eine Zone, welche von der Wartaga (bei Präkuln) sich erweiternd, an der Windau, zwischen Gross-Windaushof und Niegranden und weiter östlich zwischen Alt-Auz und Schablausk angetroffen wird. Diese Zone gehört einem, wahrscheinlich ellyptischen Becken an,

dessen längere Axe vielleicht zwischen Präkuln und Schaul, die kürzere zwischen Medingäni und Schablausk fällt. Ueber dieser Formation lagert:

die **Juraformation**, welche an der Windau zwischen Niegranden und der Umgebung von Popiläni zu Tage geht. Sie entspricht, bei eigener Facies, im Allgemeinen dem obern braunen Jura Deutschlands und dem englischen Middle-Olith (Kelloway-rock und Oxford-clay).

Zur **Quartairformation** rechnen wir die Drift mit Findlingsblöcken und die lithologisch nicht davon zu trennenden recenten Küstenbildungen. Letztere erscheinen bei der langsam erfolgten Trockenlegung des Bodens, in der That als allmälig vorrückender Endpunkt der ganzen Quartairzeit. Die genannte Formation überlagert in wechselnder, 400 Fuss nicht übersteigender Mächtigkeit den grössten Theil der bisher aufgeführten Formationen. Je nach der Bodengestaltung und Natur des, aus ältern Gebilden bestehenden Untergrundes, sowie den Strömungen und dem Zurückweichen des Quartairmeeres entsprechend, ordneten sich die in demselben vorhandenen Mineraltheile vorherrschend zur Dünenform, deren Hauptrichtung NW — SO und NO — SW ist. Unter den recenten Binnenbildungen sind Kalktuffe, Alm- oder Torfmergel und Raseneisenerze hervorzuheben. Vorkommen und Entstehung ersterer hängt gewöhnlich vom Auftreten gewisser devonischer Mergel ab.

Unter den aufgeführten Formationen nehmen in Liv- und Kurland und den östlich und südlich daran grenzenden Gouvernements, die devonische und quartaire Formation einen hervorragenden Platz ein. Da aber letztere mehr den Charakter aufgeschütteter als geschichteter Bildung trägt und nicht

die Gesetzmässigkeit der ältern Sedimente aufweist, da ferner das Auftreten der Drift z. Th. vom darunterliegenden Boden abhängt und die Erklärung dieser Erscheinung und der Orographie unserer Provinzen nur aus der Einsicht in die Natur und Lagerungsverhältnisse des festern Untergrundes hervorgehen kann, so müssen wir mit Beschreibung der Devonformation den Anfang machen.

Die devonische Formation.

Beim nicht seltenen Fehlen organischer Reste, bei der schlechten Erhaltung unserer häufiger vorkommenden Gattungen und Arten und bei der Schwierigkeit ihrer Bestimmung und Vergleichung, musste in der Untersuchung dieser Formation im Allgemeinen ein bedeutendes Gewicht auf die Erforschung der Lagerungsverhältnisse der Gebirgsarten gelegt werden. Ihr oft unbeständiger Charakter, der Mangel guter Profile und die Einförmigkeit unserer Bodengestaltung erschwerten aber auch auf diesem Wege eine genauere Darstellung vom Bau der Devonformation. Wenn wir hier den ersten Versuch eines allgemeinen Bildes derselben geben, so geschieht es in der vollen Ueberzeugung, dass die nicht ausschliesslich dieser Aufgabe gewidmeten Kräfte eines Arbeiters, in einem Zeitraume von 6 Jahren, nicht hinreichen konnten, um alle Fragen zu lösen und das Bild zu einem vollständigen zu machen.

Die untern Sandsteine.

Vorkommen.

Die äussere Begrenzung ihres Gebietes lernten wir kennen. Innerhalb desselben gehen sie meist an Gewässern zu Tage und wenn auch nicht gar häufig, so doch derartig vertheilt, dass wir kein Bedenken tragen, sie im Zusammenhange

das ganze umschriebene Areal einnehmen zu lassen. Um dieses zu beweisen, folgt eine kurze Aufzählung der Punkte, wo untere devonische Sandsteine beobachtet wurden.

In der nördlichen Hälfte des Gebietes von W nach O: bei Audern, im Flussgebiet der Pernau von Tammist bis Torgel, am Reidenhof-Bache bei Surri, nördlich von Saara, bei Kannaküllа am Hallistbache, am Felliner See und in der Umgebung Fellins, bei Alt-Karristhof und Euseküll, bei Tarwast und Suislep; am Würzjerw bei Tammenhof und nicht weit landeinwärts von der Mündung des kleinen Embach; bei Uddern, Hellenorm und Terrafer, bei Kambi, Alt-Kusthof, Brinckenhof und Kurrista; von Dorpat bis Moisama, bei Marien-Magdalenen, Allajö, Allatzkiwwi, Krassnaja Gora am Peipus und bei Omut an der Narowa.

In der südlichen Hälfte desselben Gebietes, auf livländischem Boden von O nach W: am Aiaflusse und Kiddijerw-Bache, bei Worbus und Pölwe, am Wooflusse von Rappin bis Neu-Koikel, auf der Insel Sallo (?) im Peipussee, an der Bümshe von Petschur bis über Neuhausen hinaus; bei Rauge und Kosse, bei Anzen und Tammen (?); bei Adsel an der Aa, Luhde bei Walk, Korküll, Helmet, Trikaten, im Raunegebiet zwischen Ronneburg und Wenden, an der Aa zwischen Wenden und Wolmar, am Burtnecksee beim gleichnamigen Pastorat; bei Ostrominsk und Idwen, an der Salis von Salisburg bis 8 Werst vor ihrer Mündung, am Neubach, an der Brasle und an der Aa von Wenden bis Hinzenberg.

Auf der kurischen Halbinsel: bei Uggenzeem, von der Masuppe über Puishekaln bis zu den Shlihterhof- oder blauen Bergen und bis Dondangen; an der Abau bei Kandau, Hohenberg, Mare Camber und unterhalb Rönnen, an der Windau unterhalb Goldingen.

Die Punkte, wo unter den Dolomiten Sandsteine beobachtet werden konnten, sollen bei jenen noch besonders angeführt werden. Innerhalb des Dolomitgebietes fanden wir untere Sandsteine in Kurland bei Kingut (zu Kabillen gehörig), in Livland bei Kastran an der kleinen Jägel, im Tirsen- und Lysohn-Gebiete, sowie bei Jurrensky an der Peddetz.

Bestandtheile und Lagerungsverhältnisse.

Diese Etage führt, ausser dem vorherrschenden Sandstein, bald stärkere, bald dünnere Thon- und Mergellagen, welche Gesteine fast nie horizontal liegen, selten einen Fallwinkel von 5°—10°, gewöhnlich aber nur von einigen Minuten aufweisen. Sie werden von zahlreichen, als Contractionsformen zu betrachtende Kluftflächen durchzogen, deren Anordnung keine Gesetzmässigkeit erkennen lässt. Ihre Farbe ist weiss, gelb, braun, roth oder veilchenblau, blaugrün, grünlichgrau und grau. Die ins Rothe spielende Färbung hat man vorzugsweise dem Eisenoxyd, die blaue bis graue ausser dem Schwefelkiess und organischer Substanz, auch dem Eisenoxydul und seinen Verbindungen zuzuschreiben. — Der gewöhnlich lockere Sandstein besteht aus Körnern von Quarz, Feldspath (meist Orthoklas und wenig Oligoklas), mehr weissem (Kali-) als dunkelgefärbtem (Magnesia-) Glimmer und Hornblende. Entweder liegen diese Bestandtheile lose nebeneinander oder sie sind durch eisenhaltigen Thon verbunden. In letzterm Falle erscheinen sie in frischem Zustande fest, zerfallen aber an der Luft. Durch kohlensaure Kalk- und Talkerde fest zusammengekitteter Sandstein (Dolomitsand oder Sanddolomit) kommt vorzugsweise an den Grenzen der Sandsteine und Dolomite vor, und sonst nur in dünnen brüchigen Lagen. Ebenso bemerkt man festere kalkhaltige Glimmersandsteine nur ausnahmsweise.

Die thonhaltigen Sandsteine gehen hier und da in sandhaltigen, mehr oder weniger glimmerreichen Thon und Mergel über, an welchen sich endlich meist brüchige Dolomitmergellagen schliessen.

Sowohl die microscopische als chemische Analyse lehrt, dass der Sandstein mit dem grössten Theil des Thons, mechanischen Ursprungs sind, d. h. die Erzeugnisse der Verkleinerung, Zerstörung und Hinwegführung älterer, sowohl krystallinischer als Sedimentgesteine.

Die Sedimentbildung des devonischen Meeres war in dieser Zeit einem grossartigen Schlämmprocess zu vergleichen. Je nach den Vorgängen, welche die Umgebung oder den Grund des Devonmeeres zu verschiedenen Zeiten trafen, und nach den Strömungen oder andern lokalen Bedingungen, wurde der Detritus in verschiedener Qualität und Quantität herbeigeführt und abgesetzt. Die gröbern und absolut schwerern Bruchstücke des vorherrschenden Quarzes mussten bei Bildung einer Schicht zuerst niederfallen, dann folgten Feldspathstückchen, wenige Trümmer der Talkerde- und Kalksilicate, endlich Glimmerblättchen und zuletzt Thon. Dieses Verhältniss erkennt man in der That bei genauerer Untersuchung einzelner Schichten, doch ist die Erscheinung im Allgemeinen weniger auffällig, weil ein grobes Korn der Sandsteine hier zu den Seltenheiten gehört und die mechanische Zerstörung des ursprünglichen Minerals vor Bildung der Sandschichten weit vorgeschritten war. Ausserdem ist ja bekannt, dass lockere Sandsteine schlechte Träger von Schichtungserscheinungen sind.

Bei eintretender Erschöpfung der mechanischen Niederschläge begann die zum Theil chemische, zum Theil durch Thiere vermittelte Ausscheidung festerer Mergel. Doch fehlte

auch diesen Mergeln der Gehalt an unzersetzten Feldspäthen nicht, wie aus Professor C. Schmidt's mit bekannter Genauigkeit ausgeführten und berechneten Analyse hervorgeht *).

	Quistenthal.	Mütta bei Dorpat.	
	Thonmerg.	Thonmerg.	Dolomitm.
Dolomit	25,26 %	32,32 %	80,55 %
Zersetzter Feldspath	18,06	10,83	1,11
Mineraltrümmer, als Feldspath, Glimmer, Hornblende . . .	40,37	44,61	16,15
Quarz	16,31	12,24	2,19

Da der quartaire Thon unserer Provinzen viel mehr zersetzten Feldspath enthält, so beweist Dieses, dass zu den devonischen Thonen und zum Theil auch den Mergeln ein Material verwendet wurde, das seine Bildung Processen verdankte, in welchen mechanische Kräfte mehr, Erosion und Zersetzung aber weniger wirkten als zur Quartairzeit.

Aus der vorherrschend mechanischen Natur der Niederschläge dieser Etage erklärt sich sowohl die verhältnissmässig rasche und mächtige Entwickelung, als auch der schwankende Charakter ihrer Gesteine. Letzteres erkennt man am Besten an den Thon- und Mergellagen, welche das ganze Sandgebiet durchschwärmen, ohne an feste Horizonte gebunden zu sein, und niemals in gleicher Mächtigkeit lange anhalten, sondern bald in Nestern, bald in Lagen auftreten, die sich zu dünnen Schmitzen verjüngen oder ganz auskeilen.

Aus diesem Grunde sind die zahlreichen, meist unbedeutenden Entblössungen der untern Sandsteinetage nicht auf ein genauer gegliedertes Profil zurückzuführen, sondern ergeben als einziges, allgemeines Resultat: dass man von unten nach

*) Archiv für Naturkunde. Bd. I, Dorpat 1856, p. 483—500. Ob die Thonproben von Tammen und Orrawa devonisch sind, ist zweifelhaft.

oben und von N nach S gehend, zuerst vorherrschend Sandsteine, dann ein Thon- und Mergel reicheres Gebiet und endlich wieder vorherrschend sandige Schichten findet, auf welchen die Lager der Dolomitetage ruhen. Da die specielle Beschreibung der Lokalitäten hier nicht am Platze ist, so wollen wir die Lagerungsverhältnisse wenigstens an unserem besten Beispiele genauer durchgehen, nämlich bei Dorpat.

Die höchsten Punkte in der Umgebung Dorpat's befinden sich: auf der Domterrasse NW-lich von der Bibliothek (235′ engl.*) über dem Meere), beim Gasthause zum weissen Ross an der Rigaer Strasse (240′) und am Gutsgebäude von Rathshof (260′). Der Spiegel des Embach liegt, bei 0′ Pegelstand, 107′ hoch und erheben sich daher die Thalabhänge des Embach, im Weichbilde der Stadt, 128′ über das Niveau des Flusses, um flussauf- und flussabwärts ganz allmählig niedriger zu werden.

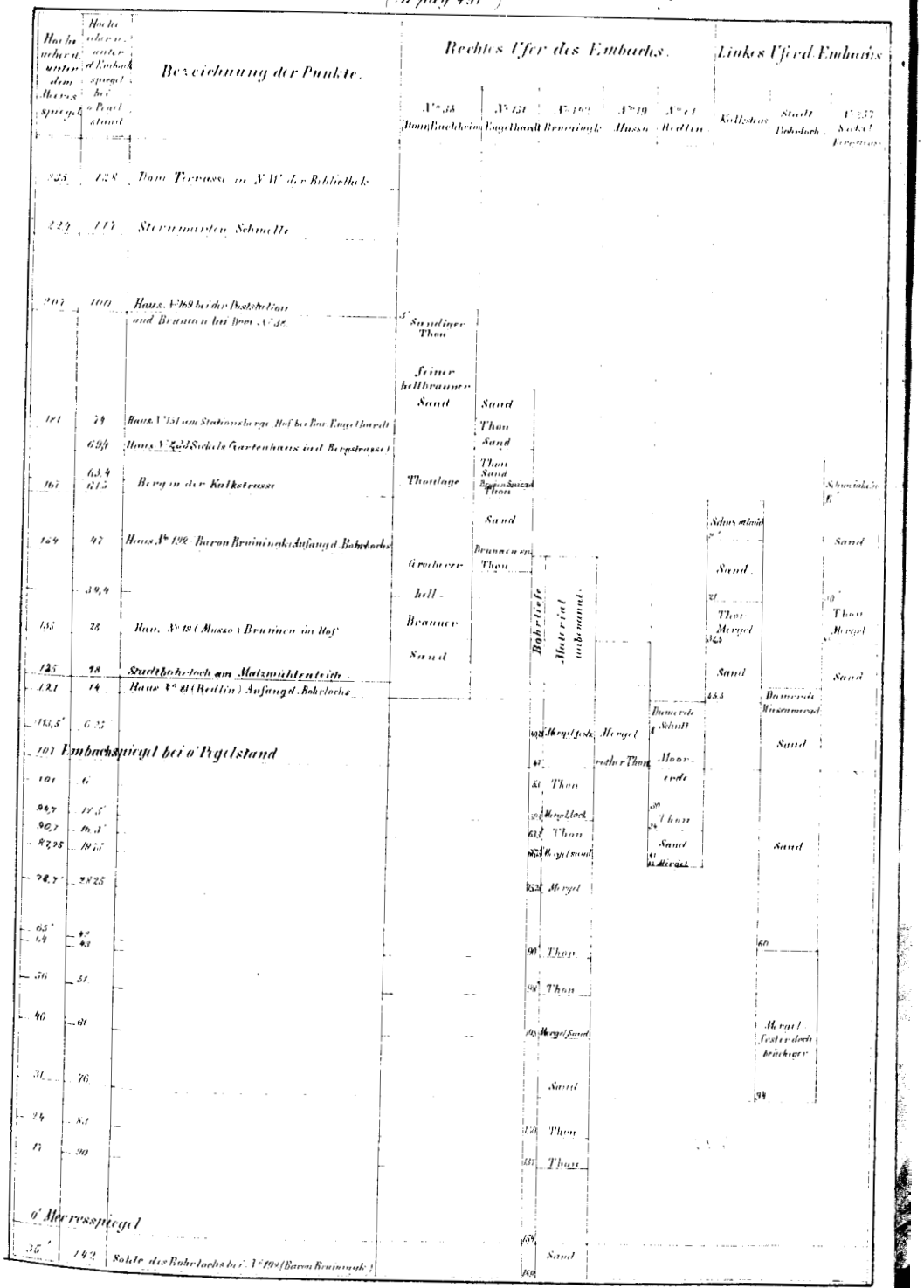
Diese Thalgehänge bestehen aus einem untern allmählig, und einem obern steiler aufsteigenden Theile. Die obern abschüssigen Thalwände treten beim NW-Ende der Stadt am nächsten aneinander**), flussabwärts aber allmählig auseinander. Zwischen diesen Ufergehängen fliesst innerhalb der Stadt, der im Mittel 26 Faden (182′) breite Embach, zweimal durch Brücken eingeengt, anfänglich in SO, dann zwischen den beiden Fähren unterhalb der Steinbrücke in O und hierauf wieder in SO-Richtung. Von seinem Spiegel finden wir an mehreren Stellen sowohl 25′ auf- als 25′ abwärts, recente Bildungen, wie Triebsand, Moorerde, Torf und Torf- oder

*) In allen spätern Angaben sind stets englische oder russische Füsse gemeint.

**) Der vom Armenpfleger-Verein herausgegebene Plan von Dorpat reicht zum Orientiren aus, doch sind einige Haus-Nrn. desselben unrichtig.

Lagerungsverhältnisse bei Dorpat

(zu pag. 491)



Alm-Mergel. Die steilern Thalwände entblössen devonischen Sandstein, Thon und Mergel, über welchen auf der Höhe mehr oder weniger mächtige quartaire Bildungen liegen. Puncte, an denen die devonischen Schichten bessere Profile aufweisen, sind: an der linken Flussseite: das Dorf Arrokülla, die Kalk-, Sand- und Bergstrasse; an der rechten: die Techelfersche-, Garten-, Stations- und Karlowastrasse. Letztere Profile waren meist nur vorübergehend sichtbar, indem sie entweder durch Bodencultur dem Auge entzogen oder durch dieselben Bauten welche sie hervorriefen, auch wieder verdeckt wurden.

Keines dieser Profile führt uns mehr als 40′ mächtiges, anstehendes devonisches Gestein vor Augen. Um einen grössern Durchschnitt des ganzen Schichtensystems zu erhalten, mussten die natürlichen Profile mit den Ergebnissen dreier Bohrlöcher und mehrer Brunnengrabungen in der Art zusammengestellt werden, wie auf der einliegenden Tafel ersichtlich.

Aus dieser Zusammenstellung ergiebt sich sogleich, dass in dem Schichtencomplex von 240′ Mächtigkeit, Sandsteine vorherrschen und ungefähr in der Mitte derselben, bald stärkere bald schwächere Thon- und Mergelsysteme vorkommen.

Wir erkennen ferner, dass die Profile an der linken Seite des Embach untereinander eine ziemlich analoge Anordnung der Schichten zeigen und ebenso die am rechten; beide Schichtensysteme mit einander verglichen weisen aber sehr auffällige Unterschiede auf.

So correspondiren das Thonsystem im Kalk- und Bergstrassenprofil bei Haus-Nr. 233 und der darüber und drunter liegende Sand und fallen am rechten Ufer die festen Mergel des Bohrloches von Nr. 192 (in 40′ Tiefe) mit dem Mergel

in der Brunnensohle Nr. 19 zusammen. Auch liegt der Mergel des Bohrloches bei Nr. 81 wenigstens noch in der Thonetage von Nr. 192. Dagegen ist weder das obere Thonsystem, noch der unter demselben liegende Sandstein, oder der noch tiefer gelegene untere Mergel des Stadtbohrloches (beim Malzmühlenteich) auf irgend eine Weise mit den Lagen im Brunnen von Dom-Nr. 38 und Bohrloch-Nr. 192 zu parallelisiren.

Genauer betrachtet sind aber auch die Schichten der, auf gleicher Flussseite gelegenen Profile nur im Grossen analog, denn es lässt sich ein und dieselbe Lage, sei es nun der festere, leicht kenntliche Mergel oder der Thon nicht auf grössere Erstreckungen verfolgen, sondern keilt aus. Das Thonsystem bei Arrokülla ist nicht so mächtig wie in der Stadt; der Sandstein über dem Thonsystem in der Bergstrasse erscheint viel thonreicher als die entsprechenden Lagen in der Kalkstrasse. Das vollständige Auskeilen einer 4′ mächtigen Thonbank bemerkten wir (im Juni 1859) sehr deutlich im Hof von Nr. 151 am Stationsberge; ferner im rothen Sande daselbst, ein von allen Seiten durch weissen, einige Zoll mächtigen Sand begrenztes 1—2′ starkes Thonnest, dessen grüne und blaue Lagen horizontal waren. In diesem Hofe sprechen auch zwei, nur 57′ von einander entfernte Brunnen, deren Spiegel 15,6′ Höhen-Unterschied aufwies, und der Brunnen bei Dom-Nr. 38, welcher in diesem Niveau nur eine dünne Thonlage durchsank, für die Unregelmässigkeit des Thonvorkommens.

Aus diesen Angaben geht zur Genüge hervor, dass die Thon- und Mergellagen der untern devonischen Sandsteinetage, weder in weitausgedehnten noch in bestimmten Horizonten auftreten, sondern nur in einer ziemlich mächtigen Region den

Sand unregelmässig durchschwärmen, oder in ihm Einlagerungen bilden.

Wollte man die Niveauunterschiede in den Thon- und Mergellagen durch verschiedene Hebung der einzelnen Punkte erklären, so müsste letztere auch nachzuweisen sein. Die lokalen Veränderungen der ursprünglich horizontalen Lagen, reduciren sich aber hier nur auf Fältelungserscheinungen, deren Effekt gering ist. Am Kalkstrassenprofil zeigen die untersten 13′ mächtigen Sandsteine einen Faltensattel, dessen Wendungen 10° W und O fallen, während in den drüberliegenden Mergeln nur ein schwaches 0,8° N 95,5° O gerichtetes Fallen zu bestimmen war. An der Bergstrasse schiessen die mittlern Lagen des 23,8′ mächtigen Sandsystems 2,75° N 56° O ein und würde nach diesem Fallen die Längsrichtung der Sattelflügel NNW—SSO sein. Die Schichten im Hofe der Nr. 151 ergaben nach genauer, freilich nur über 15 Faden auszudehnender Bestimmung 2,3° N 17° O gerichtetes Fallen. Diese überall ziemlich gleichförmige, zwischen N und O schwankende Fallrichtung ist aber zu gering um, bei den nicht weit auseinander liegenden Punkten, daraus den bedeutenden Unterschied in der Lage der Mergel- und Thonbänke an beiden Seiten des Embachs erklären zu können*).

Da wir auf eine allgemeine Betrachtung der Hebungs-, Senkungs-, Fältelungs- und anderer damit zusammenhängender

*) Alle diese Bestimmungen, sowie die Natur der Gesteine, lassen als Ergebniss der in Dorpat getriebenen und noch zu treibenden Bohrlöcher keine wahren artesischen Brunnen erwarten, sondern können die Bohrlöcher nur dazu dienen, um auf vielleicht weniger kostspielige Weise als durch Graben, Stellen aufzusuchen, wo das Wasser aus einem der Oberfläche näher liegenden Gebiet von Thonlagen zu lösen ist. Dass dort, wo die fast horizontalen devonischen Schichten senkrecht durchschnitten sind, wie im Embachthal bei Dorpat, Springquellen hervorkommen, ist ganz natürlich und erklärt sich noch besonders durch die Masse des angeschwemmten Landes im Grunde des Thals.

Erscheinungen in unserem Gebiete später kommen, so verlassen wir dieses Beispiel der Lagerungsverhältnisse unserer untern devon. Sandsteinetage, um daran noch anzuknüpfen: die Art und Weise der Auflagerung von devonischen Schichten über silurischen.

Schon im Eingange dieser Schrift gaben wir im Gebiete des Pernauflusses eine Uebergangs- oder Zwischenzone an, in der wir gewärtig sein können, bald die silurische, bald die devonische Formation entblösst zu finden. Dieses Gebiet verfolgten wir am Nawwastflusse: von Jellawerre über Tammeküllа, Wannaaue-Brücke und Tachwer; bei Riesa am Bache gleichen Namens und bei Torgel an der Pernau, sowie am Fennernbach: 2 Werst unterhalb des Kupferhammers, ferner beim Gesinde Kähra und bei Tachkuse. Die Profile an den genannten Punkten lehrten uns, dass zwischen dem kieselreichen Pentamerendolomit (Tammeküllа) und dem devonischen Sandstein (Torgel und Tachwer) ein 6—8′ mächtiges System von abwechselndem Sanddolomit, Dolomitsand, eisenkieshaltigem Thon und Thonmergel lagert, von welchen Gesteinen der Thonmergel (bei Torgel) obersilurische Versteinerungen wie *Eurypterus, Encrinurus punctatus* (Brünn), *Calymene Blumenbachi* (Brongn.) etc.*) einschliesst. Aus diesem System führt uns (bei Tammeküllа) ein versteinerungsleerer Dolomitsand nach unten zum Pentamerendolomit; bei Torgel ein entsprechendes nur thonreicheres Gestein mit *Aulacophicus sulcatus* (Eichw.) und Schwanzschild-Theilen von *Asterolepis* (Eichw. u. Pander) nach oben zum lockern Sandstein mit denselben Fisch-Resten ohne *Aulacophicus*. In beiden Fällen gehen die Gesteine

*) Vergl. briefliche Mittheilungen in Leonhard und Bronn's Jahrb. f. Min. 1859. p. 62. Ihr Inhalt wird in der Folge bei Beschreibung der einzelnen Lokalitäten ergänzt.

allmälig ohne irgend schärfer begrenzte Schichtungsfläche in einander über. Wir müssen daher folgern, dass in diesem Gebiete der silurischen und devonischen Formation, das devonische Meer als ununterbrochene Fortsetzung des von N nach S zurückweichenden Silur-Meeres anzusehen ist, dessen Wasser an kohlensauerer Kalk- und Talkerde ärmer und an herbeigeführten Detritus-Massen reicher wurde.

Höhlenbildung.

Schliesslich haben wir noch der, für die untere Sandsteinetage bezeichnenden Höhlenbildungen zu erwähnen, des einzigen Gegenstandes, welcher in diesem Gebiete der Devonformation die Aufmerksamkeit des grössern Publikums stets auf sich zog, und zu mancher Fabel über Grösse, Ursprung und Verwendung der Höhlen führte. Die am meisten bekannten Höhlen finden wir: beim Dorfe Arrokülla, 4 Werst von Dorpat, unter dem modernen Namen Labyrinth; bei Kiddijerw und am Aiabache, von den Esten Taiwa-Kodda, d. h. Himmelshäuser, genannt; im Bümsche-Gebiet bei Petschur (Katakomben); bei den Gütern Helmet und Korküll ohne besondere Benennungen; am Pernaufluss bei Torgel (Pforten der Hölle); an der Salis bei Salisburg (Teufelshöhle) und Kolberg; am ~~Neubach~~ beim Gesinde Koiküll (Opferhöhle der alten Liven); an der livländischen Aa bei Lindenhof (Teufelsofen), Segewold (Petershöhle), Cremon (Gutmannshöhle); in Kurland an der Abau bei Rönnen (Maria's Zimmer, Mare Kamber der Letten) und bei Slihterhof in den blauen Bergen (Davidsgrotte).

Im speciellen Theile der Beschreibung unserer beiden Provinzen sollen genauere Angaben über diese Höhlen folgen; hier haben wir ihr geologisches Interesse zu berücksichtigen. Sie kommen nur dort vor, wo der Sandstein etwas fester als

gewöhnlich ist, doch auch nicht mehr Festigkeit aufweist als zur nothdürftigen Erhaltung der Höhlenwände erforderlich ist; ihre Mündungen sind nicht vorherrschend nach einer Himmelsgegend gerichtet, doch befinden sich alle bedeutenderen an den von Flüssen entblössten Sandsteinprofilen; noch niemals fand man in ihnen (so viel uns bekannt ist) fossile Reste der Quartairzeit. Aus den beiden letzten Momenten schliessen wir, dass die natürlichen und nicht von Menschenhänden geschaffenen Höhlen der Einwirkung des Wassers ihren Ursprung verdanken. Das Quartairmeer scheint in der ersten Zeit mit seiner Strömung und Brandung mehr zerstörend als Höhlen bildend gewirkt zu haben, und erzeugten erst später die höher als jetzt stehenden Flüsse (z. B. bei der Gutmannshöhle in 22′ über dem Aaspiegel und bei der Höhle von Torgel an einer etwas weniger hohen Stelle, wo der Flusslauf einen einspringenden Winkel macht), namentlich in der Region ihres höchsten und niedrigsten Wasserstandes, dort Höhlen, wo der Sandstein durch kleinere, leicht herausfallende Thonnester, durch stärkere Kluftflächen, durch Stellen lockern Sandes in festerm Gestein u. dgl. m. zum Auswaschen aufforderte. Dieselbe Wirkung üben aber auch unsere jetzigen Flussläufe aus und mag manche alte Biberwohnung allmälig zur Höhle umgestaltet worden sein. Die meisten Höhlen mögen indessen dadurch entstanden sein, dass Tagewasser und Quellen, wenn sie über Thon- und Mergellagen und unter dem daraufliegenden Sandstein hervorkommen, zuerst ein wenig Sand herausarbeiten und dann grössere Massen von oben nachstürzen (Salisburg). Dieses Nachstürzen — eine Erscheinung, die den Arbeitern in unsern Sandgruben wohl bekannt ist und bisweilen Unglücksfälle veranlasste (Wenden) — scheint in den meisten Fällen zur wesentlichen Erweiterung der Höhlen beigetragen zu haben, doch erkennt man

ausserdem an mehreren die Arbeit der Menschenhand (Labyrinth bei Dorpat, Opferhöhle der alten Liven, die im Wendau-Kirchspiel 1702 entdeckte, wahrscheinlich mit einem der Himmelshäuser identische Höhle, Mare Kamber etc.).

Mächtigkeit.

Die Profile bei Dorpat haben uns 240′ als grösste bekannte Mächtigkeit der unteren devonischen Bildungen vorgeführt. Vielleicht ist es erlaubt, noch 30′ der Torgeler Sandsteine hinzuzufügen, da diese sich in Korn und Zusammensetzung von den tiefern Proben des Dorpater Bohrlochs unterscheiden.

Wo wir die Küste des devonischen Meeres verfolgen können, hatte sie flache Ufer. Die 30′ mächtigen Sandsteine von Torgel konnten 2 Meilen weiter nördlich reichen und hat der obersilurische Wellendolomit bei Tammeküllа keinem tiefen Wasser angehört. Auch die mit zarten Wellenfurchen versehenen kalkhaltigen Glimmersandsteine von Rannaküllа mit *Dipterus*-Zahnplatten (Ag.) und *Asterolepis* (Eichw. et Pander), werden weil sie die höchsten Schichten sind, auch nicht mehr in grosser Meerestiefe abgelagert worden sein. Die ursprüngliche Tiefe des Devonmeeres muss aber hier schon bedeutender gewesen sein, da wir in ziemlich gleichem Abstande von der Küste die Schichten bei Dorpat zu 240′ Mächtigkeit ansteigen sehen, ohne dass an ihrem Grunde die Silurformation erreicht wird. Obgleich bei Omut an der Narowa die devonischen Schichten kaum 12′ mächtig sind, so scheint doch in der Bodensenkung, die (wie wir später sehen werden) dem Peipus zum Bette dient, das Gestein rasch zu grösserer Mächtigkeit anzusteigen.

Im Allgemeinen hat man sich auch hier, wie überall wo der Boden Fältelung aufweist, vor Berechnung der Mächtigkeit nach

dem Fallen der Schichten zu hüten. Die höchste Erhebung des untern Sandsteins fällt in das Dolomitgebiet und beträgt dort 600′.

Versteinerungen.

In der allgemeinen Beschreibung der untern devonischen Etage musste es unsere Aufgabe sein, an die Schilderung der Lagerungsverhältnisse auch eine Uebersicht derjenigen Versteinerungen zu knüpfen, welche diesen Theil der devonischen Formation besonders charakterisiren.

Beginnen wir mit den Pflanzenresten, so ist *Aulacophicus sulcatus* (Eichw.), leitend für die Uebergangszone von der silurischen zur devonischen Formation, während mit ihm auch *Fucoiden* vorkommen, die wir in der Dolomitetage wiederfinden. Von Schaalthieren hat sich — vielleicht eine Stelle im Salisburgschen ausgenommen, welche wir bei den Dolomiten besprechen, nur die zuerst bei Dorpat und später an mehren andern Stellen (Krassnaja Gora, Fellin etc.) im Thonmergel gefundene *Lingula bicarinata* (Kutorga) erhalten. Ferner kommen jene räthselhaften Körper, die Pander *Trochilisken* und Ehrenberg *Miliola* nannte, sowohl im Thon gleich über den Silurbildungen (Gouv. St. Petersburg), als in wenigstens 240′ über demselben (Dorpat) vor. Alles übrige paläontologische Material besteht in Fischresten, die im Ganzen nicht selten, aber nie vollständig erhalten angetroffen werden. Ihre Bestimmung hat daher grosse Schwierigkeiten gemacht. Seit bald 25 Jahren lag dieselbe in den Händen ausgezeichneter Forscher, unter welchen wir die Namen: Asmuss, Agassiz und Pander hervorheben, und gediehen in jüngster Zeit die paläontologischen Untersuchungen so weit, dass über die meisten Genera unserer Devonformation ein helleres Licht

verbreitet ist. Da aber die umfassenden Arbeiten Pander's*) gerade mitten im Erscheinen sind und uns die Beschreibung der devonischen Fische Livlands versprochen wird*), so halten wir es für gefährlich, in diesem Augenblicke mit einer Reihe von Namen und Bestimmungen hervorzutreten, welche vielleicht zu Irrthümern und Verwechselungen Veranlassung geben würden, jedenfalls aber zwischen jene, in der Herausgabe begriffene langjährige Arbeit, eine unvollkommene, nicht rein paläontologische schieben würde.

Wir beschränken uns daher jetzt auf einige wenige Angaben über das Vorkommen der Fischreste, deren Berichtigung und Erweiterung, auf Grundlage neuer Funde, wir gern sehen werden.

Der schwankende Charakter in der Gesteinnatur unserer untern devonischen Etage und die Unregelmässigkeit der Lagerungsverhältnisse muss sich auch in der Vertheilung der Versteinerungen aussprechen. In der That suchen wir vergebens nach festen Horizonten mit leitenden Fischresten. Dagegen wird sich jedem Forscher in diesem Gebiete bald die Ueberzeugung aufdrängen, dass gewisse Regionen durch das zahlreichere, und zuweilen auch durch das mannigfaltiger entwickelte Auftreten gewisser Gattungen und Arten bezeichnet werden.

Homostius (Asmuss) und *Heterostius* (Asmuss) scheinen an die thonreicheren Gebiete gebunden zu sein und kommen Bruchstücke derselben zuweilen in ganzen Lagen vor. Wir besitzen beide Gattungen von Dorpat, Fellin und Burtneck. Nach einer Mittheilung, die wir dem Begründer dieser Genera verdanken,

*) Dr. Ch. H. Pander: Die Placodermen des devon. Systems. St. Petersburg 1857, und die Ctenodipterinen d. devon Syst. Ibidem 1858.

*) Vgl. pag. 23 der Placodermen.

wurden sie auch bei Krassnaja Gora am Peipus und an der Aa bei Kremon gefunden. *Asterolepis* (Eichwald et Pander), obgleich überall verbreitet, wächst an Anzahl mit abnehmender Meerestiefe; dasselbe gilt für die von Pander als Schwanzschilder des *Asterolepis* gedeuteten Reste. *Dipterus* (Sedg. et Murch.)-Zahnplatten, fanden wir in den verschiedensten Horizonten, dagegen die zu demselben Thiere gestellten, in der Dolomitetage nicht gar seltenen Wirbel, kein Mal im untern Sandstein. *Dendrodus* (Owen), *Lamnodus* (Ag.) und *Cricodus* (Ag.); sind meist an Sandstein gebunden; *Coccosteus* (Ag.) mehrt sich, je höher wir steigen, und ebenso *Holoptichius* (Ag.); *Cheliophorus* (Ag.) ist eine seltene Erscheinung; *Ptyctodus* (Pander), *Cheirodus* (Pander), *Holodus* (Pander) und *Helodus* (Ag.) fanden wir in unserer untern devonischen Etage nicht.

Die mittlere oder Dolomitetage.

In ihr herrschen Dolomite vor, deren Lager an der bekannten Grenzlinie ihes Auftretens, in Mittel-Livland zuerst nur sporadisch, in Kurland (an der Abau) von Sandstein unterbrochen erscheinen, weiter nach S und O aber zwei grosse zusammenhängende Gebiete bilden.

Vorkommen.

Gehen wir kurz die Gegenden durch, wo wir sie beobachtet haben.

An der N- und O-Seite der Haanhof- und Oppekaln-Höhen sporadische, nicht mächtige Lager: bei Lobenstein, Illi und Parmo im Neuhausenschen, bei Akkawim an der Peddetz; östlich von dieser Gegend, bei zunehmender Entwickelung: zwischen Neuhausen, Petschur und Isborsk, wo von Metkowizi, Rassilowa und Oluchowa an, ein grosses Lager,

wahrscheinlich im Zusammenhange bis zum Ilmensee fortsetzt; südlich von Akkawim, im Peddetz-Gebiete, nach Unterbrechung durch die Sandsteine von Jurrensky und Neu-Annenhof, kleine Lager an der Guldap und bei Lettin.

An der W-Seite der Haanhof- und Oppekaln-Höhen: bei Rauge und Kosse sporadische Lager; weiter SW-lich an der Waidau (Gruhbe-Mühle bis Hoppenhof), Schwarzbeck (Treppenhof bis Perkegesinde) und an der Aa (von Vaucluse bis Adsel) ein vielleicht ununterbrochenes Lager, dessen äussere Randbildungen in dünnen Lagen über Aahof bis ins Lysohn- und Tirsengebiet reichen.

In WSW von Adsel, nach längerer, kein anstehendes Gestein zeigender Unterbrechung, sporadische Dolomitgebilde bei Ronneburg, zwischen Ronneburg und Wenden, bei Wenden und an der Ammat. Von Nurmis beginnt ein Lager, das bis Allasch reicht und von hier an durch die Gesteine von Kalneweem, Jauneseem und Adamshof, wahrscheinlich mit den Gebilden am grossen und kleinen Jägelflusse (Rodenpois und Lindenhof bis Stopinshof) und mit dem Dünalager in ununterbrochenem Zusammenhange steht.

Das grosse Dünalager verfolgen wir an diesem Flusse von den Rigaer Bohrlöchern bis Nizgal zwischen Jakobstadt und Dünaburg, und an der Ewst bis Laudohn und Friedrichswalde. An letzterm Punkte und bei Lubahn können die Lager schon sporadische sein, sowie auch kein Zusammenhang dieser mit den Dolomiten an der Malta und Reshiza im Rositenschen Kreise nachzuweisen ist.

Zwischen Düna- und kurischem Aa-Gebiete sind die Schichten nirgends im Zusammenhange entblösst. Am nächsten treten die Gesteine aneinander zwischen Römershof (Düna) und Stenke-Krug (Memel). Ungefähr dieselbe Entfernung (17 Werst)

hat Gr. Eckau von Baldohn, wo wir aus den Schwefelquellen mit ziemlicher Gewissheit auf anstehendes Gestein in nicht allzugrosser Tiefe schliessen. Auch zwischen Garssen (Sussej) und Podunaj (Düna) ist ein Nähertreten der Dolomitbildungen zu bemerken, doch hat wegen schlechter Profile diese Gegend weniger geognostischen Werth.

In Kurland müssen wir, ungeachtet häufiger Unterbrechung des Zutagegehens der Gesteine, doch ein zusammenhängendes Gebiet der Dolomitetage, welche sich hier durch grössern Thongehalt auszeichnet, annehmen. Die kurische Aa lehrt uns die entsprechenden Bildungen kennen: von Schlock oder von ihrer alten Mündung bei Kauger über das Mitauer Bohrloch bis Bauske. Ebenso bemerken wir sie an ihren linken (Würzau bis Islitz) und rechten (Eckau) Zuflüssen, sowie an der Memel und Muhs, nach deren Vereinigung die kurische Aa ihren Namen annimmt. Im Flussgebiet der Memel verfolgen wir die Gesteine dieser Etage bis Herbergen an der Sussej und Gross-Memelhof an der Memel, worauf sie, nach längerer Unterbrechung, an der Oknist und bei Garssen auftreten und sich mit den Gebilden bei Assern und am Eglonflusse dem Dünagebiete nähern.

Kehren wir zur Memel zurück, so haben wir an ihrer linken Seite, im Birsenschen Gebiete an der Aposcha und Rowje, sowie bei Butnjuni (?), Dolomit- und Gyps-Entblössungen. Von hier gelangen wir ins Muhsgebiet, das mit seinen Nebenflüssen: Smordenka oder Tatolle, Piewies, Lawenna, Dolgowenna und Kroj, die Dolomite bis zur oben beschriebenen Grenze des Zechsteinbeckens aufweist und an dem fortsetzenden Rande desselben, bei Shagory und an der Lehdischmündung ebenfalls hierher gehörende Gesteine beobachten lässt.

In W der untern Aa sind bis zur Abau anstehende Gesteine nicht selten (Kemmer, Schlampen, Janne, Lahtsche, Rauden, Alt-Moken, Tuckum). Die Abau entblösst von Irmelau bis Brink-Rönnen mit geringer Unterbrechung überall diese Etage und ebenso an einigen ihrer linken Zuflüsse (Immul und Ammul), sowie an ihrer rechten Seite beim Kunnegesinde und bei Zehren und Senten.

An der Windau werden uns dieselben Bildungen, mit der einzigen Unterbrechung zwischen Irgen und Waarenhof, von Goldingen bis Gross-Windaushof vorgeführt. Weiter westlich zum Meere hin finden wir sie an der Riewe, Alloksne, Tebber und Durbe, sowie endlich, wie schon früher bei den allgemeinen Grenzen angegeben wurde, am Tosmarsee, bei Libau und bei Medingäni an der Minia.

In welcher Art die Dolomite unter der obern Sandsteinetage fortsetzen, ersieht man aus der angegebenen Begrenzung letzterer.

Bestandtheile und Lagerungsverhältnisse im Allgemeinen.

Ausser den Dolomiten sehen wir dolomitischen Kalkstein, Kalkstein, Mergel mit Pseudomorphosen nach Kochsalz und Thon mit oder ohne Gyps in dieser Etage auftreten, doch fanden wir, auch bei ziemlich bedeutendem Kieselgehalt einiger Gesteine, innerhalb derselben (eine Region in Kurland ausgenommen) keine wahren Sandsteine, an ihren Grenzen aber Dolomitsand oder Sanddolomit. Oft verändert sich in einer und derselben Schicht das Material in auffallender Weise, während andererseits grosse Gebiete vorkommen, in welchen die Gesteinnatur eines Schichtensystems im Ganzen recht gleichmässigen Charakter bewahrt. — Unter den Farben der Gesteine herrscht Gelb und Grau vor, seltener ist Roth und Blau.

Die Lagerung erscheint gewöhnlich gestört, doch beschränkt sich diese Störung auf eine nicht bedeutende Hebung

und Fältelung der Straten. Letztere traf die noch im pelomorphischen Zustand befindlichen Schichten. Ein Reissen der Lager, verbunden mit verschiedener Hebung der einzelne Theile, gehört zu den seltenen Erscheinungen. Die Schichtungsfugen sind meist deutlich, die zahlreichen Kluftflächen ohne nachweisbaren, gesetzmässigen Zusammenhang.

Man könnte, nach oberflächlicher Betrachtung, leicht verleitet werden, diese Dolomitlager als Fortsetzung oder vollkommenere Entwickelung der im untern Sandstein umherschwärmenden Mergel und Thone zu betrachten. Bei dieser Annahme müssten aber beim Verfolgen der Schichten von N nach S, z. B. im Woogebiete oder im Aalaufe (von Adsel bis Raunemündung), die Mittelglieder oder allmälig zunehmende Mergel- und Thonlagen zwischen den Dorpater und Isborsker oder Kannaküllа und Ronneburger Gesteinen zu beobachten sein, was nicht der Fall ist. Der einzige Punkt, wo die Dolomit-Mergellagen vielleicht zu mächtigeren Dolomitlagern anwachsen, könnte die Gegend oberhalb Salisburg sein, von wo wir Gesteinproben mit *Rhynchonella livonica* (Bùch) erhielten, doch leider die Localität selbst nicht in Augenschein genommen haben. Indessen zeigen sich auch weiter südlich von dieser Gegend wieder vorherrschend Sandsteine. Ueberhaupt bemerkten wir, dass an den Rändern der kleinern und grossen Dolomitgebiete sehr bald und gewöhnlich Sandstein vorherrscht, während (wie schon gesagt wurde) innerhalb jener, diese nicht auftreten. Bei obiger Annahme endlich wären die gewöhnlich über den Mergeln liegenden Sandbildungen der untern Etage für obere devonische Sandsteine anzusehen, wogegen ein Vergleich mit der Ausbildungsweise letzterer an der Düna und in Kurland entschieden spricht.

Dennoch hat die Deutung des unvermittelten plötzlichen

Erscheinens der Dolomitlager ihre Schwierigkeit und kann dasselbe nur erklärt werden durch die in einer gewissen Zeit und Region des devonischen Meeres, veränderte Meerestiefe, durch Aufhören der mechanischen und Eintreten der chemischen Niederschläge, sowie durch Erhöhung des Thierlebens, insbesondere der Mollusken, welche ihren Einfluss beim Bildungsprocess der Gesteine in nicht geringem Grade bemerkbar machen musste.

Betrachten wir die kleinern und grössern, innerhalb unserer Provinzen 50′ bis 150′, ausserhalb derselben 320′ Mächtigkeit erreichenden Dolomitlager genauer, so bemerken wir an den Rändern derselben nirgends eine schärfere, den Becken- oder selbst flachen Muldenbildungen eigenthümliche Begrenzung der Gesteine, sondern einen, oft durch Dolomitsand vermittelten Uebergang der dolomitischen Lagen in Sandsteine, welcher aber der sogenannten auskeilenden Wechsellagerung nicht entspricht.

Die Annahme, dass hier in einem Horizonte gleichzeitig Sandstein und Dolomit gebildet wurde, ist nicht zu halten. Ein Detritus liefert im Allgemeinen in derselben Zeit mächtigere Schichten als der chemische und durch Thiere vermittelte Dolomitbildungsprocess. Nur dort, wo die Quantität der niederfallenden mechanischen Beimengungen des Meerwassers so gering geworden, dass ihr Product den sich bildenden Dolomitlagen in Mächtigkeit entsprach, nur dort liesse sich die beobachtete, wenig gestörte, gleichförmige Randbildung unserer Dolomitlager erklären. Wäre aber auch unter diesen Verhältnissen, abgesehen von dem in der Natur erscheinenden kurzen Uebergangsraum von Dolomit zu Sand, die Bildung eines kleinen, rings von Sand umschlossenen Dolomitlagers begreiflich und möglich?

Wir sind daher gezwungen, uns nach einer andern Erklärung der Randbildung umzusehen und finden sie leicht in der Natur des lockern Sandes, welcher als Boden der sehr flachen Dolomitbecken, bei ruhiger ungestörter Entwickelung letzterer, zur Bildung von Mittelgesteinen, wie Dolomitsand und Sanddolomit, Veranlassung gab und die scharfe Begrenzung der Beckenränder geradezu unmöglich machte.

Je mehr wir am äussern Rande eines Dolomitlagers oder flachen Beckens in die Höhe steigen, desto grössere Ausbreitung gewinnen die Schichten und überlagern die höchsten derselben, offenbar den untern Sandstein. Am deutlichsten tritt dieselbe Erscheinung in der obern, später zu betrachtenden Sandsteinetage hervor, deren Schichten, als jüngste Bildung, auch dort hinüber greifen, wo keine Dolomite unter ihnen liegen, und daher directe Auflagerung des obern über unterm Sandstein eintritt.

Diese Momente veranlassten uns, den Dolomitlagern mit ihrer flachen Beckenform den Namen einer Etage zu geben und sie nicht als wechsellagernde, sondern als aufgelagerte Bildungen zu betrachten.

Die nicht scharfe äussere Begrenzung des Dolomitgebietes ergiebt sich daraus, dass Zuführung und Ablagerung der zur untern Sandsteinbildung verwendeten Detritusmassen, von verschiedenen Umständen, wie Strömung, Winden, Natur und Gestaltung des Bodens abhing und nicht gleichmässig erfolgen konnte. So scheint, ganz abgesehen vom Mangel an Entblössungen zwischen Ronneburg und Adsel, der Sandbildungsprocess in der Mitte des von der livländischen Aa, der Ewst und der Düna umschlossenen Gebietes am weitesten nach S vorgeschritten zu sein und seine grösste Mächtigkeit erlangt zu haben. Ueber diesem Sandstein kamen in höherm

Niveau als an andern Stellen, kleine sporadische Dolomitbecken zur Ausbildung.

Gliederung und Facies der Dolomitlager.

Nachdem wir in dieser Weise die allgemeinsten Beziehungen der flachen Dolomitbecken zum untern Sandstein kennen gelernt haben, und später, in einem besondern Abschnitte, Natur und Genesis der Gesteine unserer Dolomitetage genauer behandeln werden, gehen wir jetzt an die Gliederung derselben, auf Grundlage ihrer lithologischen und paläontologischen Merkmale.

Durchwandert man unser ganzes Dolomitgebiet, so drängt sich bald die Ueberzeugung auf, dass die Verschiedenheit der Bildungsräume sich sowohl in Natur und Mächtigkeit der Gesteine als auch in der Entwickelung des Thierlebens ausspricht. Vergebens wird man versuchen, die Dolomitsysteme an der äussersten Ostgrenze Livlands und die an der Düna oder in West-Kurland auf ein speciell gegliedertes Profil mit wenigen leitenden Versteinerungen zurückzuführen. Höchstens gelingt es überall die Analogie zweier Hauptabtheilungen des Systems aufzufinden, von welchen die eine hier fehlt, dort auf ein Minimum herabsinkt oder bei vollständigerer Ausbildung, andere Gesteine, andere Petrefacten oder dieselben doch durch kleine Unterschiede in der Entwickelung und Vorkommen bezeichnete Formen aufweist. Aus diesen Gründen und weil uns das typische Auftreten einzelner, kleiner abgeschlossener Lager unwillkührlich darauf führt, erkennen wir in unserm und dem benachbarten Gebiete zwei Bildungsräume mit verschiedener Facies, innerhalb welcher, ungeachtet mancher nicht unbedeutender Schwankungen, doch der entsprechende Typus wiedererkannt wird.

1) Die Welikaja-Facies, so genannt, weil in ihrem

Gebiete uns an der Welikaja die besten Profile entgegentreten.

2) Die Düna-Facies, aus ähnlichen Gründen ihren Namen führend doch im nördlichen und südlichen Theile wesentlich modificirt.

Die Welikaja-Facies.

Dasjenige Gebiet der mittlern oder Dolomitetage unserer devonischen Formation, welches wir unter diesem Namen aufführen, erstreckt sich aus der Neuhausenschen Gegend in Livland, über Isborsk, die Welikaja und den Schelon bis zum Ilmensee. Wir besitzen in unsern Provinzen nur den äussersten Westrand der ganzen Bildung und konnte diese Einsicht nur aus der Untersuchung des weit über die Grenzen Livlands nach O fortsetzenden Gebietes gewonnen werden, woher wir die Berücksichtigung desselben hier nicht umgehen können.

Die Welikaja-Facies zerfällt in 2 Glieder oder Abtheilungen. Die obere Abtheilung führt weichen Kalkstein, Dolomit, Mergel und Thon in welchem bei Isborsk grössere Gypslager, am Schelon und im Bohrloch von Staraja Russa nur unbedeutende Gypsschnüre bisher bemerkt wurden. Ob die Salzsoole von Staraja Russa aus dieser Abtheilung oder aus tiefern Schichten des devonischen Systems oder gar aus der silurischen Formation stammt, ist noch nicht entschieden*).

Die untere Abtheilung enthält feste, oft krystallinische, kieselhaltige Dolomite, unter welchen ein, durch seine kleinen runden Löcher leicht kenntlicher fester Dolomit liegt, den wir der Kürze wegen „punktirten" nennen werden. Letzterer

*) Vgl. „Inland" Jahrg. 1858 Nr. 15: Ueber das Erbohren sudwürdiger Salzsoole in den Ostseeprovinzen.

lagert entweder direct auf dem untern Sandstein, oder es treten zwischen beiden Gesteinen noch Thonlagen auf.

Beide Abtheilungen nehmen von W nach O an Mächtigkeit zu, so dass die Lager im Neuhausenschen nur 10—15', bei Isborsk und Pleskau schon 50—100', am Schelon, wo nur die obere Abtheilung entblösst ist, unzweifelhaft noch mehr und endlich die am Bohrloch von Staraja Russa 320' mächtig sind.

Die obere Abtheilung, welche bei vollkommener Ausbildung, zwischen zwei, meist aus weichern dolomitischen Kalkstein- bestehenden Systemen, Thon- und Mergellagen führt, birgt in letztern ihren grössten Schatz an Versteinerungen. Je nach der Entwickelung des Thons, wächst oder sinkt Zahl und Mannigfaltigkeit der Thierreste. Sie unterscheidet sich von der untern Abtheilung, durch den lithologischen Charakter und durch den Reichthum an Versteinerungen, doch ist der Umstand besonders hervorzuheben, dass keine Form der untern Abtheilung bekannt wurde, welche nicht auch in der obern vorkäme.

Hieraus folgt, dass die Petrefakten der untern Abtheilung, in ihrem vereinzelten Vorkommen leitend für dieselbe, in ihrer allgemeinen Verbreitung leitend für das ganze Schichtensystem sind. Zu diesen Petrefakten gehören: *Rhynchonella livonica* (Buch.), *Spirigerima reticularis* (Linn.), *Spirifer Archiaci* (Vern.) und *Spir. tenticulum* (Vern.), *Orthis striatuta* (Schloth.), *Euomphalus Voronejensis* (Vern.), *Stromatopora* spec., *Ptyctodus*-Zähne, *Dipterus*-Wirbel. Die Armuth an *Fucoiden* ist bezeichnend für das ganze Gebiet.

In der obern Abtheilung kommen zu den genannten Versteinerungen, als weiterverbreitete hinzu: *Rhynchonella Meyendorffi* (Keys.), *Orthis crenistria* (Phill.), *Spirifer granosus* (Vern.), *Avicula socialis* Schlth. (aff.), *Avicula*

Wörthi (Vern.), *Tellina* spec., *Pecten Ingriae* (Keys.), *Isocardia Tanais* (Vern.), *Serpula omphalotes* (Goldf.). *Orthis crenistria* bezeichnet einen festen Horizont in den obern Lagen, *Caulerpites pennatus* (Eichw.) die Grenze zwischen der obern und untern Abtheilung.

Einzelne Regionen werden auch hier durch besondere Lebensformen, oder — wenn wir annehmen, dass in diesem Gebiete der Vorrath an Versteinerungen noch nicht überall gehörig ausgebeutet wurde — durch das zahlreichere Auftreten derselben, an andern Punkten der obern Abtheilung nur vereinzelt erscheinenden Thierreste bezeichnet.

Das Zarützin-Bohrloch bei Staraja Russa welches von oben nach unten, 40′ Kalkstein, 120′ Thon mit 6 im Ganzen 10′ mächtigen Zwischenlagen von festem Mergel, 110′ Kalkstein und 50′ mit einander wechselnde Kalkstein- und Sandsteinlagen durchsank, lieferte uns aus den versteinerungsreichen Zwischenlagen des 120′ mächtigen Thonsystems der obern Abtheilung, Bruchstücke von *Orthoceren* (mit *Cyrtia* Sp. n.*) und *Spirifer tenticulum* bis *Archiaci*), nach welchen wir vermuthen, dass hier *Cephalopoden* häufiger vorkommen als im Westen, wo sich nur ganz vereinzelt hier und da ein *Orthoceras* oder *Gomphoceras* einstellt. Nördlich von Staraja Russa finden wir im eisenschüssigen rothen und bunten Kalkstein und im Thon, bei Retlo am Ilmensee, bei Buregi und am Schelon oberhalb Mschaga, neben den allgemeiner verbreiteten, auch hier wie bei Staraja Russa in Habitus und Erhaltung vollkommen übereinstimmenden Versteinerungen, die nicht gerippte *Spirigera Helmerseni* (Vern.), *Productus pro-*

*) Da bis zum Erscheinen unserer Monographie der Versteinerungen Livlands etc. noch einige Zeit vergehen wird, so ziehen wir es vor, neue Arten-Namen ohne Beschreibung, hier nicht aufzuführen.

ductoides (Murch.) und *Pr. subaculeatus* (Murch.), *Lima rectangularis* (Eichw.) und *Lingula* spec., *Orthoceras subfusiforme* (Münst.). Diese wurden im westlichen Theile des Gebietes noch nicht gesammelt und kommen die *Producten* erst im kurischen Gebiet vor, aber freilich unter andern Verhältnissen.

Im Porchowschen Kreise, bei Pleskau und bei Isborsk sind die von 30′ (Schelon) bis auf 6′ (Isborsk) sinkenden Thonlagen reich an Crinoiden, unter welchen sich *Dimerocrinites oligoptilus* (Pacht) auszeichnet. Von den zahlreichen Brachiopoden finden wir bald glatte, der *Spirigera concentrica* (Buch) näher stehende Formen, wie *Spirigera Puschiana* (Vern.) oder *Spirigera Helmerseni* (Vern.), bald der *Rhynchonella livonica* verwandte gerippte, wie *Rh. Versiloffi* (Vern.) und *Rh. cuboides* (de Kon.) oder an einem andern Punkte *Orthis opercularis* (Vern.), welche sich der *Orthis striatula* anschliesst. Auch das Auftreten der drei nahe verwandten *Spiriferen*: *Archiaci*, *tenticulum* und *muralis* (Vern.) scheint zum Theil von der jedesmaligen Localität abhängig zu sein. Die *Conchinen*: *Pecten*, *Isocardia*, *Avicula* und *Tellina* fanden bei Isborsk einen ihrer Entwickelung sehr günstigen Aufenthaltsort.

Westlich von Isborsk geht bei Oluchowa, Kollesowka und Rassilowa nur die untere Abtheilung der Dolomitetage mit häufigern *Ptyctodus*-Zähnen zu Tage. Hier lagern über eisenschüssigem Sandstein zuerst punctirte und dann gelbliche oder rothgefleckte Dolomite. In N von Isborsk kommen wir bald zum untern Sandstein, in NW, auf dem Wege nach Petschur, bei Kowalki zu einem noch recht mächtigen Dolomit- und Mergelschiefersystem, welches bei Metkowizi und Sagorje auf zwei Faden, ja zuletzt auf einige Fuss punctirten Dolomits und

darunterliegenden Thones herabsinkt. Zwischen Petschur, Rassilowa und Neuhausen sind untere Dolomite dann und wann entblösst. Weiter westlich und südlich bemerken wir aber im Neuhausenschen bis 15′ mächtige graue und gelbliche brüchige und schiefrige mit Thon wechselnde Mergel, die wir nach ihren Versteinerungen als genetisch untereinander verwandte, der obern Abtheilung unserer Welikaja-Facies angehörende Gebilde betrachten müssen. Zu diesen äussersten, lappenartigen Randbildungen des ganzen Gebietes gehören die Gesteine von Parmo an der Peddetz, bei Illi und einem kleinen Bächlein, 1/2 Werst vom Gute Neuhausen, sowie im Ortomaschen Walde und bei Lobenstein (Kiwwi) nördlich von Neuhausen, wo auch punctirte Dolomite zu Tage gehen. Sie enthalten *Spirigerina reticularis, Rhynchonella livonica, Rh. Meyendorffi* (Geschiebe von Illi), *Spirifer tenticulum* und *Archiaci, Avicula* spec., *Stromatotopora* spec. (Peddetz), *Pleurotomaria* spec., *Serpula omphalotes, Orthoceras, Encriniten*-Stiele und *Dipterus*-Wirbel.

Sobald wir, von der Ostseite der Haanhof-Höhen kommend, diese in N umgehen und zu der Westseite gelangen, treten wir mit den Dolomitlagern von Rauge und Kosse in ein neues Gebiet. Es scheint, als hätte schon während der Devonzeit und zwar vor Ausbildung der Dolomitlager, die, damals nicht mit Drift bekleidete Gegend, um Haanhof und Oppekaln höher als ihre Umgebung gelegen und in Folge davon die Bildung der Dolomitlager gehemmt oder auf ein Geringes beschränkt. Freilich können wir dieses, gewissermaassen als Scheide zu betrachtende Terrain nur bis Jurrensky oder höchstens bis Neu-Annenhof verfolgen, doch zwingen uns zu der ausgesprochenen Ansicht nicht allein lithologische und paläontologische Untersuchungen, sondern auch die

später erörterten Hebungs- und Höhenverhältnisse unserer Provinzen.

An der Westseite der Haanhof-Höhen beginnen nämlich die Dolomitlager einer von der bisher betrachteten, verschiedenen Facies, welche wir jetzt beschreiben wollen.

Die Düna-Facies.

Sie unterscheidet sich von der Welikaja-Facies weniger in den Gesteinarten überhaupt — die bei einer kurzen Aufzählung in ihren Benennungen ziemlich gleich lauten würden — als durch verschiedene Entwickelung und Folgenreihe der Schichten. Letzteres werden wir bei Beschreibung der Düna-Facies überall erkennen und führen nur als zwei auffälligere Beispiele das Fehlen der punctirten Dolomite und der petrefaktenreichen Thone in der Düna-Facies an. Schärfer aber tritt jedenfalls die Trennung der Gebiete in den Versteinerungen hervor, von welchen die in beiden Gebieten vorkommenden Species sich in den meisten Fällen durch Verbreitung, Frequenz, Erhaltungszustand und kleine Abänderungen der Form unterscheiden. Gegenüber der Welikaja-Facies ist die der Düna arm an Zahl und Mannigfaltigkeit der Versteinerungen und doch lernen wir in letzterer einen *Fucoiden*-Reichthum und eine Entwickelung der *Gasteropoden* kennen, welche der Welikaja-Facies abgehen. Als hervorragende Beispiele für diese Erscheinung führen wir *Platyschisma* und *Natica* aus der obern, *Murchisonia* und *Holopella*, sowie *Chondrites taeniola* aff. aus der untern Dünaabtheilung an, die wir vergebens an der äussersten Grenze Livlands und im Gouvernement Pleskau suchten.

Zur Düna-Facies gehören, mit Ausnahme der zuletzt beschriebenen Gegenden, alle übrigen, innerhalb der aufgeführten Grenzen befindlichen Dolomitlager. In dem umfassenden Areal derselben, zeigen sich aber wieder nicht unbedeu-

tende Unterschiede zwischen dem nördlichen, livländischen und südlichen, vorzugsweise kurischen Theile.

Für die Gliederung der Gebilde dieser Facies wählen wir als Norm die Profile an der Düna (vgl. Tab. B.*)). Hier ist ein weit ausgedehntes Dolomitlager mächtiger als in irgend einer andern Gegend der Ostseeprovinzen entwickelt und hat daher die Aufmerksamkeit unserer einheimischen Forscher schon seit längerer Zeit auf sich gelenkt.

Es erreicht nach den Rigaer Bohrlöchern 150′, nach den zu Tage gehenden Schichten höchstens 130′ Mächtigkeit hängt in seiner westlichen Hälfte mit dem kurischen Dolomitgebiete zusammen, und verjüngt sich im N und O bis zum vollständigen Aufhören. Weiter nördlich folgen dann die getrennten, doch genetisch verwandten Lager an der Ammat, bei Wenden und Ronneburg, sowie die im obern Aa-Gebiete (von Adsel flussaufwärts) und die von Rauge und Kosse.

Auch in dem Schichtensysteme an der Düna unterscheiden wir zwei, bei vollständiger Ausbildung an Mächtigkeit ziemlich gleiche Abtheilungen und sind bei den folgenden Maassangaben die Maxima der Mächtigkeit gemeint.

Die obere, 60′ mächtige Abtheilung geht von oben nach unten, aus festen Kalksteinen und Dolomiten in weicheren

*) Wollten wir überhaupt Profile grösserer Landstriche in einer Zeichnung wiedergeben, welche gewisse einzuhaltende Grenzen des Papierraumes nicht überschreitet, so musste bei den geringen Niveau-Unterschieden und Entblössungen, oder der geringen Mächtigkeit unserer Formation der Maassstab für die Höhen bedeutend grösser als für die Basis genommen werden. Das richtige Profil an der Windau, zwischen Abaumündung und Pastorath Grösen (vgl. Tab. C.) wäre, wenn wir den Maassstab für die Basis gleich dem der Höhe gemacht hätten, ungefähr 170′ lang geworden. Der Höhenmaassstab war aber nothwendig, um überhaupt noch Schichten von wenigen Fuss Mächtigkeit zeichnen zu können. Einer weitern Entschuldigung bedarf es daher nicht und ersuchen wir nur unsere geneigten Leser, nie die Maassstäbe aus den Augen zu lassen und nicht zu vergessen, dass in der Zeichnung alle Fallwinkel bedeutend grösser als in der Natur sind.

Mergel und Gyps führenden Thon über; hier ist der Zusammenhang zwischen dem grössern oder geringern Gehalte an kohlensaurer Magnesia in den dolomitischen Kalksteinen und dem seltenern oder häufigern Vorkommen der Mollusken recht auffällig. Die untere, gegen 70′ Mächtigkeit besitzende Abtheilung zeigt ebenfalls einen Uebergang von festen Dolomiten in Mergel und Thone. Sie besitzen aber alle — im Gegensatz zur obern Abtheilung — in ihrem dolomitischen Antheile eine dem Normaldolomit nahe kommende Zusammensetzung, wie bei der Genesis dieser Gesteine umständlicher erörtert werden soll. Der Mergel und Thon dieser Abtheilung ist an der Düna gypsfrei; wo sie an den unteren Sandstein grenzt, zeigen sich Sanddolomit- und Dolomitsandlagen.

Was die Versteinerungen betrifft, so führt die obere Abtheilung in ihren obern 30—40′ mächtigen Kalkstein- und Dolomitlagen (*b* der Tafel B.) als Leitfossilien: ***Platyschisma Kirchholmensis*** (Keys.), ***Natica Kirchholmensis*** (Keys.), ***Spirifer tenticulum***, bald vereinzelt, bald zahlreich vorkommend und ***Dipterus***-Reste. Seltener finden wir ***Schizodus devonicus*** (Vern.) aff., ***Tellina (Nucula?) trigona*** (A. Roem.) aff., ***Stromatopora*** spec. und ***Strombodes*** spec., doch steigen die beiden erstgenannten Versteinerungen auch in die untere Abtheilung des ganzen Systems hinab. Sehr selten sind: ***Natica*** spec., ***Pleurotomaria Keyserlingi*** (Pacht), unbestimmbare ***Encriniten***-Stiele und ***Gasteropoden***, sowie ein kleiner, scharf gerippter ***Spirifer***. Der untere, an den Dünaprofilen im Mittel 20′ mächtige, mergelige und thonige Theil der obern Abtheilung (*b′* der Tafel B.) führt wohl in Folge des grössern Gypsgehalts wenig Versteinerungen. Es gelang uns bisher nur ***Spirifer tenticulum*** und ***Phragmoceras orthogaster*** (Sandb.) aff. in den Mergeln zu finden. Zu be-

merken ist, dass die Thonlagen mit und ohne Gyps in den benachbarten Gebieten eine grössere Mächtigkeit erlangen können und sogar einen Theil der obern, ja auch der untern Lagen zu verdrängen im Stande sind. Das Bohrloch von Stubbensee (nordwestlich von Dünhof) durchsank 30′ Thon, und das von Allasch, angeblich, bis in 140′ Tiefe, stets wechselnde Thon- und Gypslagen, welche also hier ungefähr die Mächtigkeit des ganzen Dolomitlagers an der Düna besitzen würden.

In der unteren Abtheilung unterscheiden wir mehrere durch folgende Versteinerungen recht gut bezeichnete Horizonte *) :

1) *Spirigerina reticularis* var.; 2) *Orthis striatula*; 3) *Murchisonia quadricincta* (Pacht), *M. decorata* (Pacht) und *Pecten Ingriae* (Vern.); 4) *Fucoiden*-Mergel mit *Chondrites taeniola* (Eichw.) aff. und *Fucus* spec.; 5) *Posidonomya membranacea* (Pacht), *Lingula* spec. und *Dipterus*-Reste.

Grössere Verbreitung besitzen ausser dem oben angeführten *Schizodus* und der *Tellina* oder *Nucula* in dieser Abtheilung: *Rhynchonella livonica*, *Spirifer acuminatus* (Hall.) aff. und *Holopella* spec. Bis zu den *Fucoiden*-Mergeln fanden wir in den circa 45′ mächtigen Schichten (*c* der Tafel B.) ausserdem, doch selten, *Orthoceras* spec., *Avicula* spec., *Natica strigosa* (Pacht)?; *Natica* spec., *Pleurotomaria depressa* (Pacht), *Euomphalus Voronejensis*, *Serpula omphalotes*, *Serpula* spec. und *Cyathophyllum* spec.; von dem

*) In dieser allgemeinen Uebersicht konnten die nach den Localitäten wechselnden Maasse der Schichten nicht aufgenommen werden; für Kokenhusen und Umgebung wird man sich auch bei unserer in mancher Beziehung abweichenden Anschauungsweise leicht in den sorgfältigen Aufnahmen R. Pacht's (Der devonische Kalk in Livland im Archiv f. Naturkunde. Dorpat. Bd. II, S. 250—298) zurecht finden.

Fucoiden-Mergel abwärts, in dem 20 bis 25′ mächtigen Systeme (*c′* der Tafel B.) *Gomphoceras* spec. und *Euomphalus* spec.

Aus der angeschlossenen Profil-Tafel B. ersehen wir, wo und in welcher Art die Schichten an der Düna entblösst sind. Untere Sandsteine gehen nur im Gebiet von Kokenhusen zu Tage. Offenbar verjüngt sich das System oberhalb Livenhof und setzt, unserer Ansicht nach, nicht weit über Nizgal fort. An der Ewst hält das ganze Lager auch nicht lange an, da schon bei Laudohn die obere Abtheilung mit *Platychisma* etc. über Sand lagert. Westlich von der Ewst und nördlich von der Düna fehlen auf einer langen Strecke Felsentblössungen und erst die untern Sandsteine von Kastran an der grossen Jägel beweisen wieder, dass hier das Dünalager sein Ende erreicht hat. Verfolgen wir die grosse Jägel abwärts, so finden wir bei Rodenpois und dem Minthus-Kruge die untere Abtheilung mit *Rhynchonella livonica* und *Orthis striatula* und bei Stopinshof an der kleinen Jägel Gyps führenden Thon, welcher über derselben Abtheilung mit *Chondrites taeniola* und *Pecten Ingriae* auskeilt. Ob die Rigaer, in den meisten Fällen Gyps und Dolomit, in einigen angeblich nur Sand durchsinkenden Bohrlöcher, in letzterem Falle für ein Ausstreichen der Schichten, oder für die Entwickelung der oberen Sandetage, oder endlich für eine lokale Fortführung der Dolomit- und Thonlagen sprechen, wagen wir nicht zu entscheiden. Im Profil ist das Mittel aus 7 Regierungsbohrlöchern und ein privates verzeichnet.

Im N des Dünalagers heben wir die sporadischen Dolomitbildungen bei Wenden hervor. Sie erreichen hier 10—30′ Mächtigkeit. Es sind von oben nach unten gehend: Dolomite, Mergel mit Pseudomorphosen nach Kochsalz und Dolomitsand.

In den obersten Lagen sammelten wir *Orthis striatula, Rhynchonella livonica, Spirifer Archiaci, Murchisonia, Holopella, Natica* spec., *Phragmocerus* spec. und *Encriniten*-Stiele. Hieraus folgt, dass bei Wenden die untere Abtheilung des Dünalagers vertreten ist.

Für Ronneburg und Umgebung gilt dasselbe. Die obern 8—20′ mächtigen Dolomite und Mergel führen daselbst die Versteinerungen des untern Düna-Gliedes in buntem Durcheinander. Wir fanden hier: *Holopella* spec., *Natica* spec. und unbestimmbare *Gasteropoden*-Brut, *Rynchonella livonica, Orthis striatula, Tellina (Nucula) trigona* aff., *Stromatopora* spec., *Favosites* spec., *Stilolithen* und ausser den gewöhnlichen Düna-*Fucoiden* auch *Caulerpites pennatus*. Unter den Dolomiten und Mergeln folgt noch ein20′ mächtiges Thon- und Mergelsystem, zwischen welchem Kalksandlagen mit zahlreichen Resten von *Asterolepis, Dendrodus* und *Helodus* auftreten.

Im Flussgebiete der livländischen Aa ist von Adsel aufwärts gegangen die untere Abtheilung der Düna-Facies, in 30—40′ Mächtigkeit entwickelt. Sie besteht oben aus 15—20′ mächtigen, gelblichen, dolomitischen Kalksteinen und grauen, festen und bläulichen, thonreichen Dolomiten, die in demselben Horizonte (bei Darsenzeem) in Thon mit Gypsbänken übergehen.

Der Dolomit lieferte: *Rhynchonella livonica, Spirifer acuminatus, Spir.* spec. *indet., Orthis striatula, Holopella, Natica* spec., *Bellerophon globatus* (Murch.) eine neue, zwischen *Fistulipora* und *Stromatopora* stehende Gattung, und kleine Fischzähne. In der untern Abtheilung von 20′ Mächtigkeit sind die 6′ starken, festen dunkelgrauen Dolomitbänke mit *Spirigerina reticularis* var. und *Orthis striatula* erfüllt; darunter folgen Mergel, Thon und Sandkalklagen. Dieses Gebiet ist das einzige, wo das Vorkommen von Gypsbildungen in der untern Düna-Abtheilung entschieden bewiesen wird.

Bei Rauge und Kosse enthalten die 18 bis 40′ mächtigen Dolomite und Mergel, *Holopella, Murchisonia, Pleurotomaria, Rhynchonella livonica, Orthis striatula* und *Orthoceras* (gleich dem von Steinholm an der Düna); ausserdem *Encriniten*-Stiele, *Stilolithen* und *Ptyctodus*-Zähne. Während sie also unstreitig zur untern Düna-Abtheilung gehören, finden wir jenseits der Haanhof-Höhen, die obere Abtheilung der Welikaja-Facies, mit andern Gesteinen ohne *Holopella* und mit *Spirigerina reticularis*. Vorkommen, Erhaltungszustand und Habitus, auch der gleichnamigen Versteinerungen ist in beiden Gebieten in auffälligster Weise verschieden. Die *Spirigerina reticularis* var. von Illi bei Neuhausen, wird man vergeblich in der Düna Facies suchen.

Damit wäre die Uebersicht der wichtigern und bezeichnenden Dolomitlager im N der Düna geschlossen, und wenden wir uns nun nach S in die Provinz Kurland.

Bei Garssen und an der Oknist im Oberlande ist die untere Abtheilung des Dünalagers, bis auf den verjüngten Maasstab, unverkennbar. Nicht weit von der Mündung der Oknist enthalten die 15′ mächtigen gelben Dolomite und grauen Mergel: *Spirifer acuminatus, Orthis striatuta, Pleurotomaria* spec., *Euomphalus* spec., *Loxonema* spec. und eine neue *Fucoiden*-Art; bei Garssen führen die ganz oberflächlichen Schichten: *Rhynchonella livonica, Spir. acuminatus, Murchiconia* spec., *Loxonema* spec., *Holopella* spec. und ausser dem gewöhnlichen *Chondrites taeniola* noch den neuen *Fucus* von Oknist.

Verfolgen wir die Sussej flussabwärts, so fehlen uns lange Zeit Felsentblössungen und erst 4 Werst vor Herbergen betreten wir:

das kurische Dolomitgebiet.

Dieses umfassende Gebiet unterscheidet sich, namentlich in dem obern Gliede, sehr wesentlich von den bisher betrachteten Gebilden an der Düna. Wir müssten dasselbe als besondere Facies ansehen, wenn nicht in dem untern Gliede beider Gebiete grössere Uebereinstimmung zu finden wäre und nicht in dem obern, doch noch hier und da, namentlich an der äussern Randregion des kurischen Gebietes Versteinerungen aus der Dünafacies vorkämen.

Das kurische Dolomitgebiet hängt ohne Zweifel unmittelbar mit dem Dünalager zusammen. Dieser Zusammenhang beurkundet sich namentlich in einer Gypszone, die aller Wahrscheinlichkeit nach von der kurischen Aa (zwischen Schlock und Kliwenhof) nach Riga und Stubbensee reicht und von hier über Dahlen und Dünhof nach Baldohn, Barbern und Wittwenhof zur Memel zieht und durch das Birsensche Gebiet nach Pompijan und Ponewesch fortsetzt. Doch gerade diejenige Region der Gypsbildungen, welche zuerst in SO-Richtung, von Dünhof bis zur Memel (zwischen Krussen und Kurmen) und dann SW-lich nach Ponewesch streicht, trennt in paläontologischer Beziehung, die westlich von ihr liegenden, obern Bildungen Kurlands recht auffällig von den entsprechenden an der Düna.

Letzterer Umstand berechtigt uns einigermassen dazu, das kurische Gebiet in einen Rahmen zu fassen und unter Zuziehung der Tafeln C. und D.*), eine abgesonderte allgemeine Uebersicht desselben zu geben. Es geschieht auch deshalb, weil wir hier Zonen verfolgen können und eine gedrängte Schilderung den Vergleich mit den Dünalagern etc. nicht ausschliesst, sondern eher erleichtert als erschwert.

*) Auf diesen Tafeln bezeichnen die Buchstaben *b, b', c. c'* die Glieder der obern und untern Abtheilung, entsprechend dem Düna-Dolomitlager auf Tab. B.; *a* sind obere und *d* untere devonische Sandsteine.

Wir begrenzen das kurische Gebiet in seiner östlichen Hälfte mit der so eben bezeichneten Gypszone, an welche sich nur noch oberhalb Kurmen und zwar bis Herbergen und Gross-Memelhof eine Zone meist tiefer liegender Schichten schliesst. In der westlichen Hälfte zieht die äussere Grenze von Kaugern, im innersten Winkel des rigischen Busens, bogenförmig über Senten, nach Rönnen an der Abau und Goldingen an der Windau und von hier in WSW-Richtung zur Tebber (Brassel und Sillengesinde), und SSW-lich nach Libau. Nach S verfolgen wir das Gebiet bis in die Breite von Schadow und Medingäni. Innerhalb desselben lagern Zechstein und Jurabildungen mit den bekannten Grenzen.

Die Mächtigkeit des kurischen Dolomitsystems, übersteigt 100′ nicht. Die untere Abtheilung desselben ist in Westkurland nur in einem gewissen, dem Meere näherliegenden Streifen, in O-Kurland und dem Gouvt. Kowno in einer Gegend zu beobachten, welche die östliche Gypsregion umgiebt. Die obere Abtheilung nimmt das übrige Areal des ganzen Gebietes ein.

Der thonige Charakter der Gesteine tritt hier mehr hervor als im Dünalager, doch unterscheiden wir auch im kurischen Gebiet in beiden Abtheilungen einen Uebergang von festern Lagen in weichere. Die obere, gypsführende Abtheilung zeigt aber mehr oder weniger mächtige Sandbildungen, die dem Dünalager ganz fehlen.

Was die Versteinerungen betrifft, so zeichnet sich das kurische Gebiet durch die grosse Verbreitung des *Spirifer Archiaci*, in mehren Varietäten aus; *Spirifer tenticulum* tritt nur in der Umgebung der östlichen Gypszone mit *Platyschis-*

ma und *Natica Kirchholmensis* zusammen auf, während *Producten* die obere Abtheilung des westlich von dieser Gypszone liegenden Gebietes vorzugsweise charakterisiren. In der untern Abtheilung ist der Gasteropodenreichthum und das Auftreten der *Arca Oreliana* (Vern.) hervorzuheben. Diese Resultate ergeben sich auch aus folgender gedrängten Zusammenstellung, wo wir wie früher die Maxima der Mächtigkeit aufführen.

Die obere 50′ mächtige Abtheilung enthält in ihren obersten Dolomiten und Mergeln und zwar in dem Terrrain von West-, Mittel-Kurland und Kowno bis zur östlichen Gypszone: *Spirifer Archiaci* var. major, und *Spir. Archiaci* var. von Pokroj, *Rhynchonella livonica, Productus subaculeatus* (Murch.) und *Productus productoides* (Murch.), *Serpula omphalotes, Pleurotomaria, Platyschisma* (verkümmerte Exemplare beim Gute Rönnen in der Höhe), *Encriniten, Spirigera concentrica* (ein Exemplar), *Spirigera* sp., *Fucus* sp. n., *Dipterus* und *Holoptichius*; in der Umgebung der östlichen Gypszone: *Spir. tenticulum, Platyschisma* und *Natica Kirchholmensis, Pleurotomaria Keyserlingi, Serpula* sp. und *Ptyctodus*-Zähne.

Das untere, gypsführende oder freie Glied dieser Abtheilung ist versteinerungsleer, ausgenommen die östliche Gypsregion, wo der Gyps mit Dolomiten und Kalksteinen in einem Horizonte befindlich ist und letztere dann *Spir. tenticulum* etc. führen. Ob diese Gypsbildungen nicht auch bis in den Fucoidenmergel hinabsteigen, bleibt eine unerledigte Frage.

Die ganze obere Abtheilung schwankt in ihrem Gesteincharakter ausserordentlich. Namentlich treten zuweilen Sand- und Sandkalklagen sowohl in der Höhe als in der Tiefe der Abtheilung auf. Sie sind stets reich an Resten von *Asterolepis, Coccosteus, Holoptichius, Dipterus* und *Dendrodus* und enthalten eine *Lingula*, die in unsern Provinzen sonst nicht vorkommt.

Die untere 40′ messende Abtheilung besteht oben aus 15—20′ mächtigen Dolomiten, die wir Wasserfalldolomite nennen, weil die bedeutenderen Stromschnellen und Fälle Kurlands über sie hinweggehen. (Plehne-Schnelle an der Tebber, der Rummelfall bei Goldingen, Rumbeneck, Rönnen-Pastorat, Zabelnfall, Eckau, Bauske, Rahdens-Pomusch.) Sie führen in W-Kurland *Spirifer Archiaci* var. min., *Avicula arcana* (Keys.) aff., *Arca oreliana, Rhynchonella livonica, Orthis striatula, Pecten Ingriae, Stromatopora, Euomphalus*; in O-Kurland und Kowno nur *Spir. Archiaci* var. min. doch zahlreich.

Das untere 15—20′ mächtige Glied dieser Abtheilung enthält vorherrschend Fucoidenmergel, die in W-Kurland von oben nach unten: Schichten mit *Chondrites taeniola* und *Fucus* sp. n., eine Gasteropodenbank mit *Murchisonia, Holopella, Loxonema, Natica, Spir. Archiaci* var. min., *Rhynchonella livonica, Orthis striatuta (?), Arca Oreliana* aff. und *Dipterus*, hierauf wieder Fucoidenmergel mit *Posidonomya membranacea* und *Lingula* spec., sowie endlich Sandkalk und Kalksand in Lagen und Knollen führen.

In O-Kurland enthalten dieselben Schichten von Kurmen an aufwärts, gefiederte *Fucoiden*, ebenso massenhaft vorkommend wie *Chondrites taeniola* in andern Gebieten und noch einen andern *Fucus*, der sich auch bei Römershof an der Düna vorfindet; ferner *Murchisonia, Holopella, Spirifer acuminatus, Orthis striatuta, Natica* spec. (wie von Goldingen), *Euomphalus* und *Encriniten*-stiele. *Rhynchonella livonica* wurde nur in einem Exemplar gefunden. Die Analogie mit den Versteinerungen von Oknist, Garssen und Kokenhusen an der Düna springt, bis auf die Fucoiden in die Augen.

Nach dieser Uebersicht wollen wir die Anordnung der Schichten, in ihrem oberflächlichen Erscheinen, oder mit andern Worten die Zonen derselben betrachten und werden dabei stets von W nach O gehen in welcher Richtung sich die Zonen erweitern. Die häufigen Lücken im Zutaggehen der Gesteine, erklären sich in den meisten Fällen aus der Fältelung des Bodens.

Am Aussenrande des Gebietes bilden in W-Kurland die Wasserfalldolomite und *Fucoiden*-Mergel keine eigentliche Zone bandartig an der Oberfläche erscheinenden Gesteine, sondern werden dieselben erst dort deutlicher blossgelegt, wo grössere Wassermassen tiefer in den Boden einschneiden, oder die Schichten mehr gehoben sind. Wir verfolgen sie von Libau (13—18′ unter der Dammerde) über Capseeden zum Plehne- und Brasselgesinde an der Tebber, während südlich von diesem Punkte bei Lamabart an der Durbe, und nördlich von ihm, bei Adsen an der Riewe die genannten Flüsse nicht bis auf die Wasserfalldolomite hinabgehen; ferner bei Goldingen am Rummelfall der Windau, am Plehnefall beim Rumbeneck-Gesinde und beim Rönnen-Pastorat an einem kleinen Nebenflüsschen der Abau.

In Ost-Kurland werden die Wasserfalldolomite und *Fucoiden*-Mergel durch das Gypsgebiet geschieden und keilen erstere über den Mergeln aus.

Eine deutlicher ausgesprochene Zone bilden die, über den Wasserfalldolomiten lagernden, Gyps führenden Gesteine am W-, N- und O-Rande des ganzen Gebietes. Sie zieht von Gailenhof und Appricken im Tebber-Gebiet nach Eckhof und Kalticken oberhalb Goldingen, setzt über Weggen (oberhalb Rönnen) nach Senten und Liwenhof fort, erweitert sich zwischen Lal.sche-Mündung und Tuckum, zwischen Schlampen

und Kauger am Meere (Kemmer), und zwischen Schlock und Kliwenhof an der kurischen Aa, um mit den Dünagypslagern vereint in einer schon oben bezeichneten Zone fortzulaufen, deren innere Grenzlinie Kliwenhof mit der Gegend nördlich von Eckau, Barbern und Schönberg an der Memel verbindet und von hier über die Muhs nach Schimanzü (westlich von Poswol) streicht. Der äussere Rand dieser Gypszone läuft von Kurmen über Parowiza an der Rowje nach Butnjuni, Pompijan und Ponewesch; östlich von demselben sehen wir an der Memel oberhalb Kurmen und beim Briggeneck-Gesinde gegen 10′ mächtige Dolomite mit *Platyschisma* und *Natica Kirchholmiensis* gleich über *Fucoiden*-Mergel lagern, der sich bis Gross-Memelhof und Herbergen an der Sussei erstreckt. Südöstlich von Butnjuni sprechen die Kalktuffe von Kupischki für anstehende devonische Mergel von geringer Mächtigkeit.

An die Gyps führende Zone schliesst sich zum Innern des Dolomitgebietes hin, eine in Folge von Hebung, Fältelung oder Fortführung, beide Abtheilungen des Systems aufweisende Region, welche uns sowohl gypsfreie Gesteine der obern Abtheilung als Wasserfalldolomite vorführt. An der Windau, zwischen Eckhof und Dragunen fehlen Entblössungen; zwischen Weggen und Langseeden zeigen sich aber in der Höhe des reizenden Abau-Thales die obersten Schichten der obern Abtheilung, im Grunde desselben (Weggen, Zabeln-Fall, Rinkuln) Wasserfalldolomite. Letztere finden wir auch oberhalb Kandau und gehen bei Puren die über ihnen lagernden, untersten Fischrest-reichen, sandigen Straten der obern Abtheilung zu Tage. Hierauf folgen noch die Schichten von Mittelhof und Otto-Meiershof an der Abau, dann aber vermissen wir jede Entblössung festerer Gesteine bis zur kurischen Aa zwischen Kliwenhof und Stalgen. Jenseits der Aa

treten bei Ixtrumünde, Eckau und Kalkeneck wieder Wasserfalldolomite auf, welche den Gesteinen in der Bausker Umgebung (vom Kalne-Krug bis Jane-Gesinde an der Memel und bis Böttchers Pomusch an der Muhs) vollkommen entsprechen und ebenso weiter südlich, an der Muhs von Schwabischek bis kurz vor der Mündung des Kroj, sowie bei Schadow (Puipe-Gesinde) angetroffen werden.

Ein Paar Werst oberhalb Bauske gehen die Wasserfalldolomite in Thon über und lagern auf ihm die fischreichen, Puren entsprechenden, sandigen Gesteine der obern Abtheilung (Gemauert-Ponieman, Krussen, Kommodern).

Auf diese dritte, durch den Wechsel der Gesteine kaum mehr als Zone erscheinende Region, folgt die *Producten*-Zone mit überall gleichförmiger Ausbildung. Wir finden sie in der Umgebung von Zierau (Akmen und Köster), von Dragunen bis Irgen an der Windau, am Immul- und Ammulbache von ihren Mündungen bis in die Breite der Putzen-Mühle und bei Irmelau an der Abau. Nach längerer Unterbrechung, d. h. durch mächtige Driftmassen in der Mitau-Rigaer Falte*) dem Auge entzogen, geht die Produktenzone erst im Gebiet der Würzau, Sessau, Schwitte nnd Islitz wieder zu Tage, und zwar zwischen der kurischen Aa von Stalgen bis Kalnekrug einerseits und Bredenfeld, Gross-Schwitten und Ruhenthal andererseits. Am Kroj-Flusse, westlich von Pokroj sehen wir endlich noch Dolomite die aller Wahrscheinlichkeit nach zu derselben Zone gehören.

An die Produktenzone lehnt sich ein Streifen Landes, der nirgends anstehenden Dolomit wohl, aber untern devonischen Sandstein bei Kabillen und Strutteln aufweist und aus diesem Grunde vorläufig als Zone betrachtet werden kann. Sie reicht bis zu einer Linie, die Schrunden, Gaiken, Bixten, Hof zum Berge und Gemauerthof verbindet.

*) Im Profil Tab. D. erscheint sie sehr bedeutend, während der berechnete Fallwinkel für die Mulden-Wendung von Kalnzeem bis Mitau höchstens 0° 5′ 36,76″ beträgt.

Auf diesen Landstreifen folgt ein nach dem sandigen Charakter seiner Gesteine offenbar zusammen gehöriges Gebiet, dessen Deutung wegen Armuth an Versteinerungen Schwierigkeit macht. Die Südgrenze dieses Gebietes und zugleich der letzten Zone wird von dem Nordrande des Zechsteinbeckens bezeichnet. Zwischen Schrunden und Schkerwemündung an der Windau ist dieselbe wahrscheinlich von obern Sandsteinbildungen verdeckt, doch bleibt die genauere Horizont-Bestimmung der vom Schkerweflüsschen bis zur Lehdischmündung auftretenden versteinerungsleeren Dolomite vorläufig unerledigt. Wenn wir sie in dem Profil (Tab. C.) zur Gypsetage gestellt haben, so geschah Solches wegen des Thongehalts derselben und hat die Angabe keinen Werth. In O dieser unbestimmten Gesteine treten beim Stungure-Gesinde sandige Dolomite auf und ebenso an der Zeezer vom Schrundenschen Gebiet an bis in's Frauenburgsche. Nördlich von Frauenburg zeigen sich bei Gaiken dieselben Gebilde, ferner an den Abauquellen und an der Behrse bei Bixten und Pawar. Dann kommen wir zu dem einzigen, im Gesteincharakter dem vorigen verwandten, und zugleich einige Versteinerungen führenden Schichtensystem. Bei Hof zum Berge an der Terwit besteht in den 12′ mächtigen Entblössungen der obere Theil aus Mergel und Thon, der untere mehr aus sandigen Lagen mit Fischresten und Spuren der gewöhnlichen *Fucoiden*. Weiter oberhalb ist aber an der Schkuje, mehrmals, und am lehrreichsten bei der Meddenmühle, ein 15′ mächtiges Schichtensystem entblösst,

das oben Dolomite und nach unten immer sandreicher werdende Lagen aufweist. In den Dolomiten fanden wir: *Spirifer Archiaci*, *Natica* spec., *Avicula* spec. und *Encriniten*-Stiele. Nach diesen Versteinerungen können wir hier wohl nicht die obere Sandsteinetage der devon. Formation auftreten lassen, während andererseits auch die vollkommene Uebereinstimmung mit der nicht sehr weit entfernten Productenzone fehlt. Noch sandreicher erscheinen die Profile bei Gemauerthof an der Schwedt. Hier ist ein 12′ mächtiges System von lockern und einigen festern Sandsteinlagen entblösst, welches in der Höhe von ebenso mächtigem nicht genauer zu bestimmendem rothem Sande überlagert wird. In dem untern Theile des Profils kommt in dem *Coccosteus* und *Asterolepis* führenden thonigen Sandstein eine Muschel-Breccie vor, in welcher wir nur eine kleinere oder Dorsalschaale von *Spirifer Archiaci* und ein Bruchstück vom *Schizodus* erkennen konnten*). Bei Grenzhof tritt ein grobkörniger, conglomeratartiger Sandstein mit kalkigem Bindemittel auf, der vielleicht neuester Bildung ist und folgen dann die versteinerungsleeren Dolomite von Shagory.

Mit dieser letzten Zone hätten wir die allgemeine Betrachtung aller uns bekannten Dolomitlager Liv-, Kurlands und der Nachbarschaft geschlossen und würden nun sogleich das Capitel über die Genesis einiger Gesteine der Dolomitetage folgen lassen, wenn sich nicht an die zuletzt beschriebenen sandigen Straten, eine übersichtliche Darstellung der obern devonischen Sandsteinetage ganz naturgemäss schlösse. Wir erlauben uns daher jenes Capitel später zu geben.

*) Erst fortgesetzte Untersuchungen können ergeben, ob hier nicht untere Sandsteine sogleich von obern bekleidet werden und ob dieses Gebiet sich an die Gesteine von Kingut und Strutteln schliesst. In letzterm Falle würde die nördliche Grenze dieser Zone rasch von Hof zum Berge nach S. verlaufen, vielleicht parallel den Grenzlinien zwischen Bauske und Pokroj.

Die oberen Sandsteine.

Sie spielen in unsern Provinzen keine hervorragende Rolle und würden wir sie als das oberste Glied der Dolomitetage ansehen, wenn nicht an andern Punkten, z. B. an der Msta, die Existenz dieser, dort gegen 260′ Mächtigkeit erreichenden Etage mit anscheinend grosser Sicherheit behauptet worden wäre.

An der Düna finden wir in einer Faltenmulde des Dolomitlagers, zwischen Keggum und Gross Jungfernhof ein System von Thon-, Sand- und Kalksandlagen, das dort, wo die Mulde ihre tiefsten Punkte hat, und namentlich bei Lennewaden (vgl. Tafel B.) seine grösste Mächtigkeit von ungefähr 50′ erreicht. Hier wie an allen andern Punkten überlagert es die obersten, *Platyschisma* und *Natica* führenden Schichten der Dolomitetage und zerfällt in eine untere thonige und eine obere sandige Abtheilung mit wenig Fischresten. Am linken Ufer der Düna ist bei der Station Jungfernhof die thonreichere Abtheilung in einem 25′ hohen Profile deutlich entblösst und erkennt man an der untern Grenze derselben den ganz allmäligen Uebergang von Thon durch Mergel in Dolomit, welcher sich am gegenüberliegenden Ufer zu 12′ Höhe über den Wasserspiegel erhebt. Schon dieser allmälige Uebergang vom Dolomit in Thon begünstigt gerade nicht die Feststellung einer besondern Etage und werden unsere Zweifel noch durch ein anderes Moment erhöht. Es geht nämlich an der Heerstrasse, in der Höhe des Dünathales, bei Gross-Jungfernhof ein gelblicher, versteinerungsleerer Dolomit zu Tage und ebenso 4 Werst flussaufwärts vom Gute, beim Peschke-Gesinde. Schreiten wir von letzterm zur Düna, so finden wir an dem Flussufer, unter einem stark zerklüfteten 4—5′ mächtigen Dolomit-

mergel, sandige Dolomitplatten. Entweder erheben sich hier die Mulden-Wendungen sehr rasch oder es keilt der Sandstein zwischen dem obern Dolomit aus, eine Erscheinung die wir oberhalb Krussen an der Memel (Kaldunkrug) an freilich ganz andern Sandsteinen beobachteten. Diese Frage lässt sich nur durch grössere Schürfe lösen.

Für die Annahme einer besondern Sandsteinetage spricht aber anderseits die Verbreitung der so eben betrachteten Gesteine nach N hin. So verfolgten wir an der Oger vom Tentan-Gesinde, eine Werst oberhalb Anrepshof, bis kurz vor Ledmannshof (Jaugen-Gesinde), ein bei dem verfallenen Wohnhaus von Strickenhof seine grösste Mächtigkeit erreichendes System von festen plattenförmigen Kalksandlagen, Thon und Mergel, dessen seitliche Grenzen sich in diesem Gebiete, ebenso wie an der Düna, der Beobachtung entziehen.

Noch weiter nördlich fanden wir bei Absenau ähnliche Schichten im Bette der Abse und vermuthen, dass sie hier gleich über dem untern Sandstein lagern, da letzterer nicht gar weit von Absenau, nämlich bei Kastran, vollständig entwickelt zu Tage geht. Bei Sunzeln sind Sandlagen über Dolomit angedeutet, sowie denn auch bei Wittenhof am Marienbach, 4 Werst von Kastran, bei Siggund und bei Adamshof an der Sudde ein 10 bis 15′ mächtiges System von theils schiefrigen, theils festen kalkigen Sandsteinplatten mit *Cheliophorus* (?) und blauem bis rothem Thonmergel und Thon ansteht. Ob sich aber obere Sandsteine aus dieser Gegend östlich nach Tirsen hin erstrecken, ist vorläufig nicht zu entscheiden.

Von diesen Sandsteinen führen wir den Leser zur Windau und erinnern dabei an den Schluss unserer Beschreibung des kurischen Dolomitgebietes.

Die bei Schrunden nur unbedeutenden Sand- und Thon-

lagen sind 4 Werst oberhalb, beim Kauping-Gesinde schon recht deutlich entwickelt und setzen bis zur Lehnen-Kirche fort, ohne über 15′ mächtig zu werden. Hier zeigen sich nicht weit von der Mündung des Koje-Baches Dolomitmergel und beim Gute Lehnen 6′ mächtige Thonlager mit schönen *Holoptichius*-Resten. Ohne bedeutende Entblössungen kommen wir dann kurz vor dem Schkerweflüsschen zu 60′ mächtigem sandigem Dolomit und Dolomitsand, der mit Thon wechselt und später von einem 10—20′ starken Dolomitsystem unterteuft wird. Hier scheint in der That die obere Sandsteinetage entwickelt zu sein, doch wagen wir noch nicht alle östlich von der Windau auftretenden sandigen Dolomite (siehe oben) auch zu ihr zu zählen. Erfahrung hat uns vorsichtig gemacht. Denn nachdem wir längere Zeit der recht naheliegenden und scheinbar sehr bequemen Ansicht waren, dass sich eine gegen 20 Werst breite obere Sandsteinzone von der Sudde, über die Abse, Oger und Düna nach Kurland zur Memel und Muhs und von hier über den Schwedt- und Terpentinfluss bis zur Windau hinzieht, so überzeugten uns doch fortgesetzte Untersuchungen an der Memel und Muhs, oberhalb Bauske, dass die Sandsteine mit *Lingula subparallela* Sandb. cf. von Krussen und Kommodern einen tiefern Horizont einnehmen und die Gesteine von Gemauerthof und Medden kaum der obern Sandsteinetage angehören können.

Schlussbemerkung.

An der unsichern Bestimmung des Horizonts gewisser Sand- und Thonbildungen in Kurland ist sowohl der Mangel an Bohrlöchern als namentlich die grosse Schwierigkeit, unsere Fischreste gehörig zu verwerthen, Schuld. Denn obgleich wir den grossen Werth und die Bedeutung der Untersuchungen

Ch. Pander's*) wohl zu würdigen wissen, so muss doch bemerkt werden, dass diesem Forscher ein gewiss reiches, doch nach unseren Sammlungen zu urtheilen, kein erschöpfendes Material aus den Ostseeprovinzen zu Gebote stand. Auch vergesse man nicht, dass bei der bisherigen, wenig methodischen Art des Sammelns und einer für unser umfassendes Areal noch immer geringen Ausbeute der, an einzelnen Punkten überaus zahlreich vorkommenden Fischreste, ihre Bestimmung nur dort weiter vorgeschritten ist, wo insbesondere Schottland mit vollständiger erhaltenen Individuen derselben oder verwandter Gattungen zu Hülfe kam. Vom *Homostius* und *Heterostius* sind nur 5 Panzerstücke, die paarigen einfach gezählt, sicher bestimmt, von *Dendrodus* nur Kiefertheile u. s. w. Diesen Uebelständen kann, wenn auch nur zum Theil durch einen rationellen Abbau der hier und da vorkommenden Lagen von Fischresten und ein allgemeiner erwachtes Interesse am Sammeln mit der Zeit abgeholfen werden. Beim gegenwärtigen Standpunkt der Kenntniss und des vorhandenen inländischen Materials schien es uns aber gewagt aus den nicht schwer mit zahlreichen Artennamen zu versehenden Fischresten, mehr als eine allgemeine Verschiedenheit derselben in den Hauptetagen der devonischen Formation festzustellen. Hierzu eignen sich gewisse Gattungen mehr, andere weniger oder gar nicht, wie wir an einigen Beispielen zeigen wollen.

Asterolepis aus dem untern Sandstein, Thon und Mergel von Torgel, Kannaküllа, Tammenhof, Dorpat, Omut, Krassnaja Gora, Neuhausen, Salisburg und dem livländischen Aathale mit einigen Nebenflüssen desselben zwischen Wolmar und Hinzenberg, erscheint anders als in den tiefsten Schichten

*) Vgl. Anmerkung zu p. 499 und das inzwischen erschienene Heft: über die Saurodipterinen, Dendrodonten, Glyptolepiden und Cheirolepiden. St. Petersburg 1860.

der Dolomitetage bei Ronneburg, Kokenhusen, an der Welikaja oder in den höhern Horizonten derselben Etage von Gemauert-Ponieman und Kommodern. Bei den mehr oder weniger guten Erhaltungs- und verschiedenen Alterszuständen der überaus häufig vorkommenden Ruderorgan- und Helmstücke dieser Gattung, wird man aber bei Trennung der Arten zu grösster Vorsicht aufgefordert.

Coccosteus von der livländischen Aa, von Krassnaja Gora u. s. w. ist verschieden von dem aus den obern dolomitischen Kalksteinen bei Illi (Neuhausen), Isborsk und Pleskau oder dem, derselben Etage angehörigen, von Hahn's Memelhof und Gemauert-Ponieman.

Die durchaus nicht seltenen Zahnplatten, angeblichen Wirbel und die Schuppen von *Dipterus*, weisen eine solche Mannigfaltigkeit auf, dass wir nicht zu behaupten wagen, diese oder jene Form sollte nicht möglicherweise noch an manchen andern weniger ausgebeuteten Punkten, wo man sie nicht erwartet, wiedergefunden werden. Wir besitzen Dipterus-Reste aus dem untern devonischen Sandstein von Kannaküllа, Krassnaja Gora, Dorpat, Neuhausen, aus den Mergeln bei Kokenhusen, Pastorat Rönnen, Rumbeneck, Goldingen, Saltewalk, aus den höhern Schichten derselben Dolomitetage von Dahlen, Bauske, Stalgen, Würzau, Medden-Mühle, Schrunden und Lehnen, sowie endlich aus der Welikaja-Facies von Parmo, Metkowizi und Isborsk.

Unzweifelhafte *Holoptichius*-Reste haben wir von Lehnen, Putzen-Mühle, Kommodern und Gemauert-Ponieman, also nur aus den höhern Horizonten der Dolomitetage und aus den obern Sandsteinen, sind aber wegen Unsicherheit älterer Angaben in Zweifel, ob sie nicht auch an andern Punkten vorkommen.

Homostius und *Heterostius* scheinen sich nur in den untern Sandsteinen vorzufinden und *Ptyctodus*-Reste nur im Dolomit, z. B. von Rauge, Oluchowa, Dauzogir und Prziwalki, denn die Auswürflinge an der livländischen brauchen nicht gerade dem Sandstein zu entstammen.

Dendrodus-Zähne sind vielleicht am wenigsten geeignet bestimmte Horizonte der Schichten festzustellen, wenn man auch dort, wo sie massenhaft vorkommen, ein Vorherrschen der einen oder andern Species bemerkt. Wir besitzen dieselben und Kieferstücke von Krassnaja Gora, Dorpat, Burtneck, Neuhausen und der livländischen Aa unterhalb Wolmar, ferner aus den untern Grenzschichten der Dolomitetage von Ronneburg und Kokenhusen, sowie aus den höhern Thon- und Sandlagen an der Memel zwischen Krussen und Neu-Rahden und von der Puren-Mühle an der Abau.

Osteolepis-Reste von Krassnaja Gora, Dorpat und Tammenhof scheinen verschieden zu sein von denjenigen bei Ronneburg, Goldingen, Brasle-Gesinde in West-Kurland und bei Lehnen oder von Rassilowa in der Welikaja-Facies. Dennoch wagen wir weder hier, noch bei der nun folgenden Gattung *Glyptolepis*, wegen der je nach den Körpertheilen wandelbaren Natur ihrer Schuppen, verschiedene Species aufzuführen und erinnern nur daran, dass von Pander zuerst der Versuch gemacht wurde die bisher zum Theil zusammengeworfenen oder verwechselten Schuppen von *Glyptolepis* und *Holoptichius* schärfer zu trennen.

Glyptolepis fanden wir in den devonischen Mergeln an der Borowna, einem linken Nebenflusse der Narowa und an diesem Flusse selbst bei Omut, zusammen mit *Lingula bicarinata*, gleich über den untersilurischen Kalksteinen; bei Dorpat in den Mergeln, die von Sandstein unterteuft und überlagert werden; bei Neuhausen in den höchsten Straten desselben rothen Sandsteins; bei Ronneburg und Kokenhusen in den untersten Lagen der Dolomitetage und in entsprechenden Horizonten beim Rumbeneck-Gesinde an der Plehne in West-Kurland, bei Goldingen und dem Brasle-Gesinde an der Tebber; ferner bei der Lehnen-Kirche und dem Gute gleichen Namens an der Windau im Thon der über Dolomit und unter sandigen Schichten liegt; bei Gemauerthof in einem Thon und Sandsystem, bei der Medden-Mühle unter den dortigen Dolomiten, bei Gemauert-Ponieman und Krussen im Mergel der einen tiefern Horizont einnimmt, als die Gypsetage. In den tiefsten Schichten der untern Dolomitetage kommen *Glyptolepis*-reste in der Welikaja Facies bei Rassilowa und in den obersten dolomitischen Kalksteinen von Isborsk vor, in letzter Gegend als bezeichnend für eine bestimmte Schicht.

Die wenigen noch übrigen Gattungen wie *Gyroptichius*, *Cheliophorus*, *Holodus* und *Helodus* besitzen wir noch von zu wenig Fundörtern, um durch sie gewisse Schichten besonders charakterisiren zu können und sehen daher mit Ungeduld einer speciellen Beschreibung der baltischen Fischreste, wie sie Herr Ch. Pander herauszugeben verspricht, entgegen.

Mit den Pflanzenresten sind wir bei der so eben behandelten Frage ein wenig besser daran, wenn auch hier ein viel weniger mannigfaltiges Material vorliegt und sie den, ihrer Lagerung nach nicht ganz festgestellten kurischen Thon- und Sandbildungen fehlen. Die von Eichwald *Aulacophicus sulcatus* genannte *Conifere* und einige Begleiter dieser Landpflanze*), deren Bestimmung Prof. Göppert gefälligst übernommen, kommen nur im untern Sandstein und zwar

*) Vgl. Murchison im Quaterly-Journal 1859, p. 408.

dem Grenz- oder Uebergangsgebiete zwischen obersilurischen und devonischen Bildungen*) vor; *Chondrites* (sic!) *taeniola* Eichw. des Bergkalks ähnliche *Florideae* und der *Forchhammera* Göpp. oder der *Leiblinia* nahestehende *Confervoideae*, sowie an *Drepanophicus spinaeformis* Göpp. erinnernde Pflanzenreste nur in den untersten Schichten der Dolomitetage. *Caulerpites pennatus* fanden wir ebenfalls nur in demselben Horizont. Andere Formen kamen ganz vereinzelt vor.

Bei der Gliederung der Dolomitetage haben uns ausser den Pflanzenresten vorzugsweise die Mollusken, Lagerungsverhältnisse und der Charakter der Gesteine geleitet. Aber auch bei diesen im Areal unserer Provinzen nicht gerade unter sehr günstigen Verhältnissen erscheinenden Factoren, hatten wir mit bedeutenden Schwierigkeiten zu kämpfen und bleibt auch hier noch manche Frage unerledigt. So fanden wir die für den untern Mergel der Dolomitetage so bezeichnende *Posidonomya membranacea* Pacht, oder *Estheria Murchisoniana* Jones, nie im untern Sandstein, während Pander sie bei Torgel gefunden haben will**). Eine Unterscheidung der untern und obern Dolomitetage konnte auf der Karte, wegen ihres kleinen Maassstabes nicht eingeführt werden. In vieler Beziehung wäre es überhaupt gerathener gewesen, mit der Herausgabe unserer allgemeinen Uebersicht der Geologie Liv- und Kurlands noch ein Jahrzend zu warten, während es andererseits im Interesse einer raschern Entwickelung der geologischen Kenntniss unserer Provinzen nothwendig erschien, auch mit einem nicht ganz vollständigen Material an's Tageslicht zu treten. Nur auf diesem letztern Wege

*) Neues Jahrbuch 1859, p. 62, und 1861, p. 60.

**) Saurodipterinen 1860. Einleitung.

hofften wir die so ausserordentlich nothwendige zahlreichere Vertretung von Bearbeitern der geognostischen Verhältnisse unserer Provinzen ins Leben zu rufen. Und ebenso wie wir aus dem genannten Grunde berechtigt zu sein glaubten, die Hauptresultate einer mehrjährigen Arbeit zu veröffentlichen, so werden wir auch den schönsten Lohn für manche mühsamen, zeitraubenden und verhältnissmässig undankbaren Forschungen darin finden, wenn durch fortgesetzte und neue Arbeiten recht bald eine bessere und grössere geognostische Karte unserer Provinzen nothwendig werden sollte.

Wenn wir aber, ungeachtet dieses Standpunktes einer Kenntniss der devonischen Bildungen Liv-, Est- und Kurlands, dennoch sehen, dass unser berühmter Geolog Murchison im Quaterly-Journal*) auf Grundlage eigener und einiger ihm durch G. v. Helmersen zugekommenen Mittheilungen Herrn Ch. Panders, ausser der allgemeinen, auf den ersten Blick in die Augen fallenden Analogie der devonischen Sandstein-, Mergel- und Schieferbildungen Schottlands und Russlands, sich auch noch auf eine speciellere Parallele derselben einlässt und wir in seiner *Table of fossil fishes common to Scotland and Russia* oder der *Distribution of Species*, Fundörter wie Riga, St. Petersburg, Russland u. s. w. finden, dann wird man es uns kaum übel deuten, wenn wir den Inhalt des bezeichneten Aufsatzes, soweit er unsere Provinzen betrifft, nicht zu verwerthen im Stande sind und erst die Zeit abwarten bis eine specielle Beschreibung unserer Fischreste, sowie die Feststellung der Lagerungsbeziehungen einiger unserer devonischen Schichten zum vollständigen Abschluss gekommen ist.

*) 1860 p. 353—439. Northern Higlands etc. and Sandstones of Elgin.

Die Quartärformation.

Einige Geologen halten es für zweckmässig die diluvialen und alluvialen Bildungen wenigstens in der Idee scharf zu trennen, andere bezeichnen die neuesten Küstenbildungen mit Entschiedenheit als allmälig vorrückenden Endpunkt der ganzen Quartärzeit. In Liv-, Est- und Kurland sind wir bisher nicht im Stande gewesen für den ganzen Complex der sogenannten diluvialen und alluvialen oder recenten sowohl Meeres-, Küsten- als Festlandsbildungen auch nur einigermassen schärfere, durchgängig bezeichnende Unterscheidungsmerkmale aufzufinden. Das Vorhandensein einer schärfern Grenze zwischen den genannten Bildungen ist wohl überall vermisst worden, wenn man auch anderseits zugeben muss, dass das Fehlen einer solchen Grenze so lange nicht vollkommen erwiesen ist, als eben noch aus keiner Gegend eine ganz specielle Untersuchung der Drift und ihrer Vertheilung vorliegt. Nach dem gegenwärtigen Standpunkt der Kenntniss unserer Provinzen lassen sich die bisher angenommenen unsichern Unterscheidungsmerkmale der älteren und jüngeren Quartärzeit, was die mineralischen Charactere, Lagerungsform u. s. w. betrifft, aus dem verschiedenen Umfange derselben, ununterbrochen vor sich gehenden Processe herleiten, in paläontologischer Beziehung aber daraus, dass in dem langen Zeitraume der Quartärperiode, während der allmähligen Veränderung der Relief- und Contourformen des Landes und der Vertheilung des Wassers, sowie in Folge der hiemit zusammenhängenden Modification der klimatischen Verhältnisse, der Natur des Wassers und seines Untergrundes und der Lebensbindungen überhaupt, einer ersten, durch

locale Abwesenheit oder grosse Armuth an Lebensformen bezeichneten Periode, die allmählige Entwicklung der Flora und Fauna des Wassers und Landes folgte, in welcher wir aus der spärlichen Verbreitung schon bestehender Lebensformen über unbewohnte Gegenden, bis zu ihrer grössten Vermehrung und ihrem Aussterben, so wie zum Auftreten neuer Formen geführt werden.

Wir schicken den Versuch einer allgemeinen Betrachtung der innerhalb unserer Provinzen während der Quartärperiode stattgehabten Vorgänge und Erscheinungen voraus und bedauern dabei mancherlei auf schwacher Grundlage befindliche Hypothesen nicht umgehen zu dürfen. Auf diese allgemeine Betrachtung lassen wir dann zur theilweisen Erläuterung derselben eine kurze Beschreibung der Küstenstriche, des Binnenlandes und ein Verzeichniss der Geschiebe folgen.

Unter den verschiedenen Formationen bedarf die quartäre besonders genauer und umfassender Untersuchungen, um zu sicheren Schlüssen zu gelangen. Langjährige an verschiedenen Punkten angestellte Beobachtungen fehlen in unserem Areal und bemühten wir uns, diesen Mangel durch zahlreiche Angaben zu ersetzen, waren daher aber auch gezwungen, bei Behandlung der Quartärformation breiter zu sein, als eigentlich in einer allgemeinen übersichtlichen Darstellung gestattet ist. Vielleicht gelingt es indessen durch dieses Verfahren auch das grössere Publikum früher zu einer Betheiligung an den hierher gehörigen Beobachtungen zu bewegen, was um so nothwendiger erscheint, als das Areal unserer drei Provinzen allein, an 1760 □ Meilen misst.

Beim Lesen dieses Capitels setzen wir die Kenntniss des äusseren geologischen Baues unserer Provinzen voraus, wie solcher in der verdienstvollen orographischen Karte und

Beschreibung Dr. C. Rathlef's vorliegt*). Wir wählten, ausser anderen Gründen, auch deshalb den Massstab der genannten Karte zu dem unserer geognostischen, um neben dem Bilde des inneren auch das des äusseren geologischen Baues von Liv-, Est- und Kurland zu haben. Beide Karten müssen sich zu einem neuen Bilde ergänzen, da, ganz abgesehen von einigen Unterschieden in der Oberflächenbeschreibung, unsere Hauptaufgabe war, die gegebene Oberflächengestaltung vom geognostischen Standpunkte zu betrachten, oder mit anderen Worten, dieselbe aus den Hebungen und Senkungen des Bodens überhaupt, aus der Zusammensetzung und Fältelung der älteren sedimentären Gesteine, aus der Zerstörung derselben durch Quartärwasser und aus der Aufschüttung quartärer Gebilde zu erklären.

Allgemeine Uebersicht.

So weit unsere silurischen und devonischen Schichten gleich von der Drift bedeckt sind, mussten sie bis zur Ueberfluthung durch das Quartärwasser trocken liegen. Ueber diesem Theile der genannten Formationen bildete sich in dem ungeheuren Hiatus, der die paläozoische Zeit von der Quartärperiode trennt, keinerlei Vegetations- oder Thierleben aus. Denn da die Quartärfluthen nicht überall die lockeren oberen devonischen Sandsteine entfernt haben und ebensowenig die jurassische Braunkohle und den dieselben begleitenden Triebsand in Südwest-Kurland forttrugen, andererseits aber die zartesten silurischen und devonischen Thier- und Pflanzenreste aus dem Terrain dieser beiden Formationen als Geschiebe uns erhalten wurden, da hätte eine solche Erhaltung auch die

*) Orographische und hydrographische Skizze von Liv-, Ehst- und Kurland. Reval, 1852.

Trümmer anderer, über den silurischen und devonischen Gebilden lagernder Formationen treffen müssen, wofür kein Beispiel vorliegt. Die Meeresbedeckung des Areals unserer Provinzen war zur silurischen und Quartärzeit am umfangreichsten. Da nach den Lagerungsverhältnissen und Structurformen unserer älteren Sedimentformationen zu urtheilen, zwischen Ausbildung der silurischen, devonischen, Zechstein- und Juraformation keine gewaltsamen Dislocationen stattfanden, und auch die alte Porphyrerhebung Hochlands nur geringe Störungen im ursprünglichen Bau des ganzen von Granit-Gneis und den silurischen und devonischen Gesteinen eingenommenen Gebietes hervorrief, so glauben wir (ausser andern später erörterten Gründen) schliessen zu müssen, dass der Boden unserer Provinzen schon vor der Quartärperiode gefältelt war. Seine relativen Höhenverhältnisse waren also im Grossen gegeben, als vor Eintritt der Quartärzeit in Folge von Hebung grösserer mehr oder weniger benachbarter Theile der Erdrinde eine Massensenkung desselben stattfand, die ihm jedenfalls ein tieferes Niveau anwies, während vor Beginn der, die Quartärfluth bedingenden, Senkung die absolute Höhe Finnlands und unserer Provinzen bedeutender war als jetzt. Dieser Senkung folgte das Eindringen des Wassers benachbarter Meere und die Ueberfluthung eines grossen, weit über die Marken unserer Provinzen reichenden Länderraumes. In welcher Art und in welchem Grade aber gerade die Hebung Scandinaviens am Sinken benachbarter Landstrecken im Beginn der Quartärzeit Schuld war, darüber mögen die gründlichen Kenner dieses Landes urtheilen.

Kaum zweifelhaft ist dagegen, dass sich Scandinavien, nach den Seethierreste bergenden Uferlinien und Uferstufen, Dünen und anderen Merkmalen zu urtheilen, seit der Zeit,

wo die Nord- und Ostsee belebt war, sowohl gesenkt als gehoben hat. Aus dieser Oscillation resultirt für die Jetztzeit eine 400′—600′, ja in Norwegen bis 800′ über den Meeresspiegel steigende Hebung des grösseren nördlichen Theils Scandinaviens, und musste die Senkung im übrigen Theile dieser und benachbarter Ländermassen in einem gewissen Verhältniss zu jener Hebung stehen.

Vor Beginn dieser durch Molluskenreste unserer jetzigen Nord- und Ostsee bezeichneten Hebung massen die höchsten Gipfel des scandinavischen Gebirges immer noch gegen 7500′ Höhe und überragten höchst wahrscheinlich das Wasser, während ein Gleiches mit den jetzt 1000—1500′ hohen Ostseeprovinzen und Finnland nicht der Fall zu sein brauchte. Die älteren Formationen unserer Provinzen erreichen mit ihren höchsten Punkten ziemlich die Höhe der höchsten scandinavischen, subfossile Mollusken führenden Uferlinien. Ueber diesem älteren anstehenden Gestein finden wir bei uns bis c. 400′ mächtige Quartärbildungen, die auch wohl Uferschwellen und Dünen aufweisen, dagegen, soviel wir in den Ostseeprovinzen beobachteten und uns von Finnland bekannt ist, subfossile Reste von Meeresbewohnern nirgends tief landeinwärts aufweisen*).

Hieraus folgt, dass wir entweder den westlichen Theil der Ostsee für früher belebt ansehen müssen, als den östlichen,

*) Die einzige Ausnahme macht in den Ostseeprovinzen eine mit Vorsicht aufzunehmende Angabe über das Vorkommen eines Narvalzahnes in der Abau bei Zabeln in Kurland, wo derselbe zugleich mit dem Stirnknochen eines *Bos primigenius* oder *priscus* gefunden wurde. In Finnland sind leider die Muschellager bei Jyväskyla, 43½ Meilen nördlich von Helsingfors nicht genauer untersucht (Holmberg, Materialier till Finlands Geognosi. Helsingfors 1858, p. XIII). — Sollten in Finnland in der That subfossile Ostseemollusken so tief landeinwärts vorkommen, dann würde dieses Land dem benachbarten Scandinavien in Beziehung auf Hebungserscheinungen noch näher treten.

eine jedenfalls sehr gewagte Hypothese, oder was viel wahrscheinlicher ist, dass es eine ältere Quartärzeit gab, die dem Leben ihres Wassers aus verschiedenen Gründen, zu denen vielleicht der geringe Salzgehalt und der Mangel an gehöriger Ruhe desselben gehörten, ungünstig war und dann eine neue, wo diese und andere Hindernisse nicht mehr bestanden.

Mit Beginn der älteren Quartärzeit oder dem Wechsel von Festland und Meer musste — wenn auch dieser Wechsel im Grossen und Ganzen als ein allmälig vor sich gehender Process gedacht werden kann — bei der Beweglichkeit des Wassers und bei dem nur ganz ausnahmsweise vollkommen ebenen Boden, dort wo sich das flüssige Element einen neuen Weg bahnte, oder, nach Ansammlung des Wassers zu grösseren Becken, an den Rändern derselben zum Durchbruch kam, auch rasche Ueberfluthung und starke Strömung eintreten. Nach dergleichen Phasen erreichte das Quartärmeer vielleicht in verhältnissmässig kurzer Zeit sein Maximum, das wir für Russland aus der auf Murchison's Karte verzeichneten und von anderen Geognosten erweiterten südlichen Grenze der Geschiebe erkennen, während im Westen das scandinavische und im Osten das Uralgebirge aus dem Quartärmeere hervorragten. Nach Norden reichte das Quartärwasser, wie die Inseln des Eismeeres beweisen, in die Polarzone und wurde, unserer Ansicht nach, nicht durch ein finnisches Hochgebirge unterbrochen. Der Umstand aber, dass an der äussersten Südgrenze des Quartärmeeres Dünenbildungen und Uferstufen nicht bemerkt wurden, spricht dafür, dass das Meer bis zu dieser Grenze sowohl verhältnissmässig rasch vordrang, als auch nicht überaus lange in seiner grössten Ausdehnung verharrte.

Bei der nun folgenden Verminderung des Wassers, die

wohl vorzugsweise durch Hebungen des Bodens veranlasst wurde, traten innerhalb des Quartärmeeres die höchsten Punkte zuerst hervor und erfolgte bei fortgesetzter Hebung eine Abscheidung oder Trennung mehrer Wasserbecken vom Meere, die einerseits eine Verbindung derselben durch Ausflüsse oder Meerengen nicht ausschloss, andererseits aber bei grösserer Abgeschlossenheit vom Meere eine in Folge von Durchbrüchen später stattgehabte Entleerung oder Verminderung derselben denkbar macht. Dem letztern Prozesse und nicht raschen oder plötzlichen Hebungen sind die jüngeren innerhalb der äussersten Grenzen des Quartärmeeres auftretenden Uferstufen grösstentheils zuzuschreiben.

Im Laufe dieser Vorgänge setzte die Erhebung des Ural und eines Theils Scandinaviens fort und trat Finnland und das Gebiet der Ostseeprovinzen über den Meeresspiegel. In letzterem Gebiete schieden sich mehr oder weniger grosse Becken vom Meere ab, bis die Relief- und Contourformen dieser Landstrecken den gegenwärtigen ziemlich entsprachen. Jetzt erst begann die jüngere, durch das Schaalthierleben der Ostsee bezeichnete Quartärzeit, während welcher in unserem Areal weder eine fortgesetzte Hebung, noch eine Senkung des Bodens durch Beobachtung festgestellt werden konnte, erstere dagegen in Finnland und dem angrenzenden Theile von Scandinavien ganz entschieden nachgewiesen wurde. Diese jüngere Quartärperiode führt uns in die Jetztzeit, wo für unsere Gegenden das Minimum der Contourformen des Quartärmeeres eingetreten ist.

Ueber die Art und Weise, wie unser Festland bei allmähliger Hebung und Entwässerung während der Quartärperiode mit Vegetation bekleidet wurde, mit den benachbarten Festländern in Verbindung trat, sich mit Thieren bevölkerte,

die zum Theil ausstarben, und den Menschen und seine Begleiter aufnahm, darüber vermögen wir aus dem Material, das unser Boden lieferte, keine neuen oder sicheren Schlüsse zu ziehen, dürfen aber dort, wo von plötzlich eingetretenen grossartigen Veränderungen in der Vertheilung des Festlandes und Meeres, oder von Unterbrechung und Zerreissung eines möglicherweise in der älteren Quartärzeit schon bestehenden Lebensfadens keine Anzeichen und Beweise vorliegen, auch nicht von einer scharfen Grenze der ältern und jüngern Quartärbildungen reden.

Seit dem Bestehen des Quartärwassers musste dasselbe einerseits vom Detritus seines früheren Bettes und seiner Umgebung Materialien mitbringen, andererseits auf die überflutheten Stellen mehr oder weniger zerstörend wirken, sowie endlich, sowohl den alten als neuen Detritus ausbreiten und aufschütten. Das Moment der fortgesetzten oder unterbrochenen Hebung, die von Lagerungsformen, Structur und Zusammensetzung des Untergrundes bedingte Zerstörung desselben durch Wasser, ferner die, sowohl von denselben Bedingungen als von der Richtung der Strömungen und Winde abhängige, Verbreitung und Aufschüttung des alten und neuen Detritus, sowie endlich die Vorgänge während der Zeit mehr entwickelter organischer Thätigkeit, riefen die allmähligen Veränderungen hervor, aus welchen schliesslich die gegenwärtige Configuration und der gegenwärtige Zustand des von uns zu betrachtenden Areals hervorging. — Versuchen wir zuerst einige Erläuterungen über die Vorgänge während der grössten Ausdehnung des Quartärmeeres.

Die von demselben ausgeübte Zerstörung war natürlich von der Form und Zusammensetzung des Bodens abhängig und erkennen wir die Art derselben sowohl aus dem Detritus

als aus dem Zustande der zurückgebliebenen, nicht zerstörten älteren Gebilde, so wie aus den noch erhaltenen bestehenden Wasserbeckenformen.

Da im Gebiete unserer und der südlich und östlich darangrenzenden Provinzen, die Drift bei einer Wanderung von Norden nach Süden nur solche Geschiebe führt, welche einem mehr oder weniger grossen Theile des ganzen, einem gegebenen Punkte jedesmal zwischen NW und NO vorliegenden, Bodens angehören, und die Geschiebe sedimentärer Formationen in Finnland, Olonetz und einem Theile Archangels fehlen oder sehr selten sind, dagegen erratische Blöcke krystallinischer Felsarten einen grossartigen Verbreitungsbezirk nach Süden besitzen, so schliessen wir, dass der Boden und die Küsten des ältern, nicht von der Ostsee getrennten, nördlich von Finnland gelegenen Quartärmeeres, in der arctischen Region vorherrschend aus krystallinischen Gesteinen bestand. Dieselben wurden aber nur in geringem Grade so weit vom Meerwasser zerstört, dass sie Geschiebe lieferten. Dieses Wasser afficirte die festen krystallinischen Gebilde weniger, als man gewöhnlich annimmt. Wo sich granitische Gesteine, feste Dolomite oder Kalksteine vorfanden, wurde der Boden meist geglättet und gefurcht und nur dort, wo er eine Küste, steilere Felsmassen, Sättel oder Randbildungen aufwies, mehr angegriffen. In erhöhtem Grade musste Letzteres mit den wenig festen Sandsteinen geschehen, vor Allem aber mit dem lockern devonischen Sand und Sandstein. Der Auswaschung des Letzteren und der bessern Erhaltung gewisser festerer, thonreicherer, devonischer Sandsteinsättel haben wir die bedeutendsten unserer Süsswasserbeckenbildungen zuzuschreiben.

Was die Verbreitung des Detritus betrifft, so wurden die feineren Trümmer krystallinischer und Sedimentgesteine

ohne Schwierigkeit durch das Wasser bewegt, während grössere Steinblöcke nur durch Vermittelung des Eises weite Räume durchwandern konnten. Im Allgemeinen können wir annehmen, dass auf dem Grunde des grössten und tiefsten Quartärwassers die Ablagerung des Detritus mit mehr Ruhe und Gleichmässigkeit erfolgte, als in dem kleinern und flachern Wasser, und dass die ältern, bei umfassenderer Meeresbedeckung vorherrschend unterseeischen Ablagerungen, nicht in gleichem Maasse wie die neuern Flachwasser- und ausgedehnteren Küstenbildungen den Charakter ungeschichteter Massen tragen. Dennoch bemühten wir uns vergeblich, an den Quartärgebilden der Ostseeprovinzen nachzuweisen, wie viel unterseeische oder Untiefenbildung ist, wie viel beim Hervortauchen des Landes als ältere Tiefmeer-, Untiefen-, Küsten- oder Dünenbildung, oder als jüngeres Produkt anzusehen ist. Dagegen erkennen wir leicht, dass das Quartärmeer, so lange es sein grösstes, zusammenhängendes Gebiet einnahm, vor der späteren Zeit, in der unbehinderten Verbreitung erratischer Blöcke entschieden im Vortheil war. Behalten wir im Auge, dass in der Zeit der höchsten Ausbildung des Quartärmeeres die Ostsee oder der finnische Meerbusen nicht, wie jetzt durch Finnland, vom Eismeer getrennt wurde und die Eismassen höherer Breiten unbehindert nach Süden schwimmen konnten, so ist bei der vorherrschend krystallinischen Felsnatur des im Norden und Westen unserer Provinzen gelegenen Areals und in Folge der zahlreich über das grosse und starkbewegte Wasser wandernden und mit Felsblöcken beladenen Eisschemel, das häufige Vorkommen, ja die staunenswerthe Masse und grosse Verbreitung krystallinischer Wanderblöcke inner- und ausserhalb unserer Provinzen erklärt. Grössere und kleinere Geschiebe fehlen unserem Quartärboden

kaum irgendwo, liegen aber nicht immer an der Oberfläche, sondern mehr oder weniger tief in der Drift verborgen. Zur Zeit, wo ihr Verbreitungsbezirk den grössten Umfang erreichte, mussten sie beim Niederfallen dem anstehenden Gestein gewöhnlich näher zu liegen kommen als später, und erklärt sich hieraus wohl auch der Umstand, dass wir in der Nähe des anstehenden Gesteins fast immer mehr Blöcke fanden, als im höher liegenden Schwemmlande, das nicht gerade Hügel- oder Dünenform besitzt.

Von der Zeit an aber, wo Finnland dem Meeresspiegel enthoben wurde und im Areal der Ostseeprovinzen höhere Punkte hervortauchten, bis auf die Jetztzeit, prägten sich in den meisten Quartärbildungen unserer Provinzen nur wenige, eine Unterscheidung nach der Zeit ihrer Bildung gestattende Merkmale aus. Aus diesem Grunde werden wir nun die einzelnen Erscheinungen ohne schärfere Trennung der Zeiträume, in welchen sie Statt hatten, durchgehen.

Ohne das benachbarte Finnland hier specieller betrachten zu wollen, müssen wir die Bemerkung vorausschicken, dass dieses Land höchst wahrscheinlich früher als unser Areal den Wasserspiegel des Quartärmeeres überragte nnd vor seiner gegenwärtig im Gange befindlichen Hebung vielleicht einer den skandinavischen Beobachtungen entsprechenden Senkung unterworfen war. In unseren Provinzen mussten aber die, höchstens bis 600′ über das Niveau und 1600′ über die tiefste Bodeneinsenkung der jetzigen Ostsee (zwischen Libau und Gottland) sich erhebenden Faltensättel der älteren Sedimentformationen, so wie die Gegenden, wo sich über den Sätteln die kaum irgendwo mehr als 400′ mächtige Drift als unterseeische Bildung am höchsten angehäuft hatte, zuerst dem Wasser entsteigen. Das Minimum der Tiefe des einst

weit ausgedehnten Quartärmeeres mochte nach dem Vorkommen grosser Rollsteine und *Pentameren* führender Geschiebe auf der Spitze unserer höchsten Berge (dem Munna- und Wällamäggi) zu urtheilen, für diese Gegenden ungefähr 400′ und folglich für die jetzt tiefsten Stellen der Ostsee, wenn diese nicht zu einem Senkungsgebiete gehörten, 3000′ betragen.

Bei fortgesetzter Hebung trat in den präexistirenden oder durch Auswaschung gebildeten Vertiefungen des Bodens, die Abscheidung oder Trennung kleinerer oder grösserer Wasserbecken vom Quartärmeere ein und müssen wir sowohl diese als auch andere von der Natur und Gestaltung des älteren Bodens abhängige Erscheinungen, wie insbesondere die Ablagerungsweise der Quartärbildungen, je nach den verschiedenen Territorien auch verschieden auftreten sehen.

Im Granit-Terrain Finnlands bildeten sich bei der Hebung desselben bald zahlreiche kleinere und grössere Seen aus, zwischen welchen die Ablagerungen des Quartärmeeres einfacher und deutlicher als in unseren Provinzen auftreten, was man sowohl dem Bau und der grösseren Festigkeit des Untergrundes, als den seltener und rascher erfolgenden Durchbrüchen der Seen und vielleicht auch einer etwas energischern Hebung des Bodens zuschreiben kann. Es zeigen sich in Finnland nämlich die bekannten Åsar, deren Basis aus geschichteten Thon- und Sandmassen, deren Höhe entweder aus Steinblöcken allein (Stein-Ås) oder aus Sand und Grus mit Reihen von Blöcken besteht. Sie folgen gewöhnlich, wenn auch nicht immer, den krystallinischen Bergrücken und weisen an ihren Abhängen fast nur runde Blöcke, dagegen auf den Gipfeln scharfkantige auf. Diese letzte Erscheinung spricht namentlich dafür, dass zu jener Zeit, wo die Åsar über den Wasserspiegel zu treten begannen, auf den, grössere

Ausdehnung besitzenden Gewässern auch noch zahlreichere, mit scharfkantigen Felsblöcken beladene Eisschemel umherschwammen und bei Abnahme des Wassers die scharfkantigen Stücke seltener wurden, weil die schon vorhandenen, länger unter der Wasserbedeckung und in Bewegung befindlichen Geschiebe mehr abgenutzt sein mussten.

Aus dem südlichen, die meisten Felsentblösungen aufweisenden Theile Finnlands gelangen wir über den finnischen Meerbusen in das silurische Gebiet Est- und Livlands. Hier überrascht uns zuerst der Glint, eine durch den Einfluss der Meereswogen entstandene Bruchfläche des sich einst weiter nach Norden ausdehnenden untersilurischen, wahrscheinlich schon während der Erhebung des Hochländer Porphyrs nicht ganz unberührt und unverändert gebliebenen Muldenrandes. Aus der Zerstörung dieses Randes und aus dem bis auf den heutigen Tag bestehenden Zusammenhange des finnischen Meerbusens und der Ostsee, erklärt sich die am längsten dauernde, durch die ganze Quartärzeit fortsetzende Verbreitung untersilurischer Geschiebe, während aus dem grossen Verbreitungsbezirk letzterer auf dem südlich gelegenen Festlande geschlossen werden muss, dass die Zerstörung dieser Randbildung schon beim Einbruch der Quartärfluthen und die Ausbildung der Trümmer zu einer Zeit erfolgte, wo die Quartärmeerbedeckung das ganze Areal unserer Provinzen umfasste. Die tiefere Einsenkung des finnischen Meerbusens entstand durch theilweise Auswaschung eines sehr flachen WSW — ONO streichenden Längsthales, in dessen südlicher Hälfte die silurischen Schichten ihre äusserste Grenze hatten. Zur Erklärung einer Zerstörung des silurischen Beckenrandes brauchen wir durchaus nicht ein riesiges finnisches Granitgebirge aufsteigen zu lassen, oder für das silurische Terrain

besondere, während der Quartärzeit stattfindende, Hebungs- und Fältelungserscheinungen anzunehmen, da ein grosser Theil letzterer weit einfacher den benachbarten alten quarzhaltigen Porphyren zugeschrieben wird.

Nach dem jetzigen Bau Estlands musste die Südgrenze des ältesten finnischen Meerbusens in das Terrain zwischen Narwa, Klein Marien, St. Anna und Odenkat fallen und von hier nach Westen, zum Meere hin, ungefähr in der Richtung nach Spitham fortsetzen.

Im silurischen Gebiete Est- und Livlands sind Dolomite und Kalksteine als sogenannter Fliesenboden über grössere, wenig undulirte Ebenen, in Art eines schlecht gefügten Parquets, ausgebreitet. Ueber einem solchen „durchlassenden" Boden konnte die Bildung von grossen Seen nicht stattfinden und zeigt sich denn auch, dass diese Gegenden im Verhältniss zu dem übrigen Theile unserer Provinzen seearm genannt werden müssen. Dagegen konnte über und an einem so beschaffenen Meeresgrunde die Ablagerung und Aufschüttung der Drift in recht scharf ausgeprägter Weise erfolgen. Und so ist es in der That. Wir finden in Estland grössere Landstriche, wo der Detritus nicht auf dem Felsboden haften wollte und eine nur geringe Dammerdeschicht bemerkt wird. Dann erkennen wir drei Territorien, wo sich (vgl. die Karte) das Schwemmland in grösserer Quantität, sei es nun an alten Küsten oder an den Rändern der Stromfurchen oder vor ihnen anhäufte. Das erste in Harrien und der Wieck, das zweite, meist aus NW — SO streichenden Hügelzügen bestehend, im Jerwenschen, und beide von NO — SW ausgebreitet; ein drittes, mit dem zweiten im Norden zusammenhängendes, erstreckt sich aber in NNW—SSO Richtung auch noch über das silurische Terrain hinaus, führt den 550′ hohen Emmo-Mäggi, den höch-

sten Berg Estlands, und erweitert sich nach Osten zum Peipusbecken. Sowohl in diesen drei Territorien, als in den benachbarten treten recht charakteristische, hauptsächlich NW — SO gerichtete Geröllhügel und alte Dünenzüge auf, die von allen hierher gehörigen Erscheinungen der drei Ostseeprovinzen dem finnischen Ås (Plur. Asar) am nächsten stehen, doch nicht vollkommen entsprechen und in der sie zum Theil umfassenden estnischen Benennung „Saar" (Insel) nur einen zufällig ähnlich klingenden Namen führen.

Im Allgemeinen nimmt das Material unserer Quartärbildungen in Grösse des Korns und an Kalksteingehalt von Norden nach Süden ab. Hügel aus vorherrschendem Kalkgerölle und Grant sind für Estland besonders bezeichnend, doch treten dieselben auch noch im nördlichen Livland, in einem Theile des unteren devonischen Sandsteinterrains häufiger auf. Wo das silurische Gestein leichter zerstörbar war, wie z. B. die *Borealis*-Bank Ost-Estlands, da wurde etwas weiter südlich, an den alten Dünen bei Kardis, ein weisses Kalkpulver massenhaft aufgeschüttet, in welchem festere Kalkknollen von Faustgrösse eingebacken sind. Den südlichsten Kalkgeröllhügel trafen wir bei Laiwaküllа, an der Laiwa, westlich von Dorpat, an. Eine geschichtete Basis und darüber Steinwälle oder lockere Sandmassen mit Blockreihen konnten aber bisher weder an kleinern noch grössern quartären Hügeln nachgewiesen werden, so dass auch die steiler abfallenden, geradlinigen oder den Contouren der alten Meeresküste folgenden Hügel Estlands, eine von den Sand- und Grant-Åsar Finnlands nicht unwesentliche Modification derselben Erscheinung sind.

Kaum treten wir aber mit der Umgebung des Peipus und weiter westlich über Nawwast und Torgel in die Grenz-

region der silurischen und devonischen Formation oder der Dolomite und Sandsteine, so wird die Oberflächengestaltung eine mannigfaltigere. Die Zerstörung, Auswaschung oder gänzliche Entfernung des lockern Sandsteins fand in dieser Grenzregion ihr günstigstes Terrain, während ein wenig weiter nach Süden, zwischen den natürlichen Falten des Bodens, die dort, wo der Sandstein thonreicher ist, mehr Widerstand leisteten und nicht fortgewaschen wurden, sich grössere und kleinere Wasserstrassen bildeten, in und an welchen die Ablagerung des Detritus (doch weniger scharf ausgeprägt als im silurischen Gebiete) bei gleichzeitiger Hebung des Bodens so weit vorrückte, dass uns in der Zone der untern devonischen Sandsteine entweder geschlossene flache Wasserbecken, wie Peipus, Wirzjerw und Burtnecksee, oder ein geöffnetes, wie der rigische Meerbusen, entgegentreten.

Eine etwas sorgfältigere Betrachtung unserer Karte genügt, um die Aehnlichkeit in der Form des Peipus, Wirzjerw und Rigischen Beckens recht deutlich zu machen. Alle drei Becken haben, wie gesagt, ihr Hauptareal im untern, leicht zerstörbaren devonischen Sandstein, sind nach Norden, wo sie sich den Dolomiten und Kalksteinen der Silurformation nähern oder an sie grenzen, breiter, nach Süden aber mehr oder weniger spitz ausgezogen. Peipus und Rigischer Busen dringen noch jetzt südlich bis zur devonischen Dolomitetage vor und war Dasselbe vielleicht mit dem Wirzjerw in frühern Zeiten der Fall (Adsel). Der Peipus mag als geschlossenes Becken nie über die bei Pleskau schon 160′ hoch gelegenen Dolomite hinausgekommen sein, während der Rigische Busen durch die Riga-Mitauer Niederung tief nach Kurland hinein reichte. Von der nach Süden einst spitz ausgezogenen Form des Rigischen Busens erhält man die richtigste Vorstellung,

wenn man die Grenzen der Riga - Mitauer Niederung betrachtet. Hier finden wir nämlich im Westen eine Hügelreihe, welche vom Kangersee über Livenbersen, Brandenburg nach Blankenfeld reicht, im Osten eine von Bersemünde nach Ixtrumünde und weiter südöstlich nach Bornsmünde hinziehende.

Die genannten drei Becken werden, von Osten nach Westen gehend, durch drei zum Theil unterbrochene und zerstörte, mit Schwemmland bekleidete Falten des Bodens begrenzt, an die sich sowohl kleinere untergeordnete, als (in Kurland) ursprünglich höhere lehnten. Der östliche Faltensattel erstreckt sich von Borkholm in Estland über Dorpat und Haanhof in die Gegend zwischen Lettin und Marienhausen, ein zweiter, wie der vorige von NNW—SSO streichende, von Odenkat über Fellin nach Ronneburg und zur Ewst-Mündung, und ein dritter in NNO — SSW Richtung von Sworbe oder den Slihterhof-Bergen bis ins Ambotensche. Dass die Sättel oder Dämme der untern devonischen, thonreicheren Sandsteine nicht hinreichend Widerstand leisteten, erkennen wir an dem Wirzjerwbecken (Tab. A, Fig. IV), bei den Durchbrüchen oder Uferstufen des Fellinschen Sees, des Embachs bei Dorpat und an der livländischen Aa.

Der Peipus hatte wohl schon frühe einen Ausweg durch die Narowa gefunden, ob aber der Rigische Meerbusen jemals ein abgeschlossenes Becken bildete, wollen wir zu erörtern versuchen, wenn auch bei der leichten Zerstörbarkeit unserer devonischen Sandsteine und den im Allgemeinen durch Flugsand leicht verwehten älteren Uferstufen, Schwellen oder Linien, sich die früheren Grenzen des Salz- oder Süsswassers nicht leicht bestimmen lassen.

Suchen wir z. B. in der devonischen Umgebung des Rigischen Busens nach einer, dem silurischen, häufig in Stufen

abfallenden Glint, oder den Panks, entsprechenden Küstenbildung, so finden wir sie, wie leicht erklärlich, weit tiefer landeinwärts, als an den Küsten Estlands. Leider besitzen wir noch zu wenig Höhenbestimmungen, insbesondere am anstehenden Gestein, um eine solche alte Küste gut verfolgen zu können.

Denken wir uns das Wasser des Rigischen Busens um c. 100′ höher als jetzt oder dem Peipusspiegel ziemlich gleich hoch, so erhalten wir am anstehenden devonischen Gestein eine Küste, die Slihterhof, Tuckum, Hof zum Berge, Gemauerthof, Salat, Krussen, Keggum, Kronenberg, Salisgebiet unterhalb Salisburg, Riesa und Kerkau verbinden würde. Ein solcher Wasserstand, der den 100′ hohen silurischen Pank bei St. Johannis auf Oesel überfluthen würde, wäre selbstverständlich zu hoch, um sich bei demselben ein noch geschlossenes Rigisches Becken denken zu können. Bei 50′ Höhe des Wassers über dem jetzigen Meeresspiegel würden Gipken, Uggenzeem, die Gegend zwischen Rauden und Plönen, Eckendorf, Stalgen an der kurischen Aa, Dahlen, Hinzenberg, Neubach, Salis einige Werst oberhalb ihrer Mündung, Stälenhof und Kokenkau eine Uferlinie abgeben. Doch auch bei diesem Wasserstande konnte sich ein an seiner Westseite mit nur 50′ hohen Ufern und lockeren Dünen versehenes Becken von der Grösse des Rigischen kaum erhalten. Wollen wir daher nicht zu den sehr gewagten Hypothesen greifen, dass die ganze westliche Umgebung des Rigischen Busens einst höher lag und sich dann so lange senkte, bis zwischen dem Nordende der kurischen Halbinsel und Sworbe oder zwischen einem andern später bezeichneten Hauptsattel Westkurlands, der über Runö zu den silurischen Inseln strich, oder auch zwischen dem frühern Festlandsgebiete, das jetzt von Inseln eingenom-

men wird, Durchbrüche des Wassers erfolgten; — wollen wir nicht eine cimbrische Fluth in dieses Terrain einbrechen lassen, ohne dass doch eine Spur von Kreidegeschieben an die Westküste Kurlands und an die Rigischen Küsten gelangte, oder uns die Ueberfüllung des Rigischen Beckens aus der Lösung mehrer Becken des Binnenlandes erklären; — wollen wir, wie gesagt, zu solchen Hypothesen*) nicht unsere Zuflucht nehmen, dann bleibt uns nur die Annahme, dass wohl schon in der ersten Zeit der Quartärperiode die, mit dem ganzen Areal tiefer als jetzt liegenden, wenig festen unterseeischen devonischen Sättel zwischen der kurischen Halbinsel und dem silurischen Gebiet zerstört wurden und zum Beispiel die, während der ganzen Quartärzeit bestehende, Wasserstrasse oder Bodenfurche zwischen Domesnäs und Swalferot eine stets im Abnehmen begriffene war. In der älteren Quartärzeit erfolgte diese Abnahme vorzugsweise durch Hebung, in der neuern durch Anschwemmung, wie namentlich eine durch Seen charakterisirte Küstenzone des Rigischen Busens und die niedrigen Steinzüge an der kurischen Küste, im Dondangenschen, beweisen. Die einzige Ausnahme machte vielleicht die Riga-Mitauer Niederung oder Mulde, welche, nach ihren offenbar in sehr ruhigem Wasser abgelagerten Niederschlägen zu urtheilen, längere Zeit ein selbstständiges, vom Rigischen Becken getrenntes See- oder Ueberschwemmungsgebiet der vielleicht nicht wie jetzt zum Durchbruch gekommenen Düna bildete und hier also der nordwestliche, grösstentheils aus Dolomiten bestehende Flügelrand einer SW — NO streichenden Längsmulde längere Zeit erhalten werden konnte.

*) Auch über mögliche Zustände des Rigischen Busens während der Tertiärzeit schweigen wir, da das Anstehen der Bernsteinerde innerhalb des genannten Busens noch zu beweisen ist und uns über frühere Bernstein-Ausbeute und Handel der Runöer keine genauern Angaben vorliegen.

Der zuletzt betrachteten, durch Beckenbildungen ausgezeichneten, von NO — SW oder vom Peipus bis in den nördlichen Theil der kurischen Halbinsel reichenden Zone unserer leicht zerstörbaren unteren devonischen Sandsteine (vergl. die Karte), wird aber im Gouvernement Pleskau, Süd-Livland und Kurland mit dem Auftreten der über dem Sandstein lagernden Dolomite eine Grenze gesetzt. In dieser Grenzgegend war, ebenso wie im Grenzgebiet zwischen der silurischen und devonischen Formation, wenn auch nicht genau aus denselben Gründen, die Zerstörung wieder stärker. Die festeren Dolomite mussten hier den älteren Strömungen eine Stossseite darbieten und erklären wir aus den unter solchen Verhältnissen stattfindenden und sich nach Trockenlegung des Bodens weiter daran knüpfenden Vorgängen und Erscheinungen das Niedrigerliegen des Terrains: am West-Rande des Peipusbeckens zwischen unterem Aia- und Bimsche-Lauf, dann in der Region zwischen den Odenpäh- und Haanhof-Höhen, ferner zwischen dem kleinen Embach, Sedde- u. Aa-Gebiet und zwischen Petri- und Raune-Mündung, so wie endlich südlich von den Dondangenschen Bergen, wo sich gegenwärtig der Usmaiten-See und die ihn umgebenden Niederungen befinden. In diesem Landstriche, nämlich vom kleinen Peipus über Werro und vom West-Abhange der Haanhof-Höhen bis zur Aa, so wie, wenn auch nicht in demselben Grade, weiter über den Blauberg bei Wolmar nach Lemsal und zum Mahle-Kalns und noch weniger deutlich im Süden der Dondangenschen Höhen, tritt uns die sandreichste Binnenregion unserer Provinzen entgegen. Ebenso einfach folgt aber aus der stärkeren Zerstörung der Gegenden, wo die drei oben aufgeführten Faltensättel in das devonische Sandsteingebiet treten und dasselbe wieder verlassen, ein Hervortreten der Odenpäh-

Höhen, des Felliner Wasserscheiders und der Höhen um Dondangen*).

Die Combination von höchsten Erhebungspunkten alter Sedimentgesteine und von grösserer Widerstandsfähigkeit derselben, — die aber doch nicht so weit wie in Estland geht, wo Sandstein unter Dolomit oder Kalkstein, nur an der Nordküste in den Glintprofilen angetroffen wird, — so wie die weiter im Süden, an der Stossseite der Quartärströmungen, befindliche Lage, erklärt es, warum gerade diejenigen Gegenden, wo die devonischen Dolomitlager mehr sporadisch über dem Sandsteine erscheinen, für die massenhafte, weniger geordnete Aufschüttung des quartären Detritus am günstigsten waren. Hier sehen wir auch in den von Rathlef „Haanhof- und Aa-Plateau" genannten Höhen die bedeutendste Anhäufung des Schwemmlandes. Während aber in den Haanhof-Höhen, mit den für unsere Provinzen höchsten Bergen (Munnamäggi 1063'), die Dünenform noch ziemlich deutlich

*) Hier können wir eine Bemerkung, welche die Abhängigkeit des Gesundheitszustandes der Menschen vom geologischen Bau des Bodens betrifft, nicht unterdrücken. Herr C. Weiss erörtert in seiner werthvollen Doctor-Dissertation: Zur Statistik und Aetiologie des Trachoms unter dem Landvolke Livlands, Dorpat, 1861, auf S. 39—53 die Beziehungen oder den Causalverband zwischen dem Auftreten dieser Augenkrankheit und gewissen einzelnen Factoren, wie geographische Lage, Erhebung, Feuchtigkeitszustand und Temperaturverhältnisse des Bodens und der Luft, Lebensweise (Rauchstuben, Nahrung, Unreinlichkeit), Beschäftigung (z. B. Flachsbau), Schädelbau u. s. w. Irren wir aber nicht, so bleibt Verfasser mit allen diesen Ursachen in der „Luft" schweben, oder an der „Unreinigkeit" kleben, da für den Factor „Feuchtigkeitszustand" die statistischen Ausweise nur zum Theil genügend ausfallen. Wie augenfällig tritt dagegen beim ersten Vergleich der Karte des Herrn Weiss über Verbreitung des Trachoms und unserer geologischen die Thatsache hervor, dass diese Krankheit ihren Hauptheerd im devonischen Sandsteingebiet hat und hier, wo ein wenig durchlassender, thonigsandiger Untergrund vorherrscht, im Maximum des Areals 1—3,36 % (Nr. II—VII der Schraffirung) am Trachom Leidender vorkommen, während das südlicher gelegene dolomitische, wie ein schlecht gefügtes Parquet dem Wasser leicht Durchgang verstattende, Terrain, in seinem grössten Theil nur 0,1—1 % (Nr. I und II) Kranke aufweist und nirgens 2 % erreicht.

hervortritt, so ist solches weiter westlich in dem sogenannten Aaplateau viel weniger der Fall. Hier wird man unwillkürlich zu der Vorstellung getrieben, dass über und an einem, zuerst unter Wasser befindlichen und später von demselben umgebenen höheren Centralgebiet, die Ablagerung des quartären Detritus und die Dünenbildung allseitig erfolgte und daraus gewissermassen Centraldünen hervorgingen. Dennoch scheint sich in der Anordnung der aus Schwemmland bestehenden Haupthöhen, vom Slapiums- zum Spire- und Gaising-Kalns und jenseits der Düna vom Tabor-Kalns bis nach Subbat und zum Ogile-See hin, der höhere Untergrund unseres zweiten, nach Ost-Kurland hineinreichenden Sattels auszusprechen.

Wo die devonischen Dolomitlager in grösserem Zusammenhange auftreten, da zeigt sich über ihnen stellweise, wie in den Kangern östlich von Riga, wieder die einfache Dünenform, im Allgemeinen aber das Schwemmland anders und weniger regelmässig als in Estland vertheilt. Nach dem Grunde hierfür brauchen wir nicht lange zu suchen, da ja vor dem devonischen Dolomitboden nach Norden hin das grosse Areal lockerer Sandsteine befindlich ist, deren Detritus alle südlicher gelegenen Gegenden in reichlichem Maasse speiste. Ausserdem treten wir mit dem grössten Theile Kurlands und Lithauens in ein Gebiet, wo eine andere, NO—SW gerichtete Fältelung der ältesten Sedimentgesteine, ferner Sandbildungen über und zwischen den devonischen Dolomiten, dann neue Formationen, wie der Zechstein und Jura, sowie auch anders gerichtete Flussläufe erscheinen.

Kurland hat seine Relief-Form vorzugsweise zwei NO—SW streichenden Hauptsätteln und einer dazwischen liegenden Faltenmulde zu verdanken. Die östliche Sattelbildung spricht sich in den devonischen Dolomiten zwischen Ekau, Bauske,

Rahden's Pomusch und Rodwillaeny am besten aus; die westliche streicht in der Richtung von Tuckum nach Popilaeny oder von Zabeln nach Frauenburg. Zwischen diesen höchsten Sattelerhebungen Kurlands senkt sich die Riga-Mitauer Mulde ein, während die Nord- und Westseite des westlichen Sattels von der Ostsee begrenzt wird. Die Quartärgebilde des kurischen Oberlandes erreichen in einzelnen Höhen und Höhenzügen, welche von der Düna, zwischen Stabben und Ewst-Mündung, bis nach Subbat ziehen, 550′ Höhe (OhrmanKalns) und sinken westlich bis zu den, die Ebene nur wenig überragenden Hügeln bei Baldohn, Bauske, Pokroj und Rodwillaeny herab. Nun folgt die Riga-Mitauer, nach Lithauen hineinreichende und dort mit einer Uferstufe abschliessende Ebene oder flache Mulde, von deren Westrande wir in ein zweites Hauptdünengebiet Kurland's treten. Dieses erstreckt sich von Hof zum Berge bis Prekuln bogenförmig und entsprechend der Grenze des devonischen und Zechsteingebietes. Sein höchster Punkt erreicht im Kreewu Kalns 623′ Höhe. Andererseits erkennen wir in den Höhen zwischen der Abau, Windau und Waddax eine auffällige Aehnlichkeit mit dem centralen, von der livländischen Aa, Düna und Ewst umsäumten Dünengebiet, insbesondere wenn wir das erstere Terrain uns so verschoben denken, dass die Windau in eine der Düna parallele Lage geräth. Das massenhafteste, wenn auch nicht die höchsten Punkte Kurland's führende Schwemmland hat sich indessen doch über der ziemlich ebenen Höhe des westlichen kurischen Faltensattels angehäuft, wie wir solches in dem Terrain zwischen Talsen und Plönen einerseits und Frauenburg und Gross-Auz anderseits erkennen. Je näher wir aus diesen Gebieten dem Meere kommen, desto mehr erhalten die Hügelzüge die Form der jetzigen Dünen.

Ueber die Vertheilung des Wassers, nachdem die Hebung

des Landes aus den Quartärfluthen weiter vorgeschritten war, können wir für die zuletzt betrachteten Gegenden nur sehr vage Vermuthungen aussprechen. Vielleicht gab es einst ein Dünaburger flaches Becken, das sich dort, wo die Ewst in die Düna mündet, entleerte; vielleicht löste die Windau in der Gegend der Lehdisch-Mündung ein anderes Becken. Gezwungen werden wir jedenfalls zur Annahme von dergleichen einst geschlossenen Becken noch durch keine Erscheinung.

Die gegenwärtigen Binnenseen Kurlands und Lithauens concentriren sich, entsprechend den Verhältnissen der kleineren livländischen Seen, in den höheren Gebieten des Schwemmlandes. Ganz wie sie in dem Terrain NNW-lich von Dorpat, in den Odenpäh- und Haanhof-Höhen und von dort bis in's centrale Dünengebiet Südlivlands hinein, überaus zahlreich auftreten und zum Theil als Quellseen die Nähe des devonischen Gesteins beurkunden, so gilt dasselbe auch für die höchsten Gegenden im Oberlande Kurlands und auf der kurischen Halbinsel. Die Bildung des Usmaiten-Sees wurde früher erklärt.

Eine der norddeutschen Seenplatte entsprechende Anordnung der Binnenseen finden wir in unsern Provinzen nicht.

In der Vertheilung der Quellen unserer Provinzen wird es wohl kaum gelingen ein Zahlengesetz ausfindig zu machen*). Eine Ungleichheit dieser Vertheilung erkennen wir aber daran, dass unsere Sandstein- und hervorragenderen Driftgebiete quellenreicher sind als die des Kalksteins.

Dagegen spricht sich in der Hauptrichtung unserer bedeutendsten Flussläufe eine recht in die Augen fallende

*) Vergl. Benningsen Foerder: über das Zahlengesetz in den Gesteinformationen in Bezug auf Vertheilung von Thälern, Quellen u. s. w. in Nord-Frankreich. Berlin 1843.

Gesetzmässigkeit aus. Schon eine flüchtige Betrachtung unserer Karte lässt einerseits den Parallelismus im Laufe der Torgel, livländischen Aa und Ewst, andererseits der Düna, kurischen Aa und Windau erkennen und erklären wir diese Erscheinung grösstentheils aus der rechtwinkelig auf die Flussläufe stehenden Fältelung des Bodens, die für die erstgenannten Flüsse eine NNW — SSO-liche, für die letztgenannten eine NNO—SSW-liche ist. Als einer eigenthümlichen quartären Bildung heben wir endlich noch die lippenförmig aufgeworfenen Ränder der meisten, hiedurch als ausserordentlich zweckmässige natürliche Entwässerungsgräben erscheinenden Ströme (Torgel, Salis, Düna) hervor.

Die Richtung der kleineren, nicht tief einschneidenden Flüsse hängt zunächst von der Vertheilung der Drift ab, doch erkennen wir in dem seewärts vorrückenden Mündungsgebiet sowohl der kleineren als der grösseren namentlich innerhalb des devonischen Terrains in's Meer fallenden Flüsse eine Abhängigkeit von der Hauptrichtung der Seewinde und von dem mit denselben durch das Meer herangeführten Material.

Mit diesem Wanderungsgebiet der Flüsse oder von denjenigen Punkten an, wo die Hauptrichtung der im Schwemmlande befindlichen untersten Flussläufe gewöhnlich auffällig abgelenkt wurde, beginnt jener schmale Küstensaum, welcher auf bezeichnende Weise der neuesten Quartärperiode angehört. An dieser Küstenzone zeigt sich zunächst die jetzige Dünen-, Barren-, seltner die Inselbildung, doch keine Entwickelung von Nehrung, Peressip oder Lidi. Ferner erkennen wir an ihr die durch Anschwemmung hervorgerufene Abtrennung des Meerwassers und Entstehung von Landseen. Letztere verfolgt man sowohl von der Westhälfte der Nordküste Estlands, mit Kaupasaar beginnend, am ganzen silurischen Küstenstriche,

als in den auf Oesel „Wieken“ genannten Seen und am deutlichsten in einem grossen Theile der zum devonischen Areal gehörenden liv- und kurländischen Küste. Wir heben hier das seereiche Mündungsgebiet der livländischen Aa, Düna und kurischen Aa, sowie den Kanger-, Angern-, frühern Widdel-, Buschen-, Tosmar-, Libau- und Papen-See hervor. In dieser Zone endlich werden die Schaalthierreste unserer Ostsee, freilich nur wenige Werst landeinwärts von der Küste, gefunden.

Wenn wir in den vorigen Betrachtungen die Entwickelung unserer Bodengestaltung einigermassen erklären konnten, so vermochten und vermögen wir über die Gesetzmässigkeit in der Zusammensetzung und Vertheilung des ganzen Complexes der Driftmassen nur wenig zu sagen. Dass aber unser Schwemmland in grössere, auch durch mineralogische Charactere von einander verschiedene Gebiete zerfallen muss, glauben wir, abgesehen von den früheren Andeutungen, aus der Vertheilung der Geschiebe folgern zu können.

Weil sich in der Zusammensetzung der Drift die Natur aller, das Quartärmeer, von der Zeit seiner grössten Ausdehnung bis auf den heutigen Tag umgebenden oder das Bette desselben bildenden Gesteine abspiegelt, so muss in den grösseren Geschieben diese Zusammengehörigkeit am deutlichsten erkannt werden. Ebenso kann man voraussetzen, dass grössere Wanderblöcke, die von ihrem ersten Strandungs- oder Fallpunkte weniger leicht entfernt wurden, als die lockeren feinkörnigen Driftmassen, besonders geeignet sein müssen, um nach erfolgtem Ausweis ihrer Herkunft die Richtung der Hauptströmungen des Quartärmeeres festzustellen, obgleich andererseits hierzu auch kleinere, durch besondere Merkmale charakterisirte Geschiebe mit Erfolg zu verwenden sind. Wir gehen daher jetzt an eine allgemeine Uebersicht der

erratischen Phänomene in unseren und den benachbarten Provinzen und werden zuerst die allgemeine Verbreitung, Anordnung und Grösse der Geschiebe betrachten, um dann aus ihrer Zusammensetzung oder ihren Versteinerungen das Ursprungsgebiet, sowie die Wanderrichtung derselben nachzuweisen.

Am zahlreichsten sind die Geschiebe krystallinischen Gesteins. Es ist vorauszusetzen, dass sie von Norden nach Süden gehend an Zahl abnehmen, sehr augenfällig ist aber diese Erscheinung nicht. An den jetzigen Küsten und den benachbarten Landstrichen werden wir ihre Verbreitung am besten studiren können, weil hier ihre Ablagerung eine jüngere und weniger gestörte ist.

An den silurischen Küsten fehlen die Geschiebe krystallinischer Gebirgsarten nur ausnahmsweise an tiefer einschneidenden Buchten und geschützten Stellen überhaupt; am Glint nehmen sie von Osten nach Westen mit dem Näherrücken der estnischen und finnischen Küste an Zahl zu, und zeigen sich dort, wo die Küste zwei Terrassen bildet, sowohl am Fusse als der Plattform derselben. An den Küsten des devonischen Gebietes sind sie dort, wo Flugsand auftritt, häufig unter demselben versteckt und werden an der Oberfläche nicht bemerkt, fehlen in grösseren Tiefen des Schwemmlandes (wie die Bohrlöcher von Riga und Mitau beweisen) nur selten, liegen in der Nähe des anstehenden Gesteins gewöhnlich zahlreicher bei einander und erscheinen dort, wo sie über devonischem oder quartärem Thon zur Ablagerung kamen, am dichtesten gedrängt. Für Letzteres spricht insbesondere der sogenannte finnische Geröllzug an der Westküste Kurlands und zum Theil die niedrigen Züge der beinahe wallartig zusammengehäuften Steinblöcke an der Nordküste der kurischen Halbinsel. Vielleicht sind diese Bildungen der jüngeren Quartärzeit, Vertreter der alten Stein-Asar.

Im Binnenlande haben wir der allgemeinen, doch regellosen Verbreitung krystallinischer Geschiebe schon früher erwähnt. Auch hier treten sie in der Nähe anstehenden Sedimentgesteins sowie über jedwedem Thon am deutlichsten hervor, nehmen, wie wir z. B. auf der Strasse zwischen Dorpat und Kremon bemerkten, an der Oberfläche je nach dem Wachsen oder Schwinden der Sandmassen an Grösse und Zahl zu oder ab, werden in den Niederungen eines welligen Terrains oft von Moor- und Wiesenbildungen ganz verdeckt und erscheinen, je älter die Dünenbildung ist, oder je tiefer wir in's Binnenland dringen, immer weniger regelmässig geordnet. Aus letzterem Grunde haben wir die Ansammlung von grösseren Geschieben in der Art des finnischen Zuges, oder in Reihen, welche eine alte Küste scharf bezeichnen, tiefer im Binnenlande eigentlich nur einmal, nämlich zwischen Rodwillaeny und Schaul bemerkt, wollen aber nicht behaupten, dass sie mit der Zeit nicht noch häufiger gefunden werden sollte. In Gestalt der sogenannten Felsenmeere gruppiren sich die Geschiebe bei uns nie, sondern nur selten zu einer Zwergform derselben*). Charakteristisch ist ihre Anhäufung in den meisten unserer Flussbetten, wo sie zu Stromschnellen und Untiefen Veranlassung geben.

Bemerkungen wie die, dass an der Nord- und Westseite der Haanhofhöhen, an der Westseite der Quartärzüge im Gebiete der Salis u. s. w. Geschiebe häufiger sind als an den übrigen Seiten, sind mit grosser Vorsicht aufzunehmen und

*) Die aber nicht zu verwechseln ist mit den in Pyramiden- oder anderer Form zusammengehäuften Steinblöcken der alten Livengräber z. B. auf Oesel, bei Neuhausen, Isborsk und Ascheraden.

dürfen, weil hier Täuschungen sehr leicht möglich sind, nicht zu Schlussfolgerungen verwendet werden.

Die Grösse der Blöcke erreicht bis 20′ Durchmesser und tritt die Abnahme derselben bei einer Wanderung von Norden nach Süden deutlicher hervor als die ihrer Anzahl. Gewöhnlich sind sie wahre, in Folge ihrer Bewegung abgerundete Rollsteine und nur selten scharfkantig. Am Gipfel unseres höchsten Berges, des Munnamäggi, findet man sie gerade ebenso gerundet, wie am Fusse. Ein Unterschied nach der Zeit ihrer Anschwemmung, wie bei den finnischen Asar, ist also hier nicht zu erkennen. Nur an der silurischen Küste Estlands sind scharfkantige Geschiebe häufiger und erklärt sich dieses aus der grösseren Nähe ihres anstehenden Muttergesteins.

Was die Gesteinnatur unserer krystallinischen Geschiebe betrifft, so sind es zumeist Glimmer- und Hornblende- Gneis, Granit- und Sienit-Abänderungen, Diorite und Porphyre, und ohne Zweifel grossentheils Finnland oder den Inseln des finnischen Busens entstammende Felsarten. Ihre nördliche Herkunft ist damit im Allgemeinen bestimmt. Weil aber ähnliche Gebirgsarten, insbesondere die granitischen, auch über Finnland hinaus das Festland und den Boden des Meeres bilden; weil ferner keine genaue geognostische Beschreibung Finnlands vorliegt und wir nur wissen wie in diesem Lande dieselben Gesteine wiederholt auftreten und in der Weise zonenartig auf einander folgen*), dass auch schon bei stets gleichbleibenden Stromrichtungen, welche mehrere dieser Zonen schneiden, ein Zusammenkommen des verschiedenartigsten Materials erfolgen musste, und weil endlich eine in grösserem Massstabe ausge-

*) Vergl. M. v. Engelhardt: Darstellungen aus dem Felsgebäude Russlands. Berlin 1820.

führte Untersuchung des Vorkommens und der Verbreitung unserer krystallinischen Geschiebe äusserst schwierig und noch nicht erfolgt ist, so eignen sich dieselben vorläufig wenig zur Bestimmung ihrer ursprünglichen Lagerstätte. Wir bemerken nur, dass z. B. der Verbreitungsbezirk des Rappakiwwi und der Hochländer Porphyre ein viel grösserer ist, als man bei der bisher gebräuchlichen, von uns nicht getheilten Ansicht einer vorherrschend NW—SO gerichteten Wanderung unserer Blöcke erwarten sollte. Leider hatten wir nicht Gelegenheit, die im Süden der Insel Hochland befindliche Küste Estlands zu untersuchen, wo man in dieser Beziehung gewiss einige lehrreiche Data sammeln könnte. Unter den bezeichnenden Mineralien Finnlands ist uns bisher nur der Pyrargillit von Abo in Geschieben bei Dorpat vorgekommen, ein Fund der insofern von Bedeutung ist, als Academiker A. v. Middendorff (nach mündlicher Mittheilung) ein Stück Kalkspath mit Pargasit von der, Åbo gegenüberliegenden Insel, Pargas, bei Neustadt-Eberswalde, NO-lich von Berlin, fand und hieraus offenbar eine von Åbo sowohl nach SW als nach SO gerichtete Wanderung der Geschiebe bewiesen wird.

An der Westküste Kurlands, südlich vom 57° Breite, ist schliesslich das Vorkommen von Geschieben quarzfreier Porphyre und metamorphischer Gesteine schwedischen Ursprungs hervorzuheben. Wir bekennen indessen, dass es uns noch nicht gelungen ist, die Localitäten, wo die genannten Gesteine anstehen, genauer nachzuweisen, wenn auch über das Nichtanstehen derselben in Finnland kaum ein Zweifel obwaltet.

Viel geeignetere Anhaltspunkte für die Bestimmung von Wanderrichtungen geben die Versteinerungen enthaltenden Geschiebe, doch dürfen wir auch hier nicht vergessen, dass sie nur selten an ihrem ersten Anschwemmungspunkte

gefundeu werden. Dennoch konnte nach einigermassen vorgeschrittener Hebung des Festlandes mit Ausnahme der grössten See- und Flussgebiete die Veränderung des ursprünglichen Anschwemmungspunktes der Geschiebe nicht so bedeutend sein, dass es nicht erlaubt sein sollte, aus zahlreichen genauen Bestimmungen ihres Vorkommens einige Schlüsse über ihre Herkunft zu wagen. Zu denselben glaubten wir durch die nicht geringe Anzahl der, in der Uebersicht am Schlusse dieses Capitels aufgeführten, Geschiebe berechtigt zu sein, müssen aber andererseits darauf hinweisen dass dieses Material noch lange nicht vollständig zu nennen ist und bei der Ungleichwerthigkeit der Geschiebe selbst nur Schlussfolgerungen (vgl. die Karte auf Tb. E) gestattet, die als erste mit Vorsicht aufzunehmen sind.

Aus der Verbreitung der untersilurischen Geschiebe ergiebt sich, dass für einen gegebenen Punkt alles demselben zwischen NW und NO vorliegende untersilurische Gestein Trümmer liefern konnte oder, wie wir auch an den krystallinischen Gesteinen der Umgebung Åbos sahen, von einem Punkte aus, Felstrümmer über einen zwischen SW und SO gelegenen Raum ausgebreitet wurden. Die Glintgesteine (Zone 1 der geognostischen Karte) haben unserem jetzigen Festlande mehr Material geliefert, als die höher liegenden Wesenberger und Borkholmer Schichten, weil erstere ursprünglich in grösserer Ausdehnung zu Tage gingen und mehr afficirt wurden, wie letztere. Das seltene Vorkommen von Geschieben unserer Primordialbildungen, insbesondere der *Unguliten*-Sandsteine, wird durch die leichte Zerstörbarkeit ihres Materials erklärt.

Nach den vorausgegangenen Betrachtungen sind die Glintschichten zuerst zerstört und ihre Trümmer während der um-

fassendsten Wasserbedeckung des Quartärmeeres am allgemeinsten und unter bedeutenden Schwankungen der Wanderrichtung verbreitet worden. Die Glintgeschiebe scheinen auf unserem Festlande von Osten nach Westen an Zahl abzunehmen, während der östlichste Winkel Pommerns noch ganze Geschiebelager des Vaginatenkalks führt, aus denen Danzig zum Theil erbaut wurde. Aus der Zerstörung des, einst vor unseren jetzigen nördlichen silurischen Inseln befindlichen, Bodens ging zu einer Zeit, wo das Quartärmeer bis zu den Karpathen reichte, ein Theil der, über die norddeutsche Ebene verbreiteten Geschiebe der untersilurischen Kalksteine mit *Orthoceras duplex* und *Asaphus expansus* hervor, während ein anderer der Insel Oeland und Umgebung entstammt. Am Nordabhange der Karpathen bei Teschen steigen die Geschiebe des *Orthoceren*-Kalks zu 1300′, bei Tarnowitz in Schlesien zu 1000′ Höhe hinan. Bei Lyck in Ost-Preussen fand man ein Geschiebe unseres Ungulitensandsteins. Glauconit-Kalk und *Leperditien*-Mergel kommen in Preussen häufig vor. Die Lyckholmer Facies der Zone 2, versorgte in Nieder-Schlesien Sadewitz und Umgebung, vorzugsweise in einem Verbreitungsbezirke von 1 1/2 Quadratmeilen und 440′ — 550′ Höhe mit Geschieben*), die wir auch bei uns weiter nach Westen verbreitet finden, als die der Zone 3. Zone 4, insbesondere die Schichten von Limmat und Jörden, entsendete ihre Trümmer zu einem jetzt 300 – 400′ hohen NW—SO streichenden, zwi-

*) F. Römer. Die fossile Fauna der silurischen Diluvialgeschiebe von Sadewitz bei Oels in Niederschlesien. Breslau 1861 (Gratulationsschrift der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Cultur zum 50-jährigen Bestehen der Universität Breslau). — Die Seltenheit der *Orthis Sadewitzensis* in unseren Sammlungen scheint darauf hinzuweisen, dass erst in Folge der Auswaschung des einst zwischen Lyckholm, Worms und Dagden befindlichen, ungestört zusammenhängenden silurischen Bodens, durch Quartärfluthen, eine grössere Anzahl dieser Versteinerung geliefert wurde.

schen 55° 40′ und 56° 20′ Breite und 40° 30′ und 41° 30′ Länge gelegenen Gebiete Lithauens. Zwischen diesem Gebiete und der Umgegend Jördens breitete sich zu jener Zeit, wie der Mangel oder die Armuth an mittelsilurischen Geschieben zwischen Burtneck und Alt-Salis einerseits und Medemrode und Rodwillaeny andererseits beweist, eine Wasserfläche aus.

Die *Pentameren* führenden Geschiebe eignen sich nicht besonders zur genaueren Bestimmung ihrer ursprünglichen Lagerstätten. Sie sind entsprechend dem umfangreichen Zutagegehen des ihnen zugehörigen Gesteins (4 und 6) und gemäss dem häufigen und massenhaften Vorkommen der Versteinerungen desselben, sehr verbreitet. Unter ihnen sind Geschiebe mit *Pentamerus borealis* am häufigsten und fanden wir sie sogar auf dem Gipfel des 1000′ hohen Wälla Mäggi. Sie nehmen von Osten nach Westen an Zahl zu, um mit den Geschieben der Jördener Schicht (4) in der oben bezeichneten Gegend ihr Maximum zu erreichen und westlich von 40° 20′ Länge seltener vorzukommen, wenn auch nicht ganz zu fehlen, wie die norddeutsche Ebene am besten beweist.

Die auf dem Festlande weder durch grosse horizontale Verbreitung noch durch Reichthum an Versteinerungen ausgezeichnete obersilurische Zone 7 lieferte nur wenig Geschiebe. Dagegen fällt es auf, dass von den massenhaften Trümmern derselben Zone, die bei Bildung des grossen und kleinen Sundes fortgebracht werden mussten, verhältnissmässig wenig Belegstücke in Kurland gefunden werden. Ihre äusserste Grenze haben die Geschiebe der Zone 7 nach Osten in 42° 50′ L., und spricht sich für den westlichen Theil ihres Verbreitungsbezirkes eine NNO—SSW-liche Wanderrichtung aus.

Letzteres gilt auch für Zone 8, deren *Beyrichien*-Mergel an der Westküste Kurlands vom 57° der Breite an

mit den Gottländer obersilurischen und Schwedischen eruptiven und metamorphischen Gesteinen vereint als Geschiebe vorkommen. Oestlich von 40° 20′ Länge fanden wir keine Trümmer der Zone 8.

Im Westen breiten sich Geschiebe mit *Chonetes striatella* und *Beyrichia tuberculata*, sowohl von Oesel als Gottland, über die norddeutsche Ebene aus. Bei Gröningen in Holländisch Friesland fand man nur noch zahlreiche Gottländer Geschiebe.

Alle diese Betrachtungen zusammengenommen ergeben, dass die Wanderrichtung der Geschiebe während der ganzen Quartärzeit keine gleichbleibende war, sondern neben gewissen, in verschiedenen Zeiten auch verschiedenen Hauptrichtungen, stets andere, untergeordnete vertreten sind. Beispielsweise führen wir das ziemlich in der Mitte unserer Karte liegende Pastorat Burtneck an, wo sich Geschiebe aus NO, N und NW zusammenfinden. Diese Erscheinung wird mit der Zeit gewiss an andern Punkten noch deutlicher hervortreten, wo die Wanderung der Geschiebe bis in die jüngste Zeit fortsetzte und, nach längerem Sammeln, die Versteinerungen eine recht genaue Bestimmung ihrer Herkunft gestatten.

Im Laufe der fortgesetzten allmähligen Hebung und theilweisen Trockenlegung des quartären Meeresgrundes, konnten silurische Schichten sehr verschiedenen Alters, wenn sie nur gleiches Niveau einnahmen, auf gleiche Weise dem zerstörenden Einflusse des Meeres ausgesetzt sein. Ebenso müssen wir bei dem, wenn auch nicht sehr verschiedenen, Niveau unserer Gesteine, verschiedene hierdurch und durch andere Ursachen bedingte Verbreitungsgebiete und Wanderungsrichtungen der zu ein und derselben oder zu verschiedenen Zonen gehörigen Geschiebe voraussetzen.

Die Wanderrichtung der Geschiebe unseres nördlichen silurischen Muldenrandes variirte während der umfassendesten Meeresbedeckung am meisten und wurde ihr erster quartärer Lagerplatz in der Folge mehr, als bei andern Geschieben verändert. Es ist wohl nicht zu gewagt anzunehmen, dass die Zerstörung dieser silurischen Randbildungen, beim Einbruche des Quartärwassers auch bis zu unsern nördlichen silurischen Inseln (Worms und Dagden) fortschreiten konnte, und die Trümmer der Lyckholmer Facies (Zone 2), zu einer Zeit wo das Quartärmeer noch bis Schlesien reichte, sowohl in der schon präexistirenden Bodeneinsenkung als in dem neuen Erosionsthale fortgeführt und bei Sadewitz abgelagert wurden. Auf diese Weise haben wir nicht nöthig ein Hinderniss, das uns bei der Verbreitung der Geschiebe aus dem Niveauunterschiede der Umgegend von Lyckholm und Sadewitz erwächst, dadurch zu entfernen, dass wir den Lyckholmer Schichten eine einst höhere Lage am Abhange eines riesigen finnischen Gebirges geben. Die für Lyckholm und Sadewitz so deutlich ausgesprochene NO — SW-liche Stromrichtung spiegelt sich aber auch in den Beziehungen der Geschiebe von Allatzkiwwi am Peipus und dem Narowagebiet ab, von welchem Gebiete nach Norden hin das grosse bis zu den Inseln Lawensaar und Peni reichende silurische Areal massenhafte Trümmer liefern musste.

Bei der später erfolgten Hebung unseres Festlandes tauchte, entsprechend den gegenwärtig bestehenden Höhenverhältnissen, das Centrum Ost-Estlands, insbesondere die Borkholmer Gegend (3), mit einem Theil der nördlich daran stossenden Wesenberger (2) und einem Theil der südlich angrenzenden mittelsilurischen Gesteine (4) zuerst aus dem Wasser hervor und war der Zerstörung am meisten ausgesetzt. Die

Trümmer dieser Schichten wurden vorherrschend von NNW nach SSO geführt und übte die NNW—SSO gerichtete Fältelung des Bodens von Est-, Livland und wohl auch eines Theiles von Ost-Kurland gewiss auch einen Einfluss auf die damaligen Stromrichtungen aus. Von O kommend überschreiten wir die NNW—SSO streichende Einsenkung des Peipus und Wirzjerw, finden dann im Jerwenschen District Estlands ein grosses, meist aus NW—SO streichenden Zügen bestehendes Schwemmlandgebiet und betreten endlich die Wieck, von wo die Trümmer der Zone 4, entsprechend der NNO — SSW-lichen Fältelung des Bodens in Mittel- und Westkurland nach SSW wanderten und zwar über eine Wasserfläche, die sich zwischen Jörden in Estland und Shog in Lithauen ausdehnte. Mit dem in seinen Contourformen immer beschränkter erscheinenden Quartärmeere und der gleichzeitig erfolgenden allmähligen Hebung Kurlands setzte die Zerstörung des silurischen Areals zwischen Worms, Dagden, Oesel, Moon und dem jetzigen Festlande fort, so dass wir die obersilurischen Geschiebe überhaupt, über ein kleineres Areal und der Fältelung des kurischen Bodens im Allgemeinen entsprechend, verbreitet finden, die jüngsten obersilurischen Oeseler Schichten aber auf dem kleinsten SSW-lich von dieser Insel gelegenen Raum antreffen.

Aus der grossen Verbreitung obersilurischer Geschiebe in der norddeutschen Ebene könnte man folgern, dass auch schon im Beginn der Quartärzeit, bei der grössten Ausdehnung des Quartärmeeres eine theilweise Zerstörung der obersilurischen Schichten und ihre Wanderung nach SW erfolgte, dagegen ist es für unser Terrain fast unzweifelhaft, dass in viel späterer Zeit, bei begrenzterer Contourform des Quartärmeeres die Hauptmasse der Geschiebe in der genannten Richtung ausgebreitet wurde. Wie viel von der norddeut-

schen Ebene gleichzeitig mit Westkurland aus dem Wasserspiegel trat wird aber wohl erst nach einem genaueren Studium der daselbst verbreiteten Geschiebe erkannt werden.

Die vorhergehenden Data würden also schliesslich dahin zusammen zu fassen sein, dass im Beginn der Quartärzeit die Verbreitung der silurischen Geschiebe in verschiedenen zwischen NO — SW bis NW — SO, schwankenden Richtungen erfolgte, beim Hervortauchen der höchsten Punkte Estlands aber dieselbe vorherrschend nach SSO und bei der fortgesetzten, West-Estland und unser Inselgebiet trockenlegenden Hebung nach SSW gerichtet war. Ausserdem scheint aus unserer Geschiebesammlung hervorzugehen, dass für gewisse Regionen und Punkte, je nach der Folgereihe und Art und Weise in welcher ihr und der benachbarte Boden trockengelegt wurde, auch gewisse constante Abweichungen in den Hauptrichtungen der Geschiebewanderung nachzuweisen sind, die wir auf unserer Karte (Tb. E) für die Zone zwischen dem 56° und 57° Br. anzudeuten versuchten. Neben diesen Hauptrichtungen konnten selbstverständlich auch andere untergeordnete bestehen.

Was die Geschiebe aus anderen Sedimentformationen betrifft, so sind sie in unseren Provinzen theils zu wenig zahlreich gefunden worden, theils nicht geeignet, um an ihre Verbreitung speciellere Schlussfolgerungen zu knüpfen. Jenes allgemeine Gesetz, dass einem Punkte nur alle nördlich vorliegenden anstehenden Gesteine Geschiebe lieferten, ist aber auch hier in Beziehung auf devonische, Zechstein- und Jurageschiebe deutlich und verweisen wir hierbei auf den Schluss dieses Capitels. Dass eine Wanderung unserer devonischen Geschiebe in SW-Richtung stattgefunden hat, beweist auch der von Herrn Kade bei Birnbaum in Posen aufgefundene

und beschriebene, Fischreste führende Sandsteinblock*). Auf die Analogie einiger Geschiebe vom Kreuzberge bei Berlin mit dem Jura von Popilaeny machte Quenstedt schon 1838 aufmerksam**).

Es bleiben uns nun noch einige allgemeine Betrachtungen über die Art der Bewegung des Detritus und die diese Bewegung begleitenden Erscheinungen. Wir brauchen dabei kaum daran zu erinnern, dass alle Erscheinungen, welche gegenwärtig in dem Meerwasser oder an der Meeresküste, an Landseen, Ueberschwemmungsgebieten, Flüssen, sowie auch auf dem Festlande bei Bewegung des Detritus bemerkt werden, auch in der ganzen Quartärzeit stattgefunden haben.

Jedes feinkörnige und lockere Material der Drift wird vorzugsweise durch Wind und Wasser bewegt. Das Wasser führt von allen Sinkstoffen den Thon am weitesten fort, etwas weniger weit den Sand, der aber ausserdem als Dünensand durch Winde allein sowohl weit verbreitet, als hoch aufgeschüttet wird. Auch der gröbere Sand und Grant bis zu den Geröllen von Kopfgrösse konnte durch bewegtes Wasser überhaupt und wahrscheinlich auch durch die in grössere Tiefe fortsetzende Wellenbewegung auf einem Felsgrunde hin und her geführt werden.

Bei der durch Wasserkraft allein nicht mehr zu erklärenden Bewegung grösserer Geschiebe unterscheiden wir:

1) Eine über kleinere und grössere, bis mehre 100 Meilen messende Wasserflächen auf Eisschemeln oder Eismassen jeder Art erfolgende normale Wanderung. Wir ver-

*) G. Kade. Ueber die devonischen Fischreste eines Diluvialblockes. Abhandlung zum Programm der kgl. Preuss. Realschule zu Meseritz 1858.

**) Quenstedt. Ueber Geschiebe der Umgegend Berlins. Neues Jhrb. 1838, S. 136. Vergl. auch Klöden, Verstein. der Mark Brandenburg.

weisen hierbei auf die Mittheilungen von C. Bär, Böthlingk, E. Hofmann, Eichwald, Osersky, Wangenheim v. Qualen, A. Schrenk, Helmersen und Fr. Schmidt, über die Bewegung der Blöcke und ihren Transport auf Eisschollen, sowie auf unsere Beschreibung der Ostsee-Küste von Narwa bis Polangen.

2) Eine secundäre Hebung und Bewegung der auf flachem Meeresgrunde der Küste abgelagerten Steinblöcke durch Bodeneis. Hierher gehört die, durch Herrn Wangenheim von Qualen's anziehende Mittheilung*) bekannt gewordene Bewegung der erratischen Blöcke, die wir aber nicht dem Grundeise zuschreiben möchten. Denn nach Allem was wir vom Grundeise wissen**) ist dasselbe eine schwammige lockere Masse, die sich nur in stark strömendem Wasser bildet. Und wenn auch Anker und Ankerketten von solchem Eise incrustirt und gehoben wurden, so liegt doch keine sichere Beobachtung vor, dass dergleichen Gegenstände oder grössere abgerundete Steinblöcke in feste Eisschemel eingefasst, an die Oberfläche des Wasser gestiegen wären. Wenn ferner die Möglichkeit einer Grundeisbildung im Brachwasser unserer Ostsee nicht geläugnet werden kann, doch noch nicht bewiesen ist, so erscheint eine solche Bildung an flachen Küsten nicht wahrscheinlich. Eine einfachere Erklärung der durch Eis vom Boden erhobenen Steinblöcke scheint uns wenigstens möglich. Herr

*) Wangenheim von Qualen über Bewegung erratischer Blöcke aus der Tiefe des Meeres durch Eisschollen und Grundeis, im Bulletin de Moscau 1852, III. S. 227.

*) Vgl. die Literatur in B. Studers phys. Geographie und Geologie B. II, 333 und Dechen in den Verhandlungen des naturhist. Vereins in Rheinpreussen. VIII, 119.

von Wangenheim bemerkt nämlich in seinem Aufsatze, dass die Ostseeküste in der Nähe Neubad's, bei Landwinden vom Wasser befreit und bei Seewinden wieder überfluthet wird. Der Unterschied im Niveau des Wassers scheint 6′ — 8′ betragen zu haben. Im Falle der mehre Tage anhaltenden Trockenlegung eines Theils der Küste müssen aber bei starkem Frost sowohl die zurückbleibenden Wasserlachen als der mit Wasser getränkte Boden bald bis zu einer gewissen Tiefe frieren. Tritt dann wieder Ueberfluthung ein, so wird das Wasser eine Ablösung der gefrorenen Schicht um so leichter bewerkstelligen, als diese Schicht schon an und für sich das Streben zum Aufsteigen hat. Dass bei diesem Vorgange auch eingefrorene Steine von 2′ — 5′ Durchmesser an die Oberfläche des Wassers gelangen und an die Küste getrieben werden ist kaum zu bezweifeln. Gelten aber diese Erscheinungen für einen Punkt so werden sie auch auf den grössten Theil unserer, meist Flachwasser aufweisenden, Küsten auszudehnen sein.

3) Weniger bedeutende, doch auch nicht unwesentliche secundäre Bewegungen der Geschiebe erfolgten ferner sowohl an der Meeresküste, als an Landseen und Flüssen dadurch, dass sich das Jahreseis bei stärkeren Winden, Strömungen oder beim Eisgange anstaute, unter die Geschiebe griff, sie erhob und mehr oder weniger weit von ihrem früheren Ruhepunkte entfernte. Diese Erscheinung wurde z. B. am Strande bei Werder in Estland, am Burtneck-See in Livland, bei der Insel Dahlen an der Düna, auf einer Ueberschwemmungswiese bei Kabillen in Kurland und an der Waddax, zwischen Klikole und Weggen im Gouvernement Kowno bemerkt.

Die durch eine Reihe von Blöcken bezeichneten höhergelegenen Uferlinien an unseren Landseen (Fellinscher-, Ellistfer-, Pickjerw-See etc.) beweisen dieselben Vorgänge für vorhistorische Zeiträume.

4) Eine letzte, wohl geringfügigste, secundäre Bewegung der Geschiebe fand beim Herabstürzen derselben von unterwaschenen Steilküsten oder Abhängen des Binnenlandes und durch die Thätigkeit des Menschen statt, wie wir Letzteres in der Umgebung von Städten, alten Burgen und Kunststrassen leicht erkennen.

Am bedeutendsten war die Bewegung des Detritus im Beginn der Quartärzeit und während der grössten Ausdehnung des Quartärmeeres. Mit welcher Gewalt kleinere Geschiebe in den anstehenden devonischen Sand und Thon jüngerer Stromfurchen getrieben wurden, beobachteten wir bei Dorpat und Trikaten. Jemehr wir uns aber der Jetztzeit nähern, desto mehr nahm die Kraft der Strömungen ab, desto kleiner wurden die Eisschemel und desto mehr wird die Bewegungsrichtung der Geschiebe von der Bodengestaltung abhängig. Ein Felsboden behinderte die Bewegung der Blöcke am wenigsten, ein sandiger mehr, am meisten aber ein thoniger Boden.

Mit der Bewegung des quartären Detritus steht die Glättung und Ritzung des demselben zur Unterlage dienenden festen Gesteins im engsten Zusammenhange, und besitzen wir in der Richtung dieser Ritzen oder Schrammen ein neues Moment, um die Stromrichtungen der Quartärzeit kennen zu lernen und die aus der Verbreitung der Geschiebe gezogenen, hierher gehörigen Schlüsse zu controliren. Da man aber sowohl Glättung und Ritzung, als die meisten übrigen erratischen Erscheinungen des norddeutschen und unseres Flachlandes bis in die neueste Zeit*) durch das frühere Vorhandensein von Gletschern zu erklären gesucht hat, so dürfen wir diese Hypothese nicht mit Stillschweigen übergehen.

Um ein Gletscherterrain, das sich vom nördlichen Europäischen Russland bis über die Breite von Woronesh erstreckte, zu construiren, lässt man in Finnland ein riesiges, das Quartärmeer scheidendes Gebirge aufsteigen, das einmal die Veranlassung besonderer, die Gletscherbildung ausserordentlich begünstigender Temperaturverhältnisse war, andererseits die Lagerung unserer Sedimentgesteine für Gletscherbildung geeigneter machte.

Wohl möchten schon unsere früheren Bemerkungen über die älteren Zustände des Quartärmeeres und über die Lagerungs- und Structurverhältnisse unserer alten Sedimentgesteine und die Betrachtung der Geschiebe genügen, um die Nothwendigkeit der Annahme eines finnischen Hochgebirges abzuweisen. Wir fügen aber noch hinzu, dass man in unseren Provinzen vergebens nach Thalbildungen, die für Gletscher geeignet waren, und ebenso vergebens nach Geröll- und Schuttanhäufungen, die Moränen u. s. w. entsprechen, suchen wird. Auch müsste während der von Kjerulf angenommenen Eiszeit oder der Vereisung des Erdbodens und der Gletscherbedeckung ein langes Trockenliegen des entsprechenden Terrains angenommen werden, wogegen die regelmässig geschichteten Lagen am Fusse der Åsar entschieden sprechen. Oder soll die Gletscherbedeckung auch während des ungeheuren Hiatus zwischen der silurischen und Quartärperiode bestanden

*) Vgl. Kämtz: Ueber die Ursache der früher grösseren Ausdehnung der Gletscher in den Alpen und in Scandinavien. Mittheilungen der K. K. geolog. Gesellschaft, Bd. II, Heft 2, und Th. Kjerulf: Ueber das Frictions-Phänomen. Zeitschrift der Deutschen geolog. Gesellschaft. XII, 389–408.

haben und damit der, diesen Zeitraum bezeichnende Mangel an Dammerdebildung erklärt werden?

Gletscher können der ältern Quartärzeit natürlich nicht gefehlt haben und sie übten in gewissen Theilen des Festlandes und der Küsten dieser Zeit ohne Zweifel ihre lokale Wirkung aus. Auch sendeten sie Eisberge und schwimmende Eisschemel, Steinblöcke und Grus weit umher. Viel einflussreicher waren aber die Massen des nicht von Gletschern stammenden Polar- oder Treib- und Jahreseises zu einer Zeit, wo bei der Verbindung unserer jetzigen Ostsee mit dem Polarmeere auch die Temperatur in der Breite unserer Provinzen niedriger sein musste*), aber nicht zu einer „Eiszeit" zu führen brauchte.

Ob aus der Quantität der Geschiebe kurzweg ein 10000′ hohes finnisches Gebirge construirt werden darf**), ist deshalb sehr fraglich, weil, wie wir gezeigt haben, der grösste Theil unseres Nordens und insbesondere der Grund des Polarmeeres aus krystallinischen Gesteinen besteht. Nur ein kleiner Theil der Geschiebe wurde durch den Einfluss des Gletschereises vom Muttergestein abgetrennt, da in Finnland der Schalengranit und Rappakiwwi durch Verwitterung und Zer-

*) Für diesen Temperaturunterschied spricht Prof. M. Sars' Schrift über die in der norwegischen postpliocänen oder glacialen Formation vorkommenden Mollusken (Zeitschrift der Deutschen geol. Ges. XII, 409—428). Sars beweist, dass das Meer zu einer Zeit, wo die gegenwärtig 200′—470′ über dem Meeresniveau befindlichen Schichten mit Molluskenresten im Wasser lagen, eine Fauna besass, die nicht der jetzigen, benachbarten, sondern der entfernten polaren entspricht. In unsern Provinzen genügen die Rennthiergeweihe aus dem Widdel-See und von Dondangen in Kurland, sowie von Alt Kaipen in Mittellivland und ebenso eine Walfischrippe am Fusse des Puishekalns nicht, um dasselbe zu beweisen, da andererseits, die in Kurland jetzt und soweit unsere historischen Kenntnisse reichen, auch früher nicht vorhandenen Edelhirsche, nach den nicht selten ausgegrabenen Geweihen derselben zu urtheilen (Widdelsee, Dondangen, Wensau, Aa bei Kliwenhof) für ein früher milderes Klima sprechen.

**) Kämtz a. a. O.

fallen die grössten und dabei scharfkantigen Blöcke lieferte und durch Zerfallen unserer grösseren Geschiebe ebenfalls scharfkantige Stücke gebildet werden (Block bei Fetenhof, nördlich von Dorpat und bei Capseden an der Westküste Kurlands).

Man glaubte die Ausbildung grosser Gletscher der Quartärzeit auch deshalb annehmen zu müssen, weil die aufmerksamste Beobachtung erwiesen hatte, dass vom Wasser geglättete Felsen nie Streifen zeigen, wie die unter der Eisbedeckung der Gletscher; dass vom Wasser gebildete Rollsteine niemals Streifen haben, sondern dass im Gegentheil bei nur sehr kurzem Transporte durch Bäche und Ströme, die Streifen durch die Abnutzung der Rollsteine und der Felsfurchen verschwinden*). Andererseits beobachtete man in Scandinavien, dass jetzt unter Wasser befindliche Gesteinschrammen nicht mehr verändert wurden**), und sah darin wieder einen Grund mehr, warum die Erscheinung der Schrammen nicht mit der Gegenwart in Verbindung zu bringen sei.

Ohne an der Richtigkeit dieser Beobachtungen zu zweifeln, bemerken wir nur, dass Geschiebe mit wohlerhaltenen Schrammen (Bruchstücke anstehender geritzter Felsen) bei uns weder an den Küsten noch Flussläufen fehlen***), dass wir am Onega-See in der Nähe des Bessow Noss sehr deutlich die, wenn auch nicht grade als tiefe Schrammen erscheinenden, Spuren eines in jüngster Zeit am Granitufer mit Eis heraufgetriebenen Blockes erkannten, dass ferner die Energie

*) C. Vogt, Grundriss der Geologie. 1860. S. 375.

**) F. Römer im Bericht einer Reise nach Norwegen in d. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft. 1859. 511.

***) Wir fanden sogar deutlich geschliffene und gefurchte silurische Kalkgeschiebe bei Shog im Gouvernement Kowno.

der Bewegung des Eises und des Detritus an unsern jetzigen Küsten nicht dieselbe zu sein braucht, wie in der älteren Quartärzeit und dass, selbst wenn für gewisse auch ausgedehntere Lokalitäten Scandinaviens Gletschereis die Ursache der Glättung und Schrammung der Felsen war und ist, wir doch durchaus nicht gezwungen sind, alle Streifen und Schliffe, jeden Steinwall und alle erratischen Blöcke als begleitende Erscheinung verschwundener grosser Gletscher zu betrachten.

Obgleich wir weit entfernt davon sind zu glauben, dass die streitige Frage schon jetzt und auf unserem Terrain zur schliesslichen Lösung gebracht werden kann, so führen wir doch unsere Leser an einige Stellen, wo man Schliffe und Schrammen besonders schön auf beinahe vollkommen horizontalen Flächen unserer Sedimentgesteine beobachtet und fügen dann auch noch andere weniger genau untersuchte Punkte hinzu.

Drei Werst oberhalb Pleskau wird in den Steinbrüchen am rechten Ufer der Welikaja ganz in der Nähe der Panteleimonkirche die oberste Dolomitschicht im Laufe der Brucharbeit sorgfältig von der Dammerde befreit und zeigt hiernach überall deutliche Glättung und Streifung, welche erfolgt ist, nachdem die bei Pleskau über der Korallenbank lagernden Straten in der Gegend des Steinbruchs zerstört worden waren. Die Glättung erscheint dort vollkommener, wo das Gestein festere, dichtere und gleichmässigere Natur aufweist. Die geglättete Fläche ist nicht ganz eben, sondern schwach gewellt. Die Schrammen verfolgen, wie Solches auch an den Graniten Finnlands häufig vorkommt, mehrere Richtungen. Die auffälligsten bis 1'' breiten, 2 Linien tiefen und mehrere Fuss langen Schrammen oder Furchen streichen NNW—SSO (h 11); andere

wenig tiefe, feine, scharfe, doch ziemlich häufige, ONO—WSW (h 5) oder rechtwinklig auf den vorigen, und wieder andere, noch zartere, WNW — OSO (h 7). Die im Norden liegenden Anfänge der grossen Hauptschrammen sind hohlkehlartig, oder wie mit einem Hohlmeissel eingesetzt, erweitern sich und laufen endlich flach und spitz aus. Die feinen Streifen enden zuweilen mit einem unter das Gestein dringenden kleinen Sacke oder einer Tasche. Die Oberfläche der Schrammen selbst ist nicht so glatt, als die des umgebenden Gesteins.

Beim Dorfe Lapenka, 2 Werst oberhalb Ostrow, fanden wir schöne, beinahe N—S (h $12_{,12}$) streichende Schrammen. Am linken Ufer der Narowa sahen wir in der Nähe des Wasserfalls, beim russischen Kirchhofe an einem Bächlein ganz in der Nähe des Narowa-Ufers geschliffene Flächen mit NNO — SSW (h $2_{,25}$) streichenden Hauptschrammen neben zarter, anders gerichteter Ritzung des Gesteins.

Auf dem silurischen Kalkstein sind ferner, von O nach W gehend, bei folgenden Localitäten Streifen bekannt: Tuddo (Zone 2) in NW—SO; Tobbia, eine Werst südlich von Wesenberg, in NNW — SSO; Löimetz-Krug, südöstlich von Wesenberg und Herküll (Zone 3) in NW—SO; beim Fennernschen Kupferhammer in NNO — SSW (h 1) und bei Hapsal in NW—SO.

Bei Pühalep auf der Insel Dagden erkannte man ausser den tifesten NO — SW (h 3) streichenden auch ONO—WSW (h $4_{,25}$), N — S und NNO — SSW gerichtete Schrammen*)

*) Andere aus derselben Gegend von A. Schrenk (silurisches Schichtensystem Liv- und Estlands im Archiv der Naturforschergesellschaft zu Dorpat. Bd. I, S. 100) angegebene, hierher gehörige und anziehende Erscheinungen haben wir leider nicht Gelegenheit gehabt, kennen zu lernen und auch an anderen Punkten nicht wiedergefunden. Ebenso konnten wir an unseren Dolomiten und Kalksteinen fächerförmig geordnete Schrammen, wie sie an geneigten Ebenen des finnischen Granits vorkommen, nirgends bemerken.

und wurden ähnliche beim Gute Orriak auf der Insel Kassar, an der Südseite Dagdens bemerkt.

Auf den Dolomiten bei Wenden bemerkten wir zarte NNO—SSW-lich (h 1) gerichtete Streifung des Gesteins; dann eine ebenso schwache NW—SO-liche (h 9,5) an den Dolomiten oberhalb der über die Oger führenden Eisenbahnbrücke, sowie endlich gleich unterhalb Friedrichswalde an der Ewst, deutliche Schliffe und, soviel wir uns erinnern, NO—SW-liche Schrammen.

Wenn auch die Verschiedenheit der Streifrichtung an verschiedenen Localitäten nicht gegen ihre Entstehung durch Gletscher spricht und auch auf ein und derselben durch Gletschereis gefurchten Fläche verschieden gerichtete Schrammen gefunden wurden, so sind doch rechtwinklig auf einander stehende Schrammen wie die unsrigen, in Gletschergegenden bisher nicht vorgekommen*). Dass aber die Glättung der Furchen selbst später nicht erfolgte, kann uns eben nicht wundern, da wir ja auch an unseren weit hergekommenen Rollsteinen die Furchen unverändert erhalten finden.

Diese Betrachtungen und der Umstand, dass wir wahre Moränen weder überhaupt noch an den Faltenmulden unseres Bodens oder in den finnischen Åsar erkennen konnten, sowie die Thatsache, dass Glättung der Felsen durch Grus oder Gerölle mittelst Wasserbewegung ohne Eis (wie die Riesenkessel und Töpfe und gewisse Schlammströme am deutlichsten beweisen) nicht geleugnet werden kann, und massenhaft aufgestaute Eisschollen den Felsboden ebenfalls glätten und mit

*) Wir verweisen bei dieser Gelegenheit auch auf die von Forchhammer im Neuen Jahrb. 1844, S. 748 und in Hörby e's Observations sur les phénom. d'érosion en Norvège, Christiania 1857, zum Theil gegen die Gletscherschliffe erhobenen Einwände.

den unter ihnen liegenden Grusmassen ritzen mussten, alles Dieses drängt uns die Ueberzeugung auf: dass während der Quartärzeit Grus und Grant in unserem Areal auf geeignetem Meeresboden den Boden glättete und streifte*), ausserdem aber das gewöhnliche Jahreseis an Küsten ebenso wirkte und endlich die Hauptschrammen des Gesteins durch grössere oder kleinere Steinblöcke hervorgerufen wurden, welche auf Treibeisschemeln umherschwammen und entweder im Tiefwasser niederfielen oder an den Küsten strandeten. Hier vereinte sich die normale und secundäre Bewegung der Blöcke, um die Mannigfaltigkeit in der Erscheinung der Streifen hervorzurufen. Ja es konnte Letztere kaum ausbleiben, da bei der allmähligen Befreiung unseres jetzigen Festlandes von dem Quartärwasser, für jede Gegend desselben ein einstweiliger niedriger Wasserstand angenommen werden muss. Wo der Boden nahezu horizontal war, trat die Glättung und Ritzung am normalsten auf, wo er sich mit den Hauptströmungen oder gegen sie erhob, ist die Erscheinung complicirter und schwerer zu entziffern. Wer aber die Thätigkeit des strömenden Wassers bei Bildung unserer oft mit steilen Felswänden versehenen Flussbetten und den Eisgang grösserer nordischer Flüsse kennen gelernt hat, der wird auch diese Erscheinungen unwillkührlich in Zusammenhang bringen mit dem Phenomen der Glättung und Streifung während einer Zeit, wo unsere Ströme zweifelsohne bedeutender waren als jetzt.

Schliesslich müssen wir auch noch bemerken, dass sowohl die Erscheinungen an den Schrammen als unsere Deu-

*) Die Untersuchungen über Fortpflanzung der Wellenbewegung in der Verticalen und über den Effect derselben sind noch nicht weit genug gediehen, um hieraus auf die Art der Zerstörung des Untergrundes und die Bewegung des Detritus sichere Schlüsse zu ziehen.

tung ihres Ursprunges nicht im Gegensatz, sondern im besten Einklang stehen mit allen Schlüssen, die wir aus der Art der Verbreitung unserer Geschiebe zogen.

Ordnen wir die oben aufgeführten Localitäten nach der Richtung der Schrammen mit Berücksichtigung der Correctur für unsere c. 9° oder 0,6 Stunde betragenden westlichen Abweichung der Magnetnadel, so haben wir:

NO-SW (h 2, 4) Insel Dagden und Kassar.
NNO—SSW (h 1, 65) Narwa.
NNO—SSW (h 1) Wenden (unsicher).
N—S (h 12, 4) Fennern.
„ „ (h 11, 7) Lapenka bei Ostrow.
NNW—SSO (h 10, 9) Ronneburg.
„ „ (h 10, 4) Pleskau.
„ „ (h 10, 5) Wesenberg.
NW-SO ohne genauere Bestimmung der Grade oder der Stunde in Estland bei Tuddo, Löimetz, Herküll u. Hapsal; in Livland an der Ogerbrücke sehr schwach.

Wir sehen also auch hier, dass ungeachtet der Mannigfaltigkeit der Richtungen, die höheren und zuerst dem Wasserspiegel entsteigenden Punkte vorzugsweise von NNW oder NW her geschrammt wurden, dagegen die niedrigeren und später trocken gelegten mehr von NO nach SW.

Dass in Südlivland und Kurland die Streifen selten zu beobachten sind, darf uns wegen der daselbst geringen Entblössungen anstehenden Gesteins, das ausserdem fast nur an den durch Erosion entstandenen grösseren Flussbetten zu Tage geht, sowie bei der gewöhnlich zur Aufnahme und Erhaltung von Schrammen nicht geeigneten Natur unserer devonischen, Zechstein- und Jura-Bildungen nicht Wunder nehmen.

An die auf den letzten Blättern behandelten erratischen Erscheinungen schliessen wir einige Worte über die in den

Ostseeprovinzen vorkommenden fossilen oder subfossilen Thier- und Pflanzenreste der Quartärzeit. So lange die Pflanzenreste unserer alten Moore und Humusschichten untergegangener Wälder nicht genau studirt sind und nur wenig fossile Thierreste der Quartärzeit bei uns gesammelt wurden, da kann auch nicht an die Schilderung der älteren Flora und Fauna dieser Periode gedacht werden. Nach dem gewöhnlichen Laufe der Dinge musste sich eine spärliche Flora und Fauna des Festlandes auf den ersten aus dem Quartärmeere auftauchenden Inseln zeigen und mit der stetigen Zunahme des Landes wachsen, weil dann eine leichtere Communication mit dem schon seit dem Eintritt der Quartärzeit bestehenden Festlande geboten wurde. Da aber unserem Binnenlande die Seethierreste ganz fehlen und dadurch bewiesen wird, dass das ältere Quartärmeer hier nicht belebt war, so kann Dasselbe auch mit dem Festlande der Fall gewesen sein.

Von Lighat, Ogershof, aus der Umgegend Pleskaus, aus Kurland und aus Lithauen*) sind uns äusserst schlecht erhaltene Bruchstücke von Mahlzähnen und aus Staelenhof ein Stosszahnfragment des *Elephas primigenius* bekannt, die fast alle an Flussufern lagen und also ziemlich weit verschleppt sein mögen und nicht gerade dafür sprechen, dass das Thier bei uns gelebt hat. Von Ropenhof in Mittellivland, aus dem Tammulasee bei Werro, aus der Abau bei Zablen und vom kurischen Strande bei Wensau (in 5 Faden Tiefe) sind uns dagegen viel besser erhaltene Ueberreste des *Bos primigenius* zugekommen. Endlich besitzen wir aus der Tiefe eines Torfmoors bei Alt-Kaipen und aus dem Wihdel-See Kurlands Rennthiergeweihe, sowie bei dem erstgenannten Fundorte, ferner

*) In der Sammlung des Mitauer Gymnasiums und des naturforschenden Vereins in Riga, ohne genauere Angabe des Fundortes.

bei Pühalep auf der Insel Dagden und bei Fellin unter denselben Verhältnissen ausgegrabene Geweihe des *Cervus alces fossilis*, die unsern lebenden in der Form recht gut entsprechen, obgleich Fischer v. Waldheim aus dem Exemplar von Fellin eine neue Species, den *Cervus Fellinus*, machte. Auch Pferdezähne wurden bei Dorpat in auffallend grosser Tiefe gefunden, und Geripptheile vom Edelhirsch bei Wensau zusammen mit *Bos primigenius*, bei Dondangen und im frühern Wihdel-See Kurlands, sowie bei Kliwenhof im Bette der kurischen Aa. Der *Cervus elaphus* ist aber unseren Provinzen jetzt fremd und spricht von seiner früheren Existenz in denselben keine Geschichtsquelle. Waren aber der *Bos primigenius* im nördlichen Dänemark, der *Bos priscus* in Schweden und das Rennthier in Nord-Deutschland und Frankreich Zeitgenossen des Menschen, so wird dasselbe für die gleichnamigen Thiere der Ostseeprovinzen gelten müssen, obgleich für eine sehr frühe Einwanderung des tschudischen oder finnischen Volksstammes in dieselben keine Beweise vorliegen. Beim vollständigen Fehlen fossiler Knochen in unseren zahlreichen Sandstein- und einigen Gypshöhlen scheint unser Terrain nie sehr reich an höher stehenden Landthieren gewesen zu sein.

Lager subfossiler Muscheln, als: *Cardium edule* (L.), *Tellina baltica* (L.), *Mya arenaria* (L.), *Paludina stagnalis* (L.), *Mytilus edulis* (L.), *Mytilus Hageni* (?) (Bär), *Neritina fluviatilis* (L.), *Limnaeus succineus* (Nilson), *Littorina rudis* (Mont.) finden wir nur wenige Werst weit von der Küste, am entferntsten wohl bei Nyby in Estland, auf dem Wege nach Padis. Ist aber das im Garten von Allasch ausgegrabene Stück Bernstein nicht vielleicht ein durch Menschenhand verschlepptes, dann könnte auch dieser Umstand beim Mangel an gleichzeitig vorkommenden Seethier-Resten

als Beweis dienen, dass das Quartärmeer zu einer Zeit, wo es wenig über 4 Meilen weiter als jetzt reichte, unbelebt war und die obengenannten Bewohner des Festlandes erst in verhältnissmässig jüngerer Zeit existirten.

Den soeben bezeichneten Punkt ausgenommen ist uns das Vorkommen von Bernstein-Geschieben ein wenig tiefer landeinwärts nur noch bei Salenen im Hasenpothschen, in c. zwei Meilen Entfernung vom Strande bekannt geworden. An den Küsten der Insel Dagden wird kein Bernstein gefunden, dagegen von N. nach S. um den rigischen Meerbusen herum, bis zur kurischen Westküste hin, immer mehr von diesem Material, obgleich nirgends soviel, dass sich ein regelmässiger Bernstein-Betrieb, wie in Preussen, begründen liesse. Die Pächter des sogenannten Bernsteinsees (Angern-See) haben ihre Thätigkeit sehr bald einstellen müssen. Das Auftreten von anstehender Bernsteinerde ist in unsern Provinzen nicht bekannt, doch wird sie am Meeresgrunde an der West-kurischen Küste kaum fehlen.

Ueber die Vertheilung und Verbreitung unserer oberflächlichsten quartären Bildungen oder des Vegetationsbodens unserer Provinzen werden wir erst durch eine mit gut gewählten Bodenklassen versehene land- und forstwirthschaftliche Bodenkarte genauere Aufschlüsse erhalten*). Ganz neuerdings wurden einige Boden-Analysen vom Gute Bersemünde bei Riga und Weissensee bei Dorpat durch Prof. C. Schmidt**) bekannt gemacht, die noch nicht allgemeiner zu verwerthen sind. Wir führen daher nur einige hierher ge-

*) Vgl. das Inland 1860, N. 18 und 1861, N. 8 u. 9: Ueber den Vegetationsboden der Ostseeprovinzen.

**) Agricultur-chemische Untersuchungen. Livländische Jahrbücher der Landwirthschaft. Bd. XIV, Heft 3. Dorpat 1861.

hörige Bemerkungen auf, die zum Theil mit unseren früheren Betrachtungen zusammenhängen.

Sandschollen oder Haideland finden wir dort, wo beim Auswaschen namentlich des devonischen Sandes, derselbe thonarm war oder die Thontheile abgeschlämmt wurden. So z. B. in der Umgebung des Peipus, bei Werro, Walk, an der Süd- und Südwest-Seite des Wirzjerw, an den Dünen der jetzigen devonischen Küste, an dem Wanderungsgebiet mehrerer Flüsse und in einigen alten Dünen (Tauerkaln Wald zwischen der Düna und kurischen Aa). Aus dem Flugsande werden wir unmerklich in den sogenannten nordischen Mischsand (Quarzkörner, Feldspath, Hornblende, Glimmer und Gerölle verschiedener Gebirgsarten) geführt. Derselbe bildet in Estland und Nord-Livland die bekannten drei, früher aufgeführten, Drift-Gebiete, in Livland den grössten Theil der Odenpäh- und Haanhof-Höhen und das Areal zwischen livländischer Aa, Ewst und Düna. In Kurland besteht das Oberland fast ausschliesslich aus ihm und ebenso die höheren Schwemmlandsgebiete in West-Kurland.

Mit dem Mischsande wechseln Löss- und Thonablagerungen, ohne dass wir im Stande sind eine Gesetzmässigkeit ihres Auftretens nachzuweisen. Dass der quartäre Detritus stärker zersetzt ist, als die anstehenden klastischen Materialien älterer Perioden, und insbesondere der Devonzeit, darf uns nicht wundern (vgl. S. 489), weil er dieselben nur mehr und länger der Zerstörung ausgesetzten Mineraltheile enthält. Unter den Thonlagen zeichnen sich die Lanken an der Westküste Kurlands und die Mitauer Niederung (schon dem Marschlande genähert) aus. Beide kamen in einem wenig bewegten Wasser zur Ausbildung.

Das Areal unserer Moore oder Moräste, von denen

wir die grössten in der späteren Beschreibung der quartären Binnenlandbildungen nennen, ist sehr bedeutend und nimmt z. B. in Livland 17% der Oberfläche ein.

Nach ihrer Entstehung unterscheiden wir: 1) die in Ueberschwemmungsgebieten, namentlich von Flüssen liegenden Grünlands- oder Wiesenmoore; 2) die durch Quellbildung entstandenen, wohin ein Theil der Kesselmoore zu bringen wäre; 3) die aus Versumpfung grösserer und kleinerer Massen stagnirenden Wassers, also aus Landseen, Teichen u. s. w. hervorgegangenen; 4) die durch Versumpfung von Wäldern oder durch Entwaldung entstandenen. Zu letzteren scheinen mehrere unserer Hochmoore zu gehören, die sowohl über Thon- als Sandmulden lagern. Auch die Feldvehnen oder Vehnermoore fehlen uns nicht und mögen eine ältere Moorbildung sein. Genauer untersucht sind nur wenige unserer Moore, obgleich die Moorculur jetzt im Schwunge bei uns ist*).

Humusschichten untergegangener Wälder oder den kaffebraunen Sand Schumanns**), beide so häufig an der preussischen Küste vorkommend, haben wir an unsern, freilich nur selten Steilabstürze aufweisenden, kurischen und livländischen Seeufern nicht bemerkt.

Torfbildung konnte bei allen in ihrer Entwickelung weiter vorgeschrittenen Mooren local vor sich gehen. Unsere Hochmoore weisen Cryptogamen wie *Sphagnum*, *Hypnum* und *Polytrichum* auf, die eine schwammige Masse bilden, aus welcher allein oder mit Einschluss phanerogamischer Hochmoorpflanzen und untergegangener Waldvegetation sich Torf erzeugte.

*) Analysen vom Moor- und Torfboden der Güter Suislep, Randen am Wirzjerw-See und Kiddijerw von Prof. C. Schmidt in den livl. Jhrb. d. Landwirthsch. Bd. XIV, Heft 4: Ueber Moorcultur in Livland.

**) Schumann in den neuen Preuss. Provinzialblättern. 3. Folge.

Schlammbildung der Landseen ist am Burtneck-See und Wihdel-See, Flussschlammbildung an den Klaans der Peddetz und Ewst, den Luchten des Embachs und den Luxten der Oknist in Kurland gut zu verfolgen. Aehnliche Gebilde, die an vielen unserer im Gebiete des devonischen Sandsteins befindlichen Flüsse bemerkt werden, gehen aber fast unmerklich in Grünlands- und Wiesenmoore über. Der Meeresschlamm bei Hapsal und Arensburg ist schon oft beschrieben; der Seemist oder Seedung (*Fucus vesiculosus* und *Zostera marina*) spielt an der Westküste Kurlands eine bedeutende Rolle.

Höhlen, Erdtrichter und Erdfälle wurden beim devonischen Sandstein und Gyps behandelt und über ähnliche Erscheinungen im silurischen Terrain berichtete Fr. Schmidt*). Als Beispiel eines unterirdischen Flusslaufes im devonischen Dolomit führen wir die Welsche, ein Nebenflüsschen der Plehne, in NO von Goldingen an.

Mehr Aufmerksamkeit haben wir der Bildung von quartärem Süsswasserkalk, Raseneisen und Eisenblau zu schenken.

Das Auftreten von sogenanntem Wiesen-, Alm- oder Torfmergel, einem gewöhnlich fast reinen, zwischen Moor- oder Torfschichten lagernden im breiigen Zustande befindlichen kohlensauren Kalk mit Land- und Süsswasser-Mollusken, sowie von Kalksinter und Kalktuff ist sehr häufig. Quellreiche Abhänge und anstehender Mergel, Dolomit oder Kalkstein in deren Nähe, sind die Hauptbedingungen dieser Bildung. Von den zahlreichen Vorkommnissen im silurischen Terrain Est- und Nord-Livlands ist das bei Pachel im Kosch'schen Kirchspiele Harriens am meisten bekannt und wurde der Mergel von Awandus in Estland neuerdings analysirt (Siehe später).

*) a. a. O. S. 74.

Aus dem Gebiete unserer untern devonischen Sandsteinzone heben wir folgende Vorkommnisse hervor. Im Fellinschen bei Heimthal, Willust, Karristhof, Suislep; am Embach zwischen Falkenau und Immofer und bei Caster; ferner bei Alt-Kusthof, Warbus, Ilmjerw, Neu-Antzen, Luhde; im Burtneckschen Kreise bei Panten, Ostrominsk, an der Rommat bei Salisburg und bei Sternhof; auf der kurischen Halbinsel: bei Sahrzen und beim Kaksche Gesinde am Usmaiten-See sowie bei Schleck. An der Grenze der devonischen Dolomite und untern Sandsteine treten sie wohl am häufigsten und mächtigsten auf. So bei Lobenstein im Neuhausenschen, bei Adsel, Ronneburg, Wenden, Carlsruhe, Kremon, Ringenberg, Plönen und an der Abau. Innerhalb der Dolomitregion: bei Stomersee, Pullandorf bei Allasch, Schipping-Krug, Kokkenhusen und Stabben (Stabburags) an der Düna, im Mitauer Bohrloch (5' 8'' mächtig), Gaiken, Hohenberg und Matkuln, bei Dsehrwen im Hasenpotschen, Essern etc. An Punkten, wo devonisches Gestein nicht zu Tage geht: bei Alt-Kaipen, Alt-Bewershof und Eck in Livland, Donnerhof (Downarow der russischen Karte) nördlich von Janischek, bei Kupischky südlich von Birsen, sowie bei Amboten und Libsiden an der Grenze des devonischen und Zechstein-Gebietes.

Bei Ausscheidung dieses kohlensauren Kalks aus doppeltkohlensauren Kalklösungen können wir ausser dem rein chemischen noch zwei andere Momente unterscheiden. Zuerst die Kalkbildung durch animalische Thätigkeit, die indessen, — wenn auch überall, wo die Tagewasser etwas reicher an Kalk sind, sich zahlreichere Schaalthiere einstellen, — doch nicht sehr bedeutend zu nennen ist. Am Flosskruge bei Stalgen an der kurischen Aa sammelten wir in grösseren Anhäufungen *Planorbis marginatus* Drap., *Paludina vivipara*

Lam., *P. impura* Lam., und *Limnaeus palustris* Müll. Beim Pastorat Schleck, nördlich von Goldingen, *Helix raderata* Stud., *H. hortensis* Müll., *H. lucida* Drap., *H. bidentata* Emel., *H. fruticum* Müll., *Clausilia ventricosa* Drap., *Cl. plicata* Drap., *Lucina Pfeifferi* Rossm., *Achatina lubrica* Brug., *Pisidium obliquum* Pfeiff.. Bei Gewolen an der Wirwita in kalkreichem Thon: *Neritina fluviatilis* Müll., *Valvata obtusa* Müll., *Paludina impura* Lam., *Pisidium obliquum* Pfeiff. — Von angeblich ähnlichen Muschellagern bei Pulkarn an der linken Seite der Düna, nach Baldohn zu, und beim Garring-Kruge, 17 Werst von Bauske auf der Strasse nach Schönberg, haben wir leider zu spät gehört, um sie selbst untersuchen zu können.

Bei den grösseren Lagern von Wiesenmergel, in welchen unsere Schaalthiere nur sparsam vorkommen, überzeugt man sich leicht davon, dass hier die animalische Thätigkeit durchaus nur einen untergeordneten Einfluss bei der Kalkbildung hatte, dagegen der Vegetation ein viel bedeutenderer zugeschrieben werden muss. Wo unser Quartärboden auch nur wenige Procent kohlensaure Kalkerde führt, da umgeben sich insbesondere die abgestorbenen Baumwurzeln mit einem weissen erdigen Kalküberzuge und gewiss ist bei Ausbildung grösserer Wiesenmergellager der Vermoderungsprocess der Moorpflanzen ein sowohl die Kalklösung als Ausscheidung wesentlich beförderndes Moment. Diese Wiesenmergel gehen aus einem breiigen, an der Luft zu einer leicht zerreiblichen Masse erhärtenden, Material, durch mehrere Zwischenstufen in feste Kalktufflager über, unter welchen das von Lobenstein im Neuhausenschen den ersten Rang einnimmt. Vergleicht man hier die in der Nähe noch vor sich gehende Incrustirung von Moosen und der Moorflora überhaupt, und die

8′ hohen, steilen, festen Wände des ältern Kalktuffs, zwischen welchen ein Flüsschen hindurchströmt, so gelangt man zur Ueberzeugung, dass der Kalkbildungsprocess früher ein grossartigerer gewesen ist. An die recht genaue Untersuchung dieser Localität, wird es vielleicht noch einmal gelingen, eine Berechnung der Zeit, welche der Tuff zu seiner Bildung brauchte, zu knüpfen. Der Kalktuff ist hier so fest, dass er zum Brennen tauglich erscheint, während er in anderen Gegenden (Ronneburg, Wenden, Pullandorf) in weichem Zustande ausgegraben, behauen oder gesägt wird und erhärtet einen vorzüglichen Baustein abgiebt.

Je mehr Luftzutritt bei Ausscheidung des kohlensauren Kalks gestattet war, desto reiner, dichter und fester erscheint die Kalkbildung. Solches erkennt man fast an jedem Kalksinter oder Kalküberzuge, an den Stalaktiten und besonders schön an dem helldurchsichtigen, weissen oder gelblichen krystallinischen Kalkbindemittel der Gerölle bei Staelenhof am Torgel-Flusse. Hier mögen sowohl die devonischen Mergel, als die silurischen zahlreichen Kalkgeschiebe das Material zum Bindemittel der Geschiebe geliefert haben, so dass wir stellweise ein wahres, neues Geröllconglomerat finden. Arragonitbildung bemerkten wir nicht und brauchen daher kein Wasser von höherer Temperatur anzunehmen. Auch der quartäre Kalksand mit rhomboedrischen Spaltungsflächen scheint hierher zu gehören. Am ausgezeichnetsten tritt er bei Kreszlaw auf, wo an den hohen steilen lockeren Sandufern der Düna, stellenweise, doch in grösserer Ausdehnung, durch Kalk cämentirte feste Bänke oder grosse Blöcke vorkommen, während in den sumpfigen Mulden der Nachbarschaft reiner Kalktuff zur Ausbildung kam.

Das Raseneisen ist in kleinen Stücken dem Schwemm-

lande des devonischen Untergrundes ausserordentlich häufig beigemischt. Grössere Lager finden sich bei Stälenhof im Pernauschen, bei Meckshof und Meiershof im Dörptschen Kreise, bei Meselau im Lösern Kirchspiel Livlands, bei Pabbasch im Sande des Meeresufers und bei Bebberbeck im Patrimonialgebiet Riga's. Kurland besass im 17. Jahrhundert nach O. v. Mirbach*) Eisenwerke zu Ehden, Baldohn, Buschhof und Angern, die in 3 Monaten (vom 31. Januar bis 1. Mai 1667) aus 1685 Tonnen Raseneisenerz 750 Schiffpfund Eisen lieferten. Ausserdem ist Raseneisen bei Popen, Weggen, Okten, Sallenen, Ekau, Schrunden, Uggenzeem und Wormen gefunden worden, und fehlt dasselbe eben so wenig in den an unsere Provinzen grenzenden Gebieten. — Gelber Eisenocher kommt in grösserer Menge bei Assern im kurischen Oberlande und bei Hof zum Berge in Mittelkurland, bei Lemsern, südlich von Frauenburg, zwischen Pastorat Grösen und dem Essernschen Beigut Marienhof etc., vor. Auch das erdige Eisenblau ist nicht selten und heben wir ein Vorkommen 40 Werst östlich von Dorpat und ein anderes bei Wallhof im Selburgschen Kirchspiel hervor.

Die Küstenregion.

Nach diesen allgemeinen Betrachtungen gehen wir an die Beschreibung der 2300 Werst oder 345 Meilen langen Küste von Narwa bis Polangen, nebst dem anliegenden Landstriche, um dann tiefer ins Festland dringend die älteren analogen Quartärbildungen kennen zu lernen und schliesslich eine Uebersicht der gesammelten Geschiebe zu geben.

Die Veränderung der Küsten wurde zu allen Zeiten und

*) Vgl. Correspondenzblatt des naturf. Vereins zu Riga. 1859, N. 5.

überall durch Zerstörung und Anschwemmung allein, oder auch unter Mitwirkung von Hebungen und Senkungen hervorgerufen.

Wir werden sehen, wie die Gestalt des Meeresgrundes in der Nähe der Küsten, das auf demselben abgelagerte Material, ferner die Natur und Gestalt der Dünen, Niederungen, Inseln, Barren und Küstenseen, sowie endlich die Anordnung der erratischen Blöcke und die Wanderung der Flussmündungen abhängig sind von der Gesteinnatur, Lagerungsform und geographischen Lage der an den Küsten auftretenden Glieder ein und derselben, oder verschiedener älterer Formationen, so wie von der Bewegung des Meeres, der Winde und Flüsse.

An der Nordküste Estlands haben wir den untersilurischen Glint oder Klint (Dänisch: Felsufer oder Absturz), der von oben nach unten 15′ — 50′ mächtigen Vaginaten- und Glaukonitkalk, dann 0′—15′ Glaukonitsand und Alaunschiefer, hierauf ein bis 120′ mächtiges Sandsystem, das hier und da im obern Theile Unguliten führt, und darunter endlich einen graublauen Thon aufweist, welcher im Wechsel mit einigen, zusammengenommen 15′ betragenden Sand- und festen Kalksteinlagen im Bohrloch bei Reval bis auf nahezu 200′ verfolgt wurde.

Dieser untersilurische Glint sinkt von ONO — WSW, mit seinen in derselben Richtung im Allgemeinen verjüngten Schichten von 200′ Höhe bis zum Meeresspiegel herab und zeigt gleichzeitig ein schwaches Fallen nach Süden.

Es ist kaum zu bezweifeln, dass der Glint keine durch Hebung entstandene Rupturfläche oder Wand, sondern nur der senkrecht oder stufenförmig abgebrochene nördliche Flügel eines langen ONO — WSW streichenden flachen

Sattels ist, welcher ursprünglich über ein Drittel des Raumes unseres jetzigen finnischen Meerbusens einnahm und ausserdem einer schwachen NNW—SSO gerichteten Fältelung unterworfen war. Für diese Ansicht spricht die Fältelung unseres Bodens überhaupt, die Terrassenbildung am Küstenstriche, die Natur des Meeresgrundes westlich von Sackhof bis über Kunda hinaus, ferner die Beobachtung der gegenwärtigen Vorgänge an der Küste und die Thatsache, dass unter den aus Sedimentgesteinen stammenden, im Süden unserer silurischen Festlandsregion vorkommenden Geschieben, die aus der Vaginatenzone am verbreitetsten sind. Der 6—7 Werst nördlich von Ontika, das 220′ hoch liegt, in 102′ Tiefe unter dem Meeresspiegel, ferner vor der Mündung des Jesn- oderJaggowal-Baches in 150′ und vor dem Glint von Surrup (westlich von Reval) angegebene Felsengrund*) kann entweder jenen zwischen dem Thon auftretenden und in der Sohle des Revaler Bohrloches bei 280′ Tiefe erbohrten, 9′ mächtigen, festen Sandstein-, Quarzit- und Kalksteinschichten entsprechen, oder dem Vaginatenkalk, dessen Sattelwendung z. B. bei Ontika, für 300′ Senkung und 7 Werst Spannungsraum berechnet, nicht mehr als 0° 40′ Fallwinkel haben würde.

Die Zerstörung der silurischen Schichten am äusseren Rande des Silurbeckens wurde vorzugsweise durch den mechanischen Einfluss der Meereswogen hervorgebracht. Verwitterung und Zersetzung wirkten gleichzeitig und so entstand der Glint. Auch die Flusseinschnitte und zurückschreitenden Wasserfälle influirten hier, freilich in kleineren Räumen. Diese drei Factoren lieferten die grössere Masse des an der Glint-Küste befindlichen Detritus, wenn auch natürlich nicht

*) Vgl. die vom hydrograph. Departement des Seeministeriums herausgegebene Karte des finnischen Meerbusens u. s. w. St. Petersburg, 1848.

die ganze Quantität desselben der Silurformation zugeschrieben werden darf.

Wir sehen, dass der Meeresgrund an der ganzen Küste aus einem schmalen Saume von feinem Sande besteht, dem weiter ins Meer hinein eine zweite breitere Zone von gröberem Grus bis Grand, und endlich ein fester, feiner Thonschlich, hier und da auch ein breiiger Schlamm folgt. Selbst zwischen Hochland, dem untersilurischen Lawensaar und der granitischen Insel Gross-Tütters liegt nach den Seekarten überall auf dem Boden des Meeres ein schwarzer Schlich oder auch sogenannte schwarze Erde, von der wir leider keine Proben erhalten konnten.

Ferner erkennen wir, dass dort, wo der silurische Sandstein den Meereswogen zugänglich war und ist, auch Küsten auftreten, die reicher an Dünen sind welche aus nicht sehr grobem, gelblichem, seltener weissem Sande bestehen. Dasselbe gilt für die zahlreichen Flüsse, die, wenn wir von Osten nach Westen gehen, zuerst mehr NNW-liche und später eine mehr NW-liche Richtung haben, meist in Buchten münden, und mehr oder weniger tief in die Silurformation einschneiden. Das Herausbringen des Unguliten-Sandes durch die Narowa und Rossona und das Zurückkehren desselben oder eines neuen, aus dem Meeresgrunde aufgewühlten Materials durch die Meereswogen erzeugte z. B. die Niederung, 10 Werst oberhalb der Narowa-Mündung*) und am Strande bei Merreküll. Hinter Merreküll tritt der Glint ans Meer und weist bis Peuthof einen schmalen Ufersaum oder eine niedrige „Uferbank“ auf. Am Fusse der hohen, schroffen Felswand zwischen Peuthof und Sackhof bespült das Meer den untersilurischen blauen Thon und dennoch sehen wir an dieser Wand und weiter bis Pöddis, bei

*) Vgl. v. Helmersen: Ueber die geolog. Beschaffenheit des unteren Narowathals im Bull. de l'Acad. des sc. de St. Petersbourg. T. III, p. 12—49.

einer Meerestiefe, die hier nicht wie gewöhnlich 3′—6′ misst sondern rasch auf 18′ Tiefe sinkt, am Boden des Meeres wieder die gewöhnliche Anordnung der Sinkstoffe: erst Sand, dann Grand und endlich Thon. Ueber dem Glint bei Waiwara erheben sich Geröllhügel, die sogenannten blauen Berge, als Dünen einer älteren Zeit und ebendahin gehören wohl auch die quartären Höhen bei Paddas und Hohenkreuz. Von Pöddis nach West bis zur Ostküste des Kolko-Wiek nimmt die Sandablagernng auf dem Festlande vor dem Glint zu. Letzterer rückt, wie schon früher, so auch jetzt, in ein oder zwei Stufen mehr und mehr landeinwärts, während das vor ihm liegende Schwemmland durch die sogenannten Wieken (Schwedisch: Meerbusen, Bucht) und zwischen denselben befindliche sandige Landzungen bezeichnet wird. Nur einmal sieht man auf dieser Erstreckung den Glint bei Kunda der Küste ganz nahe treten. Hier hat der Bach gleichen Namens sein Bette bis in den Thon hineingegraben und obgleich viel Sand ausgeführt wurde, doch nur eine verhältnissmässig schmale Küstenbank gebildet. Doch schon in der Nähe von Viol erheben sich Kalkgeröllzüge auf der Höhe des Glints und leiten gewissermassen die tiefer landeinwärts in SW und SSO auftretenden grösseren Schwemmlands-Gebiete ein.

An den Küsten der Kaspar-, Monk- und Papen-Wiek zeigt sich nach den Karten des hydrographischen Departements die Dünenbildung deutlich. Von der Ostküste der Kolko-Wiek bis Tischer wird auf dem Festlande der Küstensaum oder die Uferbank schmäler. Namentlich tritt der Glint beim Gute Zitter, westlich von Kolk, sowie bei Neuenhoff und Wallküll näher ans Meer. Im Mündungsgebiet des Jesu- oder Jagowallbaches, der sich in den Thonschiefer hineinarbeitete, liegt der Glint wohl noch zwei Werst vom Meere. Vor der bezeichneten

Mündung weist der Meeresgrund erst Sand, dann Thon, und hierauf wieder Sand, sowie endlich Fliesen auf, so dass man hier recht deutlich erkennt, wie sich an den festen Felsboden zuerst eine Sandzone legt.

Bei Wiems und in der Umgebung Revals (Strieckberg) tritt der Glint nur hin und wieder hart ans Meer. Der Boden desselben besteht hier aus Sandstein. Oestlich von Reval befinden sich am Fusse des Glints Grand-Wälle, westlich Uferdünen und landeinwärts mächtige Sandhügel*).

Die Strecke zwischen Kolko-Wiek und Tischer ist durch die Sandinseln Peddasaar, Rammosaar, Klein und Gross Wrangelsholm, Wulf, Nargen, Gross und Klein Karlos ausgezeichnet und mag ein grosser Theil ihres Materials dem silurischen Sandstein entstammen, während das Gerölle auf dem sandigen Berge und der Südwestseite der Insel Gross-Wrangel und der ganzen Insel Klein-Wrangel, insbesondere aber auf deren niedrigen, nördlichen Cap, die Wanderung des Detritus finnischer, krystallinischer Gesteine hinreichend beweist. Diese Inseln gehen einer Vereinigung mit dem Festlande entgegen.

Von Tischer bis Spitham tritt der Glint anfänglich hart ans Meer, sinkt aber dann (von Wichterpaal) rasch unter den Meeresspiegel. Im Mündungsgebiet des Fallschen und Föhnaschen Baches erkennt man die Auswaschung des ins Land zurücktretenden Glints besonders gut und befinden sich beim Gute Fall sehr bedeutende Sandhügel. Zwischen Laulasma und Leetz in der Bucht Lahhepae ist der Glint etwas landeinwärts gerückt. Beim letztgenannten Gute liegt er 1/4 Werst vom Strande und erheben sich auf dieser Strecke niedrige Sanddünen, auf seiner Höhe aber ruhen sechs riesige

*) Rathlef, orogr. Skizze. S. 52.

scharfkantige erratische Blöcke. Bei Packerort bespült das Meer den Ungulitensandstein, weiter südlich den Grünsand und zwischen den Rogö-Inseln und dem Festland durchbrach die Macht der Wogen den einst zusammenhängenden Fels. Von Wichterpaal an ist die Küste mit Sand bekleidet. An der Keiby-Bucht beim gleichnamigen Gute sieht man terrassenförmig abgelagerte Geröllwälle oder Uferschwellen. Sie streichen von N—S, dem Ufer parallel, sind über 500 Faden lang und vom Kamme bis zur Basis 14′ hoch. Ihre absolute Höhe über dem Meeresspiegel beträgt 24,5′; der Untergrund ist grober Meeressand, die Wälle bestehen aus flachen, ovalen Kalksteinstücken, hinter den Wällen befindet sich eine sumpfige Niederung. Zwischen Spitham und der von NW—SO erstreckten Insel Odensholm sieht man an der Untiefe „Sundstein" das auf Odensholm bis zum Grünsand nur noch 25′ mächtige*) Schichtensystem vom Meere beinahe ganz durchrissen, während an der Südwestseite der Insel auf dem Boden des Meeres Fliesen angetroffen werden.

Am Eingange des finnischen Meerbusens und der hier offenen estnischen Küste kann man sich die Masse des angeführten Sandes oder die sumpfigen und seereichen Niederungen, die nach Süden bis Sutlep verbreitet sind um so leichter erklären, als die anstehenden Schichten hier südwestlich einfallen. Die grossen Torfmoore von Newe, Nyby und Sellenküll liegen leider unausgebeutet da; etwas weiter von der Küste entfernt läuft der Weg zwischen Padis und Sellenküll mehre Werst lang auf dem Gipfel eines schmalen, geschlängelten Sand- und Geröllldammes hin, der zu beiden Seiten scharf begrenzt ist durch Niederungen und Moräste. Man glaubt auf einem künstlich aufgeworfenen Damme von 2—3 Faden Höhe zu fahren. Mächtige Quartärbildungen und dazwischen Moräste verfolgen wir nach SO auch noch tiefer landeinwärts, über das sumpfige Terrain hinaus, an den WSW bis ONO, parallel Paddis bis Nyby, verlaufenden Hügeln zwischen Nissi, Pönal, Haggers und Kuijöggi. Einen eigentlichen Glint findet man von der Südseite der Rogöer-Wiek an, am weitern Verlauf der Küste, bis auf das bei Pullapäh, westlich von Hapsal gelegene, 10′ hohe senkrechte Felsufer und einer Stelle, Pühhalep gegenüber, nicht mehr. Die Terrasse bei Nyby bezeichnet eine alte Küste, die durch Anschwemmung allmählig tiefer landeinwärts rückte. Nuckö wird im Norden und Süden von Schwemmland bedeckt, während an der Ostküste dieser Insel und an der gegenüberliegenden Festlandsküste, das Meer die Kalksteinplatten des niedrigen Ufers bespült. Worms führt im äussersten Süden und im Innern mächtige Sand- und Grandablagerungen und auf der Westseite der Dagerorter Halbinsel erreichen dieselben 200′ Höhe. Bei Pühhalep auf Dagö wurde das Geweih eines *Cervus alces fossilis* H. v. Meyer, ausgegraben.

Mit der flachen Westküste Estland's tritt der anfänglich noch See-führende Küstenstrich und das Schwemmland der zumeist aus silurischem Fels bestehenden Inseln in etwas anderer Weise als früher auf und wird durch subfossile Muschellager mit *Cardium edule* u. s. w. (s. früher) bezeichnet. Wir kennen dergl. Muschelniederlagen auf Nuckö und gegenüber bei Nyby, dann auf dem Wege nach Padis, ferner bei Hapsal und im Bereiche des ganzen Inselgebietes bis auf 30′ Höhe über dem Meeresspiegel. Ueberhaupt wächst vom Beginn der

*) Nach Fr. Schmidt: Die silurische Formation u. s. w. S. 39, während nach Kosakewitsch das steile Nordostufer der Insel aus 17½′ mächtigen horizontalen Kalksteinschichten besteht, der höchste Punkt der Insel nur 22′ über dem mittlern Meeresniveau misst, das Schwemmland aber 14′ Mächtigkeit erreicht. Vgl. Helmersen: Ueber das langsame Emporsteigen der Ufer des Baltischen Meeres. Bull. phys.-math. T. XIV, 1856. N. 14 und Eichwald: System Silurien de l' Estonie. St. Pet. 1840, p. 41.

Westküste Estlands nach Süd, der Maasstab in welchem die neueste Dünenbildung und Anschwemmung auftritt*). Auch in den Flussläufen tritt eine Veränderung ein. Während an der Nordküste Estlands die Flüsse mit NNW- oder NW-Lauf in Buchten münden, die häufig von Schwemmland umkränzt oder ganz aus demselben gebildet werden, so zeigt sich nun eine Westrichtung der Flussläufe.

Die obersilurischen Straten weisen eine mit NW — SO gerichteter Längaxe versehene Fältelung deutlicher als der untersilurische Glint auf. Zuerst erblicken wir an der Nordseite der Matzal-Bucht und im Mündungsgebiet des Kassarien-Bachs eine weite, ebene, mit Schwemmland bekleidete Region. Weiter oberhalb am genannten Bache und in der Gegend zwischen Kirrefer, Leal (wo sich, wie auch bei Sastama einzelne Quartärhügel erheben) und Werder, dann insbesondere an den Felsriffen von Sastama und Moiseküll, sowie auf Moon und Oesel erkennen wir eine NW — SO gerichtete Fältelung der Gesteine, durch deren Zerstörung, sowohl an den Flügeln als an den nordwestlichen Wendungen der Falten Steilabstürze gebildet wurden. Dadurch entstanden die dem Glint entsprechenden Bildungen der obersilurischen Panks.

Im grossen Sunde herrscht auf dem Meeresgrunde der feine Thonschlich entschieden vor. In der Breite von Werpel und Kibbasaar hört er auf, um dann dem Sande des rigischen Meerbusens Platz zu machen, welcher vorzugsweise dem Auf-

*) Wir verweisen den Leser auf die soeben citirten Arbeiten Helmersen's und Eichwald's und des letzteren Schriften in den Beiträgen zur Kenntniss des Russischen Reichs, Bd. 8 und in dem Bull. de Moscou 1852, N. IV; ferner auf Osersky: Verhandlungen der mineralog. Gesellschaft, Jahrg. 1844; Schrenk: Uebersicht des oberen silurischen Schichtensystems im Dorpater Archiv, 1854, Bd. I; Wangenheim v. Qualen: Correspondenzbl. d. Nat. zu Riga, Jahrg. 1851—52, N. 6 und 7; Fr. Schmidt l. c., S. 80.

treten der unteren devonischen Sandsteinetage und in geringem Masse der sandigen Natur unserer obersten den Tilestone vertretenden silurischen Schichten zuzuschreiben ist.

Die Insel Oesel hat eine meist steile Nordküste, aus deren Nähe bis zur Mitte der Insel sich eine mächtige Geröllablagerung erstreckt. Der obersilurische Boden bildet hier ebenfalls NW—SO streichende Falten, deren höchster Sattel, im 100′ hohen Mustelpank am Nordwestende abgebrochen, durch die Mitte der Insel zieht. Nördlich von Arensburg erhebt sich eine NO—SW streichende Sandhügelkette. An der Südküste Oesels und insbesondere in dem Winkel zwischen Sworbe und dieser Küste ist die Quantität des vom Meere angeführten Materials sehr bedeutend. Durch diesen Umstand wurde die Meerestiefe vor Arensburg in den letzten Jahrzehnden sehr vermindert. An der Ostseite von Sworbe erheben sich Sandwälle mit 3″ — 4″ mächtigen subfossilen Muschellagern 30′ über den Meeresspiegel. Eine Hebung des Bodens ist hier denkbar aber, wie überall an unseren Küsten nicht bewiesen. Dieselbe Anschwemmung hat auf Oesels Südwestseite frühere Meeresbuchten in Landseen verwandelt, die auch jetzt noch den Namen „Wiecken“ führen.

Fassen wir die Erscheinungen an den erratischen Blöcken der bisher betrachteten Küste zusammen, so fehlen hier grössere Geschiebe nur ausnahmsweise, namentlich an den mehr geschützten Stellen, wie z. B. in tief einschneidenden Buchten und hinter Inseln. Indessen zeigen sich vom Meridian von Kaupasaar (26° 8′ O v. Gr.) nach Osten weniger Geschiebe als nach Westen, d. h. sie werden zahlreicher, je näher die estländische Küste der finnischen tritt und je niedriger sie wird. Dieselbe Bemerkung machen wir auch tiefer landeinwärts, da in Harrien und der Wieck die Geschiebe viel häufiger

sind, als in Wierland und Allentacken. Nach der Karte des hydrographischen Departements fehlen oder kommen sie seltner vor: von der Narowa-Mündung bis zum Meridian von Waiwara, ferner zwischen Peuthof und Chudleigh; 3 Werst westlich von Chudleigh bis Ontika; von Merrekül bis Paddas-Mündung; endlich von Cap Gulunemi bis Kaupasaar mit der geringen Unterbrechung bei Tolsburg. An der nun folgenden Küste treten sie überall zahlreich auf. Die Insel Eckholm vor der Münkenwiek besteht ganz aus Geschieben. Vor der Perrispaeh-Spitze, zwischen Münken- und Papenwieck, erheben sich als Fortsetzung derselben mehre 10'—20' hohe Anhäufungen mächtiger Blöcke aus dem Meere, zwischen welchen das Fahrwasser auffallend tief ist. Die Insel Harra, 2 Werst vom Westufer der Papenwieck stellt einen Geschiebewall dar, dessen Material an der N-Seite der Insel grösser erscheint. Zwischen dieser Seite und der Festlandsküste ist das Wasser sehr tief, während man von der Südspitze der Insel zur Küste hin, dasselbe durchwaten kann. An der Jummida Spitze sind die Steinblöcke nicht so gross wie bei der von Perrispaeh, doch ausserordentlich zahlreich und werden nach der estnischen Kalewipoeg-Sage als Kalews Jungfrauen, Schürz- oder Schoosssteine bezeichnet. Weiter westlich vermisst man die Geschiebe nur selten wie z. B. hinter Nuckö und Worms. Auch an der Südküste Dagö's und auf der gegenüberliegenden Küste Oesel's und im kleinen Sunde zeigen sie sich nicht so häufig. Wir brauchen indessen kaum daran zu erinnern, dass dieses Fehlen nur für die Oberfläche gilt, und mehr oder weniger tief unter Schwemmland versteckte Geschiebe kaum irgendwo ganz vermisst werden. Das Herankommen der Blöcke auf Eisschollen ist eine den Strandbewohnern überall bekannte Erscheinung. Auf der Insel Schildau und

am Strande von Werder wissen die Fischer von einigen auffälligeren Geschieben sogar das Jahr der Ankunft zu bezeichnen. Ihre Hebung und Bewegung durch keilförmig unter sie getriebene Eisschollen ist an der Küste bei Hapsal, St. Johannis und Orrissaar auf Oesel, überhaupt an den Meerengen zwischen den Inseln und dem Festlande häufig beobachtet worden. Auch erwähnen wir hier, wie im Sommer 1859 ein Dampfschiff, das bei Hapsal einlaufen wollte und sich an das enge, in der hydrographischen Karte des Seeministeriums sehr genau verzeichnete, Fahrwasser hielt, auf ein grosses nur 2' unter Wasser befindliches Geschiebe gerieth, das früher nie bemerkt worden und dem Lootsen unbekannt war. Vielleicht hatte es erst im Frühling desselben Jahres seinen gegenwärtigen Platz eingenommen. Die kleine, ringsum von Geschieben umsäumte Insel Runö im Rigischen Busen scheint zur Beobachtung dieser und verwandter Phänomene besonders geeignet.

An der Nordküste Estlands findet man scharfkantige Geschiebe aus Finnland häufiger, seltener an der Westküste und insbesondere an den Meerengen des Inselgebietes. Dennoch ist und wird es schwer zu bestimmen sein: welche Blöcke aus grösserer Entfernung oder von nahegelegenen Küsten mit Eis herangetrieben wurden, welche durch Bodeneis und Eisstauung aus dem Flachwasser heraufgehoben wurden, oder nach dem Herabfallen der Blöcke von einem höhern Ufer wieder in's Wasser gelangten und hier abermals bewegt wurden.

Setzen wir unsere Wanderung an der livländischen Küste fort, so ist sie bis zum Pernauschen Meerbusen (Pödis) vorherrschend niedrig, sandig und Geschiebe führend und nur strichweise culturfähig und mit Wiesen versehen, während landeinwärts sich Niederungen und Moräste ausbreiten. An

der Westseite des Pernauschen Busens erhebt sich die Küste etwas steiler. Im Mündungsgebiet des Audern- und Pernau-Flusses herrscht eine meist flache, sandige, sterile Küste mit Geschieben vor, während 5—6 Werst von derselben sich beim Gute Audern ein ächter, älterer Dünenzug erhebt. Da an den genannten Flüssen die ersten devonischen Sandsteine zu Tage gehen, so erklärt sich die vom Lande und aus der See herangeführte Masse Sand und das Seichterwerden des Fahrwassers bei Pernau leicht.

Der Pernau- oder Torgelfluss wird westlich von einem sehr deutlichen, nur wenige Faden hohen, Geschiebe führenden Sandwalle begrenzt, der von Odenkat kommend nach Lelle und von hier in NNO — SSW Richtung über Sickama-Krug bis nahe an das rechte Ufer der Pernau bei Torgel zieht, um sich dann westwärts zu wenden und bald zu verlaufen. Dieser Zug wird von Niederungen und Mooren umgeben, welche im Westen die Namen Maiema-Soo, Laisma-Soo und Netzi-Rabba führen und im Osten durch die natürlichen Entwässerungsgräben der Pernau und ihrer Nebenflüsse, an den lippenförmigen Rändern der Stromfurchen trocken gelegt sind. Die Masse der Geschiebe in und an diesen Flüssen nimmt flussabwärts immer zu und ist bei Stälenhof in der That staunenswerth. Hier bildete sich durch Cämentirung mit kohlensaurem Kalk ein Conglomerat älterer erratischer Blöcke aus, in dessen Nähe man das einzige, sehr schlecht erhaltene Bruchstück eines Mammuthstosszahnes unserer Provinzen fand. Weiter östlich vom Flussgebiet der Pernau und an der meist flachen sandigen Ostseeküste im Süden der Pernaumündung, erhebt sich der Boden nur allmählig in endlosen, 5/6 des Landes*)

*) Hueck landw. Verh. von Liv-, Est- u. Kurland. Leipzig 1845. S. 10.

einnehmenden Torf- und Moosmorästen. Unter letzteren zeichnet sich im Osten des Hallist-Baches der Kurre- und Oerdi-Soo, im Westen der Kikiperre-Soo aus, bis wir zur Felliner Wasserscheide gelangen, an deren nördlichem Ende die Sand- und Grandhöhen und Hügel bei Surgifer in 400′ Höhe gipfeln. Der Boden dieser Niederung ist zum Theil ein fruchtbarer Thon, über welchem sich strichweise lockerer Sand befindet und einzelne inselförmige Hügel von thonhaltigem Grande mit Geschieben auftreten.

Die Fältelung der obersilurischen Gesteine im Gebiete der Pernau ist eine NW—SO-liche. Die Quartaerschrammen beim Kupferhammer streichen NNO – SSW; die Richtung der Schrammen bei Kaima haben wir nicht Gelegenheit gehabt zu bestimmen. Das linke Ufer der Pernau erscheint im devonischen Gebiet höher und fester und widerstand dem Strome besser.

Der Charakter der Küste des Rigischen Meerbusens bleibt sich nun, entsprechend den jetzt überall den Untergrund bildenden unteren devonischen Sandsteinen, gleich, d. h. sie ist sandig, Geschiebe und etwas Bernstein führend und mit meist niedrigen, zum Theil bewaldeten Uferwällen versehen. Nur am Gutmannsbache erheben sich Hügel zu derselben Höhe (426′) wie tiefer landeinwärts bei Surgifer, nördlich von Fellin. In der Umgebung von Saara zeigen sich Geschiebe massenhaft.

Die erratischen Blöcke der Küste nehmen vom Raudensignal, in N der Salismündung, allmählig an Grösse und Zahl zu, finden sich am Strande der Güter Sussikas, Pernigel, Adiamünde und Koltzen sehr zahlreich und verschwinden jenseits Neubad, wo schon höhere Dünenbildung bemerkt wird, unter dem lockeren Dünen- und Triebsande. Bei Adiamünde und Koltzen ist nicht allein das flache, sandige Ufer mit

Wanderblöcken bedeckt, sondern auch der Seegrund, und zwar, so weit sich ermitteln lässt, 200 bis 300 Faden vom Ufer seewärts in der Weise, dass die grösseren Geschiebe bei niedrigem Wasserstande hervorragen. Bei starkem, anhaltendem Landwinde zieht sich das Wasser zurück, der Sand wird seewärts getrieben und erscheinen dann auch die kleinern Steine entblösst. Tritt wieder Seewind ein, so verschwinden sie alsbald. Es ist diese, von Herrn Wangenheim v. Qualen zugleich mit den Erscheinungen einer Bewegung der Geschiebe gemachte Beobachtung (vgl. S. 100) hinreichend, um zu beweisen, wie in der Basis der Dünen häufig Blöcke liegen, die erst bei der Bewegung des Sandes dann und wann sichtbar werden.

Von dieser Küste, an welcher in nicht bedeutender Entfernung, z. B. bei Surri am Reidenhofbache und an der Salis und dem Neubache, devonische Sandsteine anstehen und bei Sussikas die vom Meere ausgeworfenen zahlreichen devonischen Fischreste ebenfalls beweisen, dass dasselbe Gestein dem Meeresspiegel ziemlich nahe liegt, wollen wir tiefer landeinwärts dringen. Hier finden wir, insbesondere zwischen Pernau- und Salis-Gebiet die waldreichste Gegend Livlands und einen Boden, der je nach dem mehr oder weniger Thon führenden, anstehenden devonischen Untergrunde, besser oder schlechter ist. In der Umgebung der Salis-Mündung haben wir gleich hinter der Düne ein sehr fruchtbares, vom Meerwasser geschlämmtes Marschland. Das Salisbette besteht 8 Werst flussaufwärts gehend aus Dünensand und Moorgrund, dann aber erscheint ihr Gebiet im Allgemeinen trocken und hügelig, indem Hügelzüge in oft nur geringen Abständen von ½ — 1½ Werst die Ebene von NO — SW durchziehen und zwischen ihnen hier und da Moräste liegen. An der Westseite dieser Anhöhen sieht man eine Reihe von Granitblöcken und Meeressand, an der Ostseite mehr Thon. Von Salisburg aufwärts gehen die Geschiebe viel massenhafter am Flusse zu Tage als abwärts und erreichen wir am Südostende des Burtneck-Sees vielleicht eine alte Uferstufe des Quartärmeeres.

Südlich von der Salis beginnt ein Seeführender Küstenstrich den wir bis Preussen verfolgen. Doch ist zu bemerken, dass die drei Reihen kleiner Seen im Lemsalschen, die mit ihren Flussläufen parallel der Küste hinziehen, vielleicht dadurch entstanden, dass die Meteorwasser in dieser Gegend keine grösseren Abzugskanäle ins Meer haben. Mit Ausnahme des Leel-Esser bei Lemsal gehen die bezeichneten Seen wohl kaum bis auf den devonischen Sandstein nieder, sondern liegen zwischen alten Dünen.

Am Strande von Neubad findet man hinter und zwischen den Sanddünen, in 4 — 6 Faden Höhe über dem Niveau des Meeres, gelblichen oder bläulichen Thon, der aus dem Meerwasser abgesetzt wurde. Die Flüsschen Adja, Kishuppe und Petruppe führen, 2 — 6 Werst von der See aufwärts gegangen, unzählige Geschiebe in ihren Betten, dagegen weiter landeinwärts, wo sie durch höhere Dünen fliessen, nicht.

Wir haben uns jetzt derjenigen Region genähert, wo eine alte Küste von St. Johannis über Fellin, Karristhof, Burtneck, Roop und Kremon der jetzigen immer näher rückt. Hier setzte die festere, thonige Natur der devonischen Sandsteine der Erosion und Zerstörung mehr Hindernisse in den Weg. Noch mehr thaten es weiter südlich und namentlich an dem innersten Winkel des Rigischen Meerbusens die Gesteine unserer mittleren devonischen oder Dolomitetage. Riga und Mitau liegen im Innern einer Niederung, an welcher im Osten die Dolomite bei Allasch, Rodenpois, Stubbensee, Steinholm,

Ixtrumünde, Stalgen, Kilhof, Bredenfeld, in Süd und West die Gesteine bei Gemauerthof, Brandenburg (?) und Kliwenhof an der kurischen Aa, zu Tage gehen, während im Norden der zum Theil aus Dolomit, zum Theil aus unterem devonischen Sandstein bestehende Boden zwischen Kauger und Sussikas vom Meere fortgerissen wurde und erst an der Brassel wieder devonische Sandsteine auftreten.

In dieser Niederung haben die livländische Aa, die Düna und kurische Aa ihre Mündungen. Hier war es, wo durch den vereinten Einfluss der genannten, viel Detritus herabführenden Ströme und des Meeres mit seinen Anschwemmungen, ein massenhaftes Material zusammengebracht wurde, und uns die Erscheinung der Dünenbildung, ihrer und der Flussläufe und Mündungen Wanderung, sowie, in Folge von Abtrennung des Seewassers gebildete, Küstenseen und deren Versumpfung und Trockenlegung im neuen Areal, am deutlichsten entgegentritt.

Die livländische Aa strömt fast in ihrem ganzen Laufe zwischen Sandsteinen dahin, die sie zwischen Burtneck, Trikaten, Ronneburg und Wenden durchbrach und zerstörte. Die Düna besitzt, obgleich von Steinholm bis Nizgal meist über und zwischen Kalksteinen dahinströmend und dieselben mit der Ewst zusammen durchbrechend, doch im grössten Theile ihres langen und insbesondere ihres oberen Laufes ein sandiges Bette. Die kurische Aa mit Memel und Muhs nimmt ebenfalls nur auf kurze Strecken ihren Lauf zwischen Felsen.

Waren einst, wie die lippenförmig aufgeworfenen Uferränder der Düna beweisen, Wassermasse und Wirkungen dieses und anderer Ströme ungleich grossartiger, so wird jetzt den Hauptstromrinnen die grösste Quantität Sand, Grand, Gerölle, Thon und Schlamm durch Nebenflüsse, Bäche und

Schluchten im Frühjahre zugeführt, wo durch anhaltende Regen und durch Schneewasser das Niveau unserer Flüsse bedeutend steigt. Der feine Thon und Erdschlamm wird am weitesten und leichtesten fortgebracht, dann folgen die schwerern Sandkörner, welche indessen über einen festen Felsboden noch recht leicht hingleiten; nur die grösseren Geschiebe bleiben im Hauptthale länger liegen und werden zur Zeit des Eisganges bewegt.

Wie mächtig diese angeschwemmten Massen sind, beweisen die in 80′ Tiefe beim Bohren eines rigischen Citadellbrunnens aufgefundenen Schiffreste. Nach Heinrich dem Letten (XV, 1. p. 153) drangen die Oeseler mit ihren Raubschiffen oder grossen Böten auch in die livländische Aa bis nach Treiden vor, was jetzt wohl unmöglich wäre.

Hat aber ein Fluss sich ein Sand- und Schlammbette geschaffen, dann verändert er auch leicht dasselbe. Die 1211 erbaute Domkirche Riga's stand weiter vom Stromufer entfernt als jetzt. Ja es nahm in Folge von Eisstauung und Verstopfung durch Schwemmland, noch in historischer Zeit, die Düna ihren Weg über Kurtenhof, Stubbensee und Harmshof angeblich nach Kojenholm bei Riga.

Wie viel des angeschwemmten Landes im Mündungsgebiet unserer drei Ströme durch Flusswasser, und wie viel durch das Meer herangeführt wurde, ist nicht zu entscheiden. Das ganze Terrain innerhalb eines Bogens der Neuhof, Stubbensee, Titurg-See, Schwarzenhof, Annenhof und Schlock verbindet, besteht zumeist aus lockerem Flugsande, zwischen dem sich moorige Niederungen, z. B. in der Umgebung der kurischen Aa und der grosse Tyrul am Babitsee, sowie einige fruchtbare Thoninseln und Seen befinden. Verfolgt man die alte Poststrasse von Riga nach Hinzenberg, so kommt man

aus dem feinen weissen Flugsande allmählig in einen gröberen, dann stellen sich grössere Geschiebe ein und gelangt man endlich in das thonreiche, fruchtbare Allasch-Kirchspiel. Dieses sind offenbare Resultate der Meeresarbeit.

Weiter südlich von Allasch, wo ein Bernsteinstück ausgegraben wurde, erheben sich dann die merkwürdigen O—W streichenden, kleine und grosse Kangern genannten, 50′ hohen alten Dünen, deren Benennung gewiss nicht zufällig mit jener der 30′ hohen jüngeren Dünen zwischen Pastorat Angermünde und dem Meere, an der Westküste der kurischen Halbinsel, zusammenfällt. Die grosse Kanger ruht auf Dolomit und führt zu beiden Seiten moorige Niederungen. Es hat den Anschein, als wäre diese Düne zwischen zwei nach Osten einschneidenden älteren Meeresbuchten zu Stande gekommen.

Südlich von Dahlen, Titurg-See, Schwarzenhof und Annenhof findet man mit geringer Unterbrechung Sumpfland, dessen Untergrund rother Thon ist und über welchem hier und da auch ein bläulicher Quartärlehm liegt. Merkwürdig ist die vollkommene Ebenheit der Niederung von Riga über Mitau nach Janischek in Lithauen hin, die zum Meere nur durch Dünen einen höheren Rand erhält. Es scheint, als habe insbesondere im thonigen Terrain dieser Ebene ein ruhiges Wasser, sei es nun als Ueberschwemmungsgebiet beim einst höheren Wasserstande der Aa und Düna, oder als landseeartige hinter der Düne gelegene, geschützte Bucht, in welche die einmündenden Flüsse aus der thonreichen kurischen Dolomitetage viel Thon führten, die gleichmässige Ablagerung der Sinkstoffe vermittelt. Mit der allmähligen Abnahme des Wassers ging die Versumpfung Hand in Hand, welcher endlich Trockenlegung folgte. Oberflächliche Geschiebe sieht man in dieser Ebene sogar bis Schaul nicht oder selten. Südlich

Elley zeigen sich einige und werden aus den Niederungen und Flussbetten herausgeholt, was wiederum beweist, dass sie in der Tiefe auch hier wohl nirgends ganz fehlen und die Anschwemmung des Thons nach Ablagerung der Wanderblöcke erfolgte. Bei Mitau erbohrte man unter 15′ Triebsand 14′ hellrothen Thon mit Geschieben, dann Thonmergel in 5′ 8″ Mächtigkeit und hierauf wieder 4′ mächtigen rothen Töpferthon.

Die Thätigkeit unserer jetzigen Ostsee und der Winde erkennt man an den jüngsten Dünenbildungen. Wandern wir vom Gestade des Meeres landeinwärts, so haben wir überall dieselben Erscheinungen. Zuerst einen flachen, sandigen Ufersaum, dann niedrige, selten 50′ Höhe erreichende, wallartige, mit Nadelholz bestandene Dünen (Kapen) ohne Steilabstürze und Sturzdünen, die sich parallel dem Ufer in einem Zuge hinziehen, hinter welchen mehr oder weniger deutlich, zahlreiche andere Hügelreihen tiefer landeinwärts verfolgt werden können. Die Düne verdankt ihre Entstehung dem Einflusse der Wellen und Winde. Der von ersteren mitgeführte Sand wird am Ufer angehäuft und wenn er trocken geworden, vom Winde landeinwärts getrieben. Wo ein Wald die alte Düne krönt, rückt die neue Düne langsam aber doch am deutlichsten seewärts vor. Von Bullen bis Kanger haben die letzten Dünen die kurische Aa gezwungen, in einem dem Meere fast parallelen Laufe nach mehreren Auswegen zu suchen, deren sie jetzt drei besitzt und sich einen vierten bei Dubbeln bahnt. Das frühere Meeresufer und etwas ältere Dünen erkannten wir deutlich, 5 Werst von der jetzigen Küste, beim Holmhof Pastorate an der Aa und im Grunde des Babitsees, an den Lagern von *Cardium edule* und *Tellina baltica*, deren Schalen weder grösser noch dünner als die gegenwärtig vom Meere ausgeworfenen sind, sowie an einigen Bernstein-

stücken. Ob aber der alte Semgallische, bei Schlock gelegene Hafen, dessen Heinrich der Lette gedenkt und von dem er berichtet, dass an ihm die Oeseler, mit steinerfüllten Kasten die Aa unfahrbar zu machen suchten, — ob dieser Hafen mit einer alten Mündungsstelle dieses Flusses zusammenfiel, oder nur eine mehr flussaufwärts belegene sicherere Ankerstelle war, ist nicht zu entscheiden. Für Ersteres spricht ein im Hochsommer ganz trockenliegendes, einst offenbar bedeutendes Flussbett bei Kaugern.

Die mächtige, ausströmende Wassermasse der Düna liess die Düne hier nicht zur vollen Ausbildung gelangen und versuchten die Oeseler 1214 vergebens auch die Mündung dieses Stromes zu sperren. Dagegen erkennen wir am alten und neuen Hafendamme, an Magnusholm und der Insel, auf welcher die Festung Dünamünde liegt, wie gross die Masse des angeschwemmten, stets im Zunehmen begriffenen Landes ist. Zu einer Bildung von Nehrung, Peressip oder Lidi, mit den hinter ihnen liegenden Haffen oder Limans, wie an der Preussischen Küste oder am Gestade des Schwarzen Meeres, kam es hier nicht. Nichts desto weniger sind bei uns die Thäler und geschlossenen Becken zwischen und hinter den Dünen sehr deutlich ausgebildet. So findet man im innersten Winkel des Rigischen Busens und namentlich bei Schlock moorige Niederungen zwischen den Dünen, die der Lette „Jomen" nennt, ein Name, mit dem er ebenso die Fahrstrassen zwischen den Untiefen oder unterseeischen Hügelzügen des Meeres bezeichnet. Hier werden wir daran erinnert, dass nicht alle flachen, parallel der Küste im Innern des Landes hinlaufenden Hügelzüge ächte Dünen zu sein brauchen, sondern ursprünglich unterseeische Sandbänke sein können. Letztere bilden sich dadurch, dass bei Bewegung der Wogen zum Strande jedes-

mal ein Rückzug des Wassers unterwärts erfolgt und bei letzterem ein Theil der Sinkstoffe zurückgeführt wird, welche dort, wo neue landwärts treibende Wellen mit dem rückläufigen Wasser ins Gleichgewicht oder zur Ruhe kommen, theilweise niederfallen. Dass bei diesem Vorgange die entstehenden Sandbänke immer parallel der Küste laufen ist durchaus nicht nöthig, doch die gewöhnliche Erscheinung.

Die flachen Seebecken am Küstenstriche sind entweder unter dem Schutze der Düne zu Stande gekommen oder es betheiligten sich an ihrer Bildung auch die Flüsse. Die Seen im Norden der Aa-Mündung, dann der weisse, Jägel- und Stint-See, der Babit-, Stohzen-, Kanger- und Angern-See sind zum Theil durch abgesperrte oder gestörte Flussläufe, zum Theil durch Abdämmung des Seewassers, durch Dünen, Barren oder unterseeische Sandbänke entstanden und entsprechen den auf Oesel erwähnten Wiecken. Dass alle diese Seen der Versumpfung entgegen gehen, braucht kaum erwähnt zu werden und erinnern wir bei dieser Gelegenheit an den zu Ende des 15. Jahrhunderts in Urkunden erwähnten Degerhoffschen Freisee zwischen dem Erzbisthum und der Stadt Riga, welcher ganz verloren gegangen ist, wenn nicht vielleicht der jetzige Kanger-See gemeint war.

Auch noch auf einen andern, überall zu verfolgenden Einfluss, den die Richtung der vorherrschenden Winde und das dabei durch die Meereswogen an die Küste gebrachte Material auf die Wanderung unserer Flussmündungen hat, wollen wir hier aufmerksam machen und auf den nicht unwichtigen Umstand, dass wir auch umgekehrt aus der Richtung und Wanderung der Flussmündungen auf die vorherrschenden Winde schliessen können. Wenn nämlich der Wind nicht rechtwinklig auf die Küste gerichtet ist, so treibt das

Wasser an ihr hin und folgt gewöhnlich den vorhandenen unterseeischen Sandbänken oder den Thälern zwischen denselben (Jomen). Dabei wird eine Menge Detritus fortgeführt, der dort, wo das ausströmende Wasser der Flüsse die Bewegung der Küstenströmung zum Theil aufhebt, niederfällt und eine stets vorrückende Barre bildet. Wir verweisen zur Erläuterung dieser Erscheinung sowohl auf die bisher durchwanderte devonische Küste des Rigischen Meerbusens, als auf die übrigbleibende Küste Kurlands.

Beginnen wir mit dem Pernauschen Meerbusen, so sehen wir hier in Folge der vorherrschenden von Süden kommenden Strömung und Anschwemmung, das, den Namen Pernau-Fluss führende, Mündungsgebiet der Torgel von seinem einst wahrscheinlich beim Einflusse des Reidenhof-Baches gelegenen Mündungspunkte immer weiter westlich wandern. Dann folgt eine lange Küstenregion, in welcher die vorherrschend senkrecht auf die Küste gerichtete West-Strömung mächtige Sandanhäufungen hervorrief und wie die Salis bis 8 Werst oberhalb ihrer Mündung lehrt, keine Abweichung der Wanderung oder Mündungsrichtung dieses Flusses herbeigeführt wurde. Sobald wir aber in den innersten Winkel des Rigischen Meerbusens gelangen, gewahren wir an unseren drei Hauptströmen das entschiedene Streben nach Norden zu wandern. Wir erkennen, dass die an der kurischen Westküste des Rigischen Meerbusens von Domesnäs bis Plönen deutlich zu verfolgende, herabsteigende Strömung, auch noch weiter, bis in und um die Ecke des Rigischen Meerbusens herum, fortwirkt und von den anstehenden Dolomiten an der linken Seite der alten kurischen Aa, zwischen Schlock und Kaugerzeem unterstützt, diesen Flusslauf am stärksten nach Osten ablenkte, weniger die Düna und im geringsten Grade die livländische Aa. Das

reichliche Entgegenkommen der durch die Flüsse herabgeführten Sinkstoffe musste aber die Arbeit des Meeres erleichtern.

Bei Plönen ist es möglich, dass sich der Küstenströmung noch eine andere unterseeische, mehr von Norden kommende zugesellt, wenigstens wissen die Fischer von einer eigenthümlichen fast wirbelnden Bewegung in der Tiefe des Meeres zu berichten, die bei stärkeren Winden ihre Netze vollkommen zerstört. Jedenfalls erkennen wir aber, dass an der ganzen Küste bis Dondangen alle Flüsse, wie z. B. die Lahtsche, der Angern-Bach und die Rohje in Folge der aus NW kommenden Küstenströmung mit ihren Mündungen nach Süden wandern.

Jenseits Domesnäs spricht sich im untersten Laufe der Irbe, Windau, Hasau, Riewe und Sacke nur zu deutlich die von Westen kommende Anschwemmung und das nach Osten gerichtete Wandern der Flussmündungen aus und erklärt sich die Steilküste bei Labraggen und Felixberg durch die stärkere in den Winkel hineinführende und zerstörend wirkende Strömung und Windrichtung. Endlich zeigt die von der Sacke bis Memel gerade südlich verlaufende Küste Flussläufe, welche den an der Ostküste des Rigischen Meerbusens auftretenden ziemlich entsprechen, nur dass an der kurischen Küste in Folge der stärkeren Winde und Strömungen die Bildung von Landseen oder eine unvollkommene Haff- und Nehrungsbildung deutlicher zu Stande kam.

Kehren wir nach dieser Abschweifung zum innern Winkel des Rigischen Meerbusens zurück, so haben wir an der Küste desselben noch die erratischen Blöcke zu berücksichtigen. Im Mündungsgebiet der drei Hauptflüsse sind sie von Triebsand ganz bedeckt, fehlen aber in der Tiefe nicht. Von Kaugerzeem bis Lahtsche-Mündung, wo der Meeresgrund aus Dolomit besteht, werden an der Küste vorherrschend Sand und kleine

Bruchstücke devonischen Dolomits ausgeworfen. Weiter landeinwärts sieht man aber bei Kemmer finnländische krystallinische und Oeseler scharfkantige silurische Geschiebe. Nun folgen an der Küste höhere Dünen bei Plönen, die sich tiefer landeinwärts nach Rauden hin u. s. w. erstrecken. Im Hintergrunde des Küstenstriches bemerkt man zahlreiche, jedoch nicht wallartig zusammengehäufte Geschiebe, von Schnoren über Schlampen, Spirgen, Prawingen und Eckendorff bis Tuckum. Von hier treten sie über Rauden, Plönen und Angern der Küste näher, fehlen dem Küstensaume selbst, können aber im flachen Meereswasser über dem Thongrunde und zum Theil von Sand verdeckt, verfolgt werden, bis sie am Vorgebirge Mescheraggezeem wieder massenhaft angehäuft sind.

Der Angern- oder Bernstein-See ist wie erwähnt eine durch Dünenbildung abgesperrte ursprünglich See- dann Brachwasser- und jetzt Süsswasserbildung. Nachdem man diesen See durch einen Canal niedriger gelegt, kam von seiner Ostseite so viel Flugsand zum Vorschein, dass hier, durch Dünenbildung und Verwehung, viel Schaden angerichtet wurde, während an der Süd- und Westseite herrliches Wiesen- und Ackerland gewonnen worden war. Der in diesem See gegrabene Bernstein kommt nicht in grösserer Quantität als an den jetzigen Küsten vor und sieht man an seinem Ufer die Schalen der in ihm lebenden Süss- und der untergegangenen Salzwassermollusken unter einander gemengt.

Auf das Geschiebereiche Cap Mescheraggezeem folgen an der sandigen Küste bis zur Griwe-Mündung weniger erratische Blöcke. Um so reichlicher bemerkt man sie landeinwärts, meist über festerem anstehenden Gestein abgelagert. Namentlich liegen sie zwischen Uggenzeem und Beckerkrug

ausserordentlich dicht neben einander, ohne jedoch Wälle zu bilden. Ebenso setzen sie bis Kalleten fort, mit dem Unterschiede, dass die Küste hier einen c. 10′ hohen, steilen, thonig-sandigen Abhang besitzt, auf den bis zum Meere ein flacher Ufersaum oder die „Uferbank“ folgt. Unter dieser Bezeichnung verstehen wir die Strecke, welche beim Hochgang der See noch vom Wasser überfluthet wird. Der Abhang hört bald auf. Die Geschiebe setzen aber an der niedrigen Küste bis eine Werst nördlich vom Rojek-Kruge fort und sinken dann auf weitere drei Werst unter den Spiegel des flachen Meeres, wodurch sie dem Fischfange sehr hinderlich sind. Von Gipken sieht man an der ganzen Küste um Domesnäs herum bis Owischken, ein paar Meilen vor Windau, keine Geschiebe. Dennoch glauben wir nicht, dass sie auf der erstgenannten Strecke ganz fehlen, sondern sind der Ansicht, dass sie vom Flugsande verweht sind und in dem vorrückenden Anschwemmungsgebiet versteckt liegen. An der Dondangenschen Küste entsprechen die Dünen den im Innersten des Rigischen Meerbusens sich bildenden. Was wir zwischen Letzteren als „Jomen“ kennen lernten, sind hier die „Wiggen“. Nördlich von Gipken, vom Sillen-Gesinde an bis zum früheren Wihdel-See, bemerkt man einen höheren Uferabhang und Dünen. Der Wihdel- oder Deewin-See, welcher 1837 sich in Folge eines Durchbruches zur Ostsee entleerte und mit einiger Nachhilfe ganz abgelassen wurde, ist von der Küste weiter entfernt als der Angernsche. Sein Spiegel lag 32′, sein Betttiefstes 8′ über dem Meeresspiegel. Im Schlamm*) desselben fand man Geripptheile und drei Paar Geweihe vom Edelhirsch. Von demselben Fundorte wurden uns im Schlosse

*) Eine Analyse dieses Schlammes in Possarts Kurland, Stuttgart. 1843, S. 180.

zu Dondangen Rennthiergeweihe gezeigt. Eine ebendaselbst aufbewahrte, ausserordentlich wohl erhaltene Walfischrippe aus dem Walde am Fusse des Puishekalns ist vielleicht nur ein durch Menschenhand verschlepptes Stück. Im Mitauer Museum wird von Dondangen das ausgegrabene Geweih eines Edelhirsches aufbewahrt.

Auf den früheren Wihdel-See folgt eine niedrige Küste bis Gross-Irben, in deren Hintergrunde man vom Jaunratsche-Gesinde bis Pastorat Klein-Irben und später bogenförmig zur Ziegelei von Slihterhof, Dünen ziehen sieht. Jenseits Gross-Irben erheben sich mit wenigen Unterbrechungen, wie bei Pissen und Lüserort, sowie kurz vor Windau, ein bald mehr bald weniger weit vom Wasser entfernter Wall und niedrige Sanddünen. Zwischen Pastorat Angermünde und dem Strande haben diese Dünen 30′ Höhe und werden Kangern genannt. Sie laufen parallel der Küste und befinden sich zwischen ihnen Sümpfe und stehende Wasser, unter welchen ein See, der Shigatte sich periodisch leeren und füllen soll*). Sie haben dem unteren Laufe der Irbe den Weg vorgeschrieben und durch diese Dünen wurde wohl auch der Buschen-See vom Meere abgetrennt. Die in Folge der leicht beweglichen Sandmassen hervorgerufenen Versandungen beginnen vom Windauschen Kronsforst und erstrecken sich bis nach Sernaten, doch ist für die Befestigung dieses Sandes in den letzten Jahren recht viel geschehen. Beim Pastorate Irben zeigen sich Geschiebe 1 — 2 Werst vom Meere in grosser Menge und nähern sich demselben bis Owischken. Von hier an erscheinen wieder Geschiebe an der Küste, nehmen aber jenseits Libau an Zahl ab und fehlen beim ersten Cordonhause

*) Rathlef a. a. O. S. 114.

südlich Windau schon ganz, um dann in grosser Anzahl, doch von geringer Grösse, und endlich in einer deutlichen Küstenlinie bis zur Hasau-Mündung aufzutreten.

Bevor wir die Küste weiter verfolgen, wollen wir unsern Blick ein wenig weiter landeinwärts in die kurische Halbinsel werfen.

Die Geschiebe von Uggenzeem bis Beckerkrug und Rojebach bezeichnen eine ältere Küstenlinie über anstehendem Gestein. Von Gipken westlich erhebt sich letzteres in dem Puishekalns (Knabenberg). Zu beiden Seiten des in seiner Nähe befindlichen Flüsschens Pilsuppe (an welchem die oben bezeichnete Wallfischrippe angeblich ausgegraben wurde) bemerkten wir zwei Geröll- und Steinzüge, die wahrscheinlich nördlich durch den Wald ziehen, denn im Westen des Wihdelsees sieht man wieder zwei ein wenig näher als früher bei einander liegende Steinzüge bei den Gesinden Jaunbrede und Sillekaln. Von Jaunbrede verfolgt man einen ersten Steinwall um den Fuss der blauen Berge bis zur Ziegelei. Er bildet hier eine deutliche alte Uferlinie oder Stufe, auf welche ½ Werst weiter nördlich noch eine zweite Stufe folgt, unter der sich die eigentliche Ebene ohne Geschiebe bis zum Meere ausbreitet. Zwischen der Ziegelei und Forstei Anzen ist die Gegend wegen ihrer Unwirthbarkeit nicht genügend bekannt, doch bemerkt man von Gross-Irben landeinwärts wieder Geschiebe und zeigen sich dieselben Andeutungen von Uferstufen zwischen der Forstei, dem Pastorat Angermünde und Muishenek.

Mit Muishenek beginnt aber ein, von den Letten der finnische genannte, Geröllzug, welcher an Popen vorbei über Alt-Litzen bis Hasau zieht. Nach diesem Namen zu urtheilen, hatte der seefahrende und länderkundige Liwe die

Bedeutung der Gerölle erkannt. Gleichzeitig mochte sich aber auch die Volkssage vom „Teufelshandvoll“ (Welle-Sauje) ausbilden, d. h. von Geröllhaufen, welche der mit Steinblöcken beladene, in böser Absicht umherziehende Teufel, beim Erblicken des Kreuzes, fallen liess.

Hinter den Geschiebezonen zeigt sich fruchtbarer Lehmboden. Südwestlich von Angern beginnt derselbe bei Riddelsdorf und setzt bis Senten fort. Nurmhusen hat fruchtbaren lehmigen und grandigen Boden, Odern Eichenwald, am Laidsen-See beweist der Kalktuff auf Sarzenschem Gebiete die Gegenwart von devonischen Thon- und Dolomitmergellagen. Weiter landeinwärts, zum Innern der kurischen Halbinsel hin bemerkt man über dem anstehenden devonischen Sandstein ein an Mächtigkeit zunehmendes Schwemmland mit ziemlich gleichmässig verbreiteten Geschieben, die dort, wo der Boden thonig ist immer deutlicher hervortreten.

Mit dem „finnischen“ Geröllzuge treten wir ins Gebiet der weiten, ganz ebenen Lanken, dieses kurischen Marschlandes, das man nur in seinem kleineren Theile als das Resultat der jetzigen Ueberschwemmungen der Windau ansehen darf. Die Lanken sind ursprünglich Thonablagerungen eines ruhigen Wassers und erinnern an die Mitauer Niederung. Die Mächtigkeit dieser Bildung beträgt 20′ – 30′ und wurde sie in einer Längenausdehnung von 30 — 40 Werst nachgewiesen. An der Windau bemerkt man sie insbesondere zwischen Alt-Litzen und Wensau, in 8—10 Werst Erstreckung und ziehen sie sich als zu Tage gehendes Band von dieser Breite am rechten Ufer der Windau ins Piltensche und Garsdensche hinein, wo sie übrigens schon von einigen Hügeln überragt werden. An der linken Seite der Windau verfolgt man sie mit einigen Unterbrechungen der Hasau entlang bis Alschwangen und Felixberg, sowie bis ins Adsensche Gebiet. Die Windau hat ihre von der Mündung bis 25 Werst aufwärts gleichbleibende Betttiefe von 20′ — 30′ nur diesem Thon zu verdanken und liefert er der Rhede vor Windau den schönen Ankergrund. Bei Warwen und Garsden wurde der Thon häufig erbohrt. An ersterem Punkte durchsank ein 82′ 8″ tiefes Bohrloch von oben nach unten folgende Lagen:

1′ Dammerde
3′ rother und blauer Sand
5′ Torfschicht
8′ Triebsand
5′ kalkhaltiger Lehm
20′ blauer Thon
22′ Triebsand
2′ Lehm mit Eisenkies
6′ „ mit Sand
6′ blauer Sand
4′ 8″ Triebsand.

Am Strande von Wensau fand man 1827 das Horn eines *Bos priscus* oder *B. primigenius* und grub ebendaselbst in 5 Faden Tiefe 1835 das Geweih eines Edelhirsches aus. Die Geschiebeanhäufung in dieser Gegend steht offenbar mit dem Thonboden der Lanken in Verbindung. Während am sandbedeckten Fusse des finnischen Zuges vom Kordonhause, südlich Libau, bis zur Hasau-Mündung sich wohl massenhaft Geschiebe zeigen, so sind sie doch klein, bis man eine Strecke vor, d. h. nördlich von Ulmahlen die grossen Blöcke des finnischen Zuges gleich über Thon bemerkt. Von hier setzen sie über Strandhof ins Bächhofsche fort, doch an der Küste nicht über die Parallele von Sillen. Das Ufer des Meeres erreicht zwischen Hasau- und Sacke-Mündung bei Sernaten eine Höhe von 30′. Sieben Werst von der Küste bei Sernaten will man im Morast das Wrack eines grossen Fahrzeugs gefunden haben, dessen

angeblich verkieseltes Holz als Schleifstein verwendet wird und für ein hohes Alter desselben sprechen soll*). Ein ununterbrochen dahinziehender gegen 30′ hoher Küstenwall beginnt sechs Werst vor Felixberg und erstreckt sich über Ulmahlen bis Strandhof. An dieser Küste zeigen sich die ersten gotländischen und schwedischen Geschiebe. Bei Strandhof wechseln am Ufer beiläufig 1000′ breite Zonen von Thon und Sand. Unter den Blöcken und über dem Thon bemerkten wir eine wenige Zoll mächtige Humusschicht: die Reste eines alten Laubwaldes. Dem Strande parallel sieht man mehr landeinwärts die Ablagerung der grossen Geschiebe zwischen Charlottenberg und dem Bollwerk Münde. Noch tiefer ins Land hinein wurde bei Salenen (1792) Bernstein ausgegraben.

In der Umgebung des Gutes Adsen geht von der Küste her das erste anstehende Gestein, insbesondere Dolomit, zu Tage und sogleich vermindert sich auch das Schwemmland. Wir sahen beim Saltewalk-Gesinde 50′ hohe Sanddünen in verschiedener Richtung (N—S und WNW—OSO) hinziehen. Auch zwischen dem Tebber- und Durbe-Fluss erheben sie sich. Ebenso verfolgt man an der Küste von der Sacke-Mündung bis 10 Werst vor Seemuppen meist nur lockeren Sand und etwas weiter ins Land die sogenannten „Grüningen“. Es sind weit ausgedehnte, ganz ebene, mit niedrigem Gestrüpp bewachsene Moorflächen, die vielleicht aus einem durch Absperrung des Meerwassers entstandenen flachen Landsee hervorgingen.

*) Wir haben leider nicht Gelegenheit gehabt, die Stelle selbst zu besuchen oder silicificirte Holzstücke dieses Fahrzeuges zu bekommen und können daher die Angabe nicht verbürgen. Wahrscheinlich wird dieses Wrack einen Beitrag zu jener Flottille liefern, die man nach ähnlichen unrichtigen Angaben aus Gotland und von der estländischen Küste zusammenbringen kann.

Bei Seemuppen ist die Küste ein wenig höher und bildet einen Wall von 20—30′ Höhe. Er ist mehr sandig als thonig und weist eine Torfschicht (ältere Moorvegetation) auf. Die wenigen grösseren Geschiebe am Ufer sind meist von der Höhe des Walles herabgestürzt, nachdem die Meereswogen das Ufer unterwuschen. Zehn Werst von Seemuppen werden die Geschiebe häufiger und setzen bis Libau fort. Bei Steensort oder Steinort, 2—3 Meilen vor Libau, befindet sich in 18′ Tiefe ein langes Riff von über einander gethürmten Blöcken. Vielleicht ist es die Fortsetzung des sogenannten finnischen Geröllzuges. Geht man von Seemuppen landeinwärts, so kommt man nach einer kleinen Vorstufe bei Wirginalen zum alten Küstenwalle, der bis Capseeden verfolgt werden kann, und jenseits dessen sich ein welliges Land mit fruchtbarem Thonboden ausbreitet, der über Grobin bis ins Niederbartausche verfolgt werden kann.

Am Fusse des alten Küstenwalles bei Capseeden erstreckt sich eine weite Fläche anstehender Dolomite bis zum Tosmar-See*) und wohl auch unter Libau's torfreicher Umgebung hin. Zwischen Capseeden und Tosmar-See ist die Dammerdeschicht nur wenig mächtig und doch mit Eichen bestanden. Hier hat ein riesiger, 50′ Umfang besitzender Wanderblock schon lange die Aufmerksamkeit auf sich gezogen. Es ist ein röthlicher Granit von mittlerem Korn und ruht hart auf dem Dolomit. Ein anderer über 100′ Umfang und 14′ Höhe messender Block, der „Perkunstein“ bei Battenhof am kleinen

*) Nach einer Lettischen Sage ist es der Stelle wo jetzt der Tosmar-See befindlich ist, ergangen wie Sodom und Gomorra. Bei dem, durch einen Zauberer hervorgerufenen Steigen der Fluth erbarmte sich derselbe schliesslich einiger weniger noch nicht umgekommener Menschen, stiess seinen Stab in die Erde und sprach zu dem sich bildenden See: To malli, d. i. „Dies Ufer oder dieser Rand“ woraus der ältere Name Tohsmall und jetzt Tosmar.

Libauer-See, wurde 1841 bei Gelegenheit der Chaussébauten gesprengt.

Die südlich von Libau folgende Küste bis zur heiligen Aa ist Flugsand. Der Strand bei Libau führt nur wenig Rollsteine, doch liegt im Hafen bei der Hafenbrücke, 12′ unter dem Meeresspiegel ein mächtiges Lager erratischer Blöcke. Der Libausche See erinnert mit seiner Form schon ganz an das kurische Haff und die dazu gehörige Nehrung, wie denn überhaupt die Küste von der Windau südwärts mehr und mehr den Charakter der preussischen annimmt. Die Versandungen haben in früheren Jahren am Niederbartauschen Strande fünf Dörfer zerstört. Landeinwärts sieht man beim Pastorat Nieder-Bartau mächtige Thon- oder Lehmlager an der Bartau. Der W—O streichende Dünenzug am rechten Ufer der Bartau ist überaus reich an silurischen Geschieben, die bei Kalleten zugleich mit Jura- und Zechstein-Versteinerungen gefunden wurden. Die Küste von Nieder-Bartau bis Polangen erscheint flach und mit Geschieben versehen, die am Papen-See stellenweise besonders zahlreich vorkommen. Jenseits Polangen ist der sandige Strand von Nimmersat in Preussen bis zur holländischen Mütze und der Memeler Hafenmündung am kurischen Haff mit unzähligen Rollsteinen, oft von riesiger Grösse bedeckt, die aus dem flachen Wasser hervorragen und bis 50 Faden vom Ufer auf den Sanddünen liegen. Die Rollsteine werden alljährlich von der See heraus in den Memeler Hafen bis in die Dange-Mündung hinaufgetrieben, so dass sie der Schifffahrt wegen alle 3—4 Jahre aus dem Fahrwasser herausgehoben werden müssen. Die ersten Geschiebe der Kreideformation treten an der Samländer Küste auf.

Die der kurischen folgende preussische Küste ist durch die Arbeiten Schumann's, Benningsen Förder's und

Zaddach's bekannt geworden. Sie weist ungleich höhere und bessere Profile auf, als die kurische Küste. Wir haben aber an letzterer mehrere auf einander folgende, durch Sand getrennte Humusschichten untergegangener Wälder, oder den kaffeebraunen Sand und die Bernstein- und Braunkohlenlager der preussischen Küste nicht beobachtet. Wenn Murchison in seiner „Geology of Russia“ den ganzen Küstenstrich von Polangen bis zur Sacke-Mündung, ohne ihn selbst untersucht zu haben, für eocäne Tertiärbildung hält und sie auch auf seiner Karte also verzeichnet, so können wir hierfür noch keine hinreichenden Gründe finden. Die Bohrlöcher und Schürfe bei den, weiter von der libauschen Küste entfernten Gütern Wormsaten und Meldsern ergaben unter 12′—14′ Thon und 12′—20′ weissem Sand, Grand und Geschieben mit etwas Thon und Brauneisen, ein System von Sand-, Thon- und Kohlenlagen, das nach den in letzteren enthaltenen Pflanzenresten nicht zur tertiären, sondern zur jurassischen Formation gehört.

Auch was uns sonst von oberflächlichen Bildungen im Westen Kurlands und im Gouvernement Kowno bekannt wurde, müssen wir vorläufig als Quartärbildung beanspruchen. Der Thon der Lanken, die Grüningen, der Töpferthon im Grobinschen und Ambotenschen (Nodaggen), sowie die mächtigen Lehmlager an der Barte bei Nieder-Bartau, an der Mündnng der Wirwita, bei Gewolen an demselben Flusse, an der Minia bei Ragowischky, bei der Station Bubje, bei Tauroggen, bei Rodwillaeny etc., nebst den überall auftretenden Sand- und Grandlagen erinnern an die obersten Schichten der Samländischen Strandberge zwischen Kranz und Brüsterort, die man keinen Grund hat für tertiäre Gebilde zu halten, da sie unsere Landschnecken einschliessen und von einem Septarienthon hier Nichts bekannt wurde.

Das Binnenland.

Dringen wir jetzt tiefer in das Innere unserer Provinzen und behalten dabei im Auge, dass die gegenwärtigen Vorgänge am Gestade der Ostsee, namentlich die Zerstörung und Veränderung älterer Gebilde und Vermengung derselben mit neuen oder die Neubildungen, während der älteren Quartärzeit in ähnlicher Weise stattfinden mussten. Auch in dem Falle, dass die Hebung des Bodens oder die Anschwemmung des Landes früher etwas rascher als jetzt erfolgte, oder der paläozoische Boden beim Eintritt der Quartärzeit wenig Detritus besessen haben sollte, so wird zwischen den älteren und jüngeren quartären Küstenbildungen nur ein aus der verschiedenen Grösse des Meeres, seiner Configuration und seinem Boden abzuleitender äusserer, nicht aber die mineralische Zusammensetzung betreffender Unterschied nachzuweisen sein.

Im silurischen Gebiete Est- und Nord-Livlands trägt das Land im Allgemeinen den Charakter einer Ebene. Falten und Unebenheiten des silurischen Bodens sind häufig mit angeschwemmten Massen von 30'—40' Mächtigkeit erfüllt. Ueber den Ebenen erheben sich langgestreckte, schmale, mehr oder weniger wallartige Hügelzüge und inselförmige Hügel „Saar" genannt. Sie bestehen aus vorherrschendem Kalkgerölle, kleinen Geschieben massigen Gesteins, Grand, Lehm und unregelmässig vertheilten erratischen Blöcken krystallinischer Gebirgsarten Finnlands. Die Hügelzüge haben meist 15'—70' Höhe und 50' — 100' Basis, streichen gewöhnlich NW — SO oder NNW — SSO, doch auch in anderen Richtungen (insbesondere NO — SW-lich) und folgen in Zwischenräumen von 2 —15 Werst auf einander.

Auf Fr. Schmidt's geognostischer Karte*) fallen drei grosse Gebiete auf, in welchen das Schwemmland ununterbrochen zu Tage geht; leider sind die übrigen, nicht unbedeutenden, über dem silurischen Boden liegenden quartären Hügelzüge Estlands unbezeichnet gelassen. So gern wir diesem Uebelstande abgeholfen hätten und den, auf unserer Karte sogleich in die Augen fallenden Mangel einer einheitlichen Darstellung der silurischen und der übrigen Formationen (welche letztere nur dort verzeichnet wurden, wo sie zu Tage gehen oder wo das Schwemmland keine wesentliche Veränderung der Oberflächengestalt hervorruft), entfernt hätten, so ist uns aus eigener Anschauung Estland, wenn auch nicht fremd so doch lange nicht genau genug bekannt, um die Verantwortlichkeit einer wesentlichen Veränderung des geognostischen Bildes von Fr. Schmidt auf uns zu nehmen.

Das erste NO—SW streichende Gebiet ausgedehnter, den silurischen Boden verdeckender Quartärbildungen erstreckt sich in W-Harrien und in der westlichen Wieck und spiegelt sich auch noch auf Dagden und Oesel ab. Es ist ein unseren jetzigen Küsten näher liegendes Areal, das schon früher betrachtet wurde. Da uns aber die Richtungen der Dünen zum Theil den Schlüssel dazu liefern, in welcher Weise die rückgängige Bewegung des Meeres erfolgte, so müssen wir die zwischen Haggers und Pönal ONO — WSW gerichteten Dünenzüge mit dem Verlauf des westlichsten Theiles der Nordküste Estlands und einigen rechten Nebenflüssen des Kassarien-Baches in Zusammenhang bringen und hier eine verhältnissmässig jüngere Trennung der Gewässer des Finnischen und Rigischen Meerbusens annehmen.

*) Archiv f. d. Naturkunde etc. Dorpat 1858. B. II. S. 218.

Ein zweites Gebiet dehnt sich im Jerwenschen ebenfalls in NO — SW Richtung und zwar von Fickel südlich bis St. Catharinen aus. Zu demselben gehören die NW — SO streichenden Hügelzüge bei Jendel, Paunküll, Odenkat und Poll. Zwischen ihnen und über sie hinaus ist so viel Schwemmland angehäuft, dass in dem bezeichneten Raume nirgends anstehendes Gestein zu Tage geht, welches in den benachbarten Gegenden, wie bei Weissenstein (Müntenhof), Torgel, am Kassarien-Bach (Kirrefer), Leal und Tuttomäggi, Werder und auch auf Moon, in Felswänden und Terrassen von NW — SO streicht. Im Odenkatschen nehmen die quartären Hügelzüge auch andere Richtungen als die NW — SO-liche an und erinnern wir an den oben betrachteten, nach Sickama-Krug SSW streichenden Geröllrücken.

Am NO-Ende dieses Gebietes bemerken wir noch bei Heinrichshof Dünen, die sich vereinzelt auch weiter bei Haljal und bei Viol in der Nähe des Meeres zeigen und ein drittes auf unserer Karte nicht gehörig bezeichnetes Dünengebiet mit dem vorigen verbinden.

Im Süden der Haljalschen und im Osten der Heinrichshofschen Hügel laufen nämlich mehrere parallele Hügelzüge von Wesenberg, Mödders und westlich und östlich von Poll nach SSO hin. Der bedeutendste derselben, über den höchsten anstehenden Silurschichten Estlands befindliche, erstreckt sich mit mehrfacher Unterbrechung von Wesenberg über Karritz, Klein-Marien, Tammik und Sall. Diese Hügelkette, die zwischen dem St. Katharinen Kirchspiel und Laiwarre im St. Simonis Kirchspiel neben einem Morast hinläuft, wurde nach der estnischen Kalewipoeg-Sage durch das Ross dieses Riesensohnes aus der Erde gestampft, während die entsprechenden Hufspuren oder Vertiefungen in einer Reihe Gruben

erkannt werden die sich vom Fusse des Linna-Mäggi (eines Berges der dem Kalew zum Kopfkissen diente) bei Wesenberg bis ins Borckholmsche hinziehen. In derselben Gegend soll ein sogenannter Leberhügel von der Leber, mehre kleine Hügel von den Knochen und eine Ebene von der Haut des Kalew-Rosses stammen. Zwischen den genannten Hügelzügen erstrecken sich Flussläufe oder Moore. Hervorzuheben sind unter den letzteren die aus der Umgebung von St. Simonis nordöstlich durch Meiris, Laus, Pastfer und Wennefer bis Luggenhusen ziehenden, an welche sich der Sirtsche schliesst und der Moor von Awandus*) mit wenig Unterbrechung über Tammik, Sall und Kerro bis Lais zieht. Bis hierher geht in der Umgebung dieser und der benachbarten von Mödders bis Mohrenhof (östlich nach Pastfer und Wennefer, westlich nach St. Simonis) laufenden Hügel, noch anstehendes Gestein zu Tage. Von Tammik an fehlt dasselbe aber und wir steigen von dem höchsten Berge Estlands, dem Emmomäggi (550′) in ununterbrochenem Schwemmlande bis zu den Niederungen des Peipus, während wir von dem anstehenden Gestein an den Sem-Quellen nur von 270′ Höhe allmählig in das Schwemmland des Rannapungern Flusses geführt werden.

In SSW von St. Simonis bemerken wir die Hügel zwischen Sitz und Klein-Marien am Weinjerw, auf welche weiter SSO-lich die von Kassinorm, Kardis und Lais folgen. An letztere schliessen sich nach Oberpahlen hin noch mehrere gleichgerichtete, parallele, 2—3 Werst von einander entfernte Rücken oder inselförmige flache Hügel, und nach Dorpat zu die 50—60 Werst von einander abstehenden 100′—200′ die Ebene überragenden Höhen von St. Bartholomäi, Kusal,

*) Vgl. Petzholdt, Chemische Untersuchung des Torflagers von Awandus, Archiv der Naturforschergesellschaft zu Dorpat, 1. Serie Bd. III.

Moisama, Marien-Magdalenen, Ecks und Sadjerw bis Wesnershof und Rathshof. Sie bestehen aus Sand, Thon und Geschieben, lassen Längsthäler mit Seen und Morästen zwischen sich (insbesondere von Jensel bis Sadjerw*), während fruchtbares oft noch sumpfiges Land ihre Abhänge bedeckt. Auf der Rückerschen Specialkarte von Livland ist die regelmässige von NW — SO streichende Verbreitung des trockenen Ackerlandes besonders auffällig. Von den grösseren Seen liegt der bei Ellistfer am tiefsten und lässt am Südwestufer eine dem gegenwärtigen und eine zweite dem frühern, ein Paar Faden höherem Wasserstande entsprechende Reihe von Steinblöcken unterscheiden. Auch am Pick-Jerw bei Kersel erblickt man in 6 Faden Höhe über dessen Spiegel eine deutliche durch Blöcke bezeichnete alte Uferlinie. Oestlich von Ellistfer und der Station Iggafer setzen die hier vorherrschend lockeren, Sand aufweisenden, NW — SO streichenden Dünen in einem Waldareal bis zu der grossen Niederung des Quellgebietes der Kargowa fort, jenseits dessen sich die Höhen von Allatzkiwi erheben.

Die auf unserer Karte mit Schwemmland bezeichnete nördliche Umgebung des Peipus ruht wahrscheinlich grössten Theils auf devonischem Sand und Thon. Auch die charakteristischen aus dem Morast sich erhebenden meist NNW—SSO, doch auch NO—SW streichenden einzelnen Grandhügel zwischen Klein-Pungern und Isaak, bei Cap Bogorodize und weiter zur Narowa hin, können devonische Mergel oder silurisches Gestein zum nächsten anstehenden Untergrunde haben. Zwischen Permiküllа und Kannaküllа laufen am linken Ufer der Narowa und mehr landeinwärts, diesem Flusse parallele,

*) Nach der Estensage sind die Längsthäler bei Sadjerw Furchen vom Pfluge des Kalewipoeg (Riesensohn).

niedrige, sehr regelmässig geformte, von Morast umgebene, bewachsene Sandhügelzüge, die von den anwohnenden Russen „Griwa“ (Mähne) genannt werden und an die Kangern im Rigischen, erinnern. Die einzige Stelle wo das Ufer der Narowa höher ist und eine c. 50′ hohe steile, lockere Sandwand aufweist, befindet sich in derselben Gegend, unterhalb Gorodenko. Diese Anhöhe fällt an den übrigen Seiten ganz allmählig ab und hat es nicht das Ansehen als habe hier ein plötzlicher Durchbruch der Narowa stattgefunden.

Die Ufer des Peipus sind bis auf die Umgebung von Krasnaja Gora niedrig. Am nördlichen Ufer dieses Sees erheben sich ein oder mehrere niedrige Flugsanddünen; am westlichen dringt der Dünensand tiefer landeinwärts vor und zeigen sich hier mehr krystallinische Geschiebe, wie namentlich von Tellerhof bis Nos, in N und S von Krasnaja Gora*). Im Allgemeinen kann man aber, mit Ausnahme der Flussmündungen, fast überall am Peipus die Bildung einer Landsee-Düne verfolgen, die sich einige 100 Schritt vom Ufer befindet und hinter welcher das Land zu sinkenden Sumpf- und Waldmorästen abfällt.

An der Heerstrasse südlich von der Station Torma erkennen wir noch deutlich alte Grand- und Sandhügelzüge,

*) Unter diesen Geschieben zeichnen sich zwei sogenannte Rapsokiwi beim Dorte Persekiwi (zwischen Krassnaja-Gora und Koddafer) aus. Sie führen nach der Sage die Eindrücke von Kalew's Fingern und Sitz und warf er sie entweder nach einem Wolf, oder von Russland her, um die Grenze der zu erobernden Länder zu bezeichnen. Nach der letzten Version grub Kalew den Peipus darauf selbst aus, streute den Sand aus seiner Schürze auf das Land, wodurch die Berge bei Allatzkiwi und Kokorra entstanden. Ein anderer, 9′ hoher Granitblock mit Fingereindrücken des Kalew befindet sich am Sadjerw-See, über welchen Kalew den Stein beim Wettspiel mit seinen beiden ältern Brüdern siegreich und am weitesten warf. Zwischen Ecks und Kukkulin führt ein grosser Block am Ufer, wegen seiner Form, den Namen: Kalew's Stuhl, eine Bezeichnung, die aber wohl neuern Ursprungs ist.

die aber an Deutlichkeit immer mehr verlieren, je mehr wir uns den zu Tage gehenden devonischen Sandsteinen nähern. Den südlichsten Kalkgeröllhügel am Peipus kennen wir bei Allatzkiwi oder in der Nähe des Kalew-Säng*), wo auch devonische Geschiebe mit silurischem zusammen vorkommen. Weiter landeinwärts, nämlich von Weissenstein südlich erstreckt sich über Kabbal und Pillistfer bis Nawwast ein ziemlich ebener sumpfiger Landstrich, der mit dem Auftreten des devonischen, sandigen Untergrundes trockener und unebener wird, mit den Grandhügeln von Surgifer sich bedeutender erhebt und im Felliner devonischen Faltensattel fortsetzt, sonst aber zum Wirzjerw hin ganz allmählig abfällt.

Somit sind wir in das Gebiet des devonischen Sandsteins mit seinen bei Dorpat und Fellin durchbrochenen Faltensätteln gelangt, neben welchem sich ein Schwemmland ausbreitet, dessen Betrachtung wir mit dem Embachthale zwischen Wirzjerw und Peipus beginnen, dann von der Westseite des Peipus zum Wirzjerw und um denselben wandern, hierauf den Burtneck-See umgehen, ferner die Umgebungen der grossen Strasse zwischen Dorpat und Riga in Augenschein nehmen und uns dann schliesslich zum Gebiet zwischen der livländischen Aa, Ewst und Düna wenden.

Die Entfernung vom Ausflusse des Embach und dem Wirzjerw bis zur Einmündung in den Peipus beträgt in gerader Linie 70 Werst, das Gefälle 24′. Im obern Laufe, bis Dorpat, windet sich dieser Fluss dergestalt, dass er einen Weg von c. 64 Werst mit nur 8′ Fall, im untern dagegen bei 16′ Fall 40—45 Werst durchläuft. Sein im Allgemeinen W—O-licher Lauf verändert sich zwischen Falkenau und Im-

*) Säng, Estnisch das Bett. Bei Iggafer ein ähnlich geformter Hügel.

mofer in einen NW—SO-lichen. Hier hat er den untern devonischen Sandstein durchbrochen. Im obern Laufe besitzt er vom Wirzjerw bis Pallopochja kaum 2′ hohe Ufer und wird von sumpfigen Heuschlägen, hier Luchten genannt, umgeben. Dann folgen bis Recko oder dem Kawelecht Flusse 5′ — 8′ hohe lippenförmig aufgeworfene Uferwälle, die einen ausserordentlich fruchtbaren Marschboden besitzen und bis Kerrafer oder Leetsi wieder niedrige Ufer. Bei Kandla oder Falkenau sprechen die wieder etwas höheren Ufer mit, unter 1½′ mächtiger Dammerde befindlichen, Wiesenmergellagern für die Nähe anstehenden devonischen Gesteins, doch rückt letzteres erst unterhalb Marrama in höheren Gehängen näher an den Fluss. Bis Dorpat nehmen die Ufer allmählig an Höhe und Abschüssigkeit zu, verflachen sich aber dann bald wieder. Kurz vor sowie innerhalb und gleich unterhalb des Gebietes der durchbrochenen devonischen Sandsteine sind Geschiebe am häufigsten. Unterhalb Kerrafer befindet sich beim Dorfe Prosta der sogenannte schwedische Steindamm, dann zahlreiche Geschiebe bei der Falkenauschen Windmühle, beim Jännese-Krug unweit Marrama (wo ein Block 5′ hoch den Wasserspiegel überragt), ferner bei Dorpat, Bischofshof und dem Ihaste-Krug.

Aus den morastigen Niederungen am Peipus — der nur bei seiner Verengerung und zur Bümsche hin etwas höhere, lockere Sandufer zeigt — und von dem, häufig Torfmoor über Thon oder Sand (z. B. bei Marrama und Arroküllа in der Nähe Dorpats) aufweisenden, Embachufer erhebt sich das Land in rundlichen Hügeln. Diese bestehen aus Sand, Gerölle und auch aus Thon und bilden eine Menge grösserer oder kleinerer Thäler, in welchen Flüsse strömen oder viel kleine Seen liegen. Das anstehende Gestein steigt zwischen dem

Peipus und der Südspitze des Wirzjerw allmählig 300—400' hoch, und geht am Nord- und Ostrande der Odenpäh-Höhen, oder auf Rathlefs erster Terrasse, häufig zu Tage, während, die eigentlichen Odenpäh-Höhen bis 800' über dem Meeresspiegel gipfelnde aufgeschüttete Dünen über anstehendem Gesteine sind. Ungeachtet des tiefen, in dieses Schwemmland einschneidenden Thales, in welchem der kleine Embach bis Theal läuft, wird, so viel uns bekannt, hier doch nirgends devonischer Sandstein entblösst.

Was die Umgebung des Wirzjerw betrifft, so sind seine Ufer bis auf Tammenhof flach und die Ostseite im Ganzen sandreicher und unfruchtbarer, als die Westseite. Sobald man sich von Ringen (südwestlich Dorpat) zur langen Brücke begiebt, nimmt der lockere Sand zu und verbergen sich die Geschiebe. Im Mündungsgebiet des kleinen Embach finden wir wahren Dünensand mit dazwischen liegenden nassen Wiesen und Rohrtümpeln. Erhebt man sich aber auf der Strasse nach Suislep aus diesen Niederungen auf die Höhe, so zeigt sich auch bald anstehendes devonisches Gestein und Wiesenmergel*) und werden die Geschiebe zahlreicher. Von Suislep bis 4 Werst vor Holstershof ist die Menge der Geschiebe in der That überraschend. Anfänglich sieht man vorherrschend grössere Geschiebe, dann neben ihnen zahllose faust- und kopfgrosse Stücke und endlich sehr groben Grand. Obgleich auch noch bei Holstershof hier und da die Geschiebe massenhaft auftreten, so sind sie doch meist in den Vertiefungen des undulirten Bodens bei Fellin durch Moorland verdeckt. Ueberhaupt erkennt man leicht, dass die Geschiebe ziemlich gleichförmig verbreitet sind und nur dort nicht so deutlich

*) Analysirt von Prof. C. Schmidt. Livl. Jahrb. der Landwirthschaft. Bd. 14 Heft 3.

hervortreten, wo der Boden vom Pfluge unberührt blieb und von Moorwiesen und Wald bekleidet wird. Am Auffälligsten treten sie über dem festen anstehenden devonischen Sandstein und insbesondere über Thon, wo dieser nicht unter Grand- und Sandablagerungen versteckt ist, hervor. Eigentliche Steinwälle oder durch dieselben bezeichnete ältere Uferstufen vermisst man am Wirzjerw, vielleicht mit Ausnahme des Mündungsgebietes des Oio-Baches, und sind nicht hinreichende Gründe vorhanden, um die Bildung dieses Seebeckens durch Auswaschung devonischen lockeren Sandsteins allein zu erklären. In letzterem existirte schon vor der Quartärzeit eine flache Mulde, die freilich durch die Thätigkeit des Quartärwassers etwas vertieft werden musste.

Von der Mündung des Tennasilm Baches nach Fellin und weiter landeinwärts über Perst nach Pujat sind Geschiebe stets zahlreich zu finden und werden nur dann und wann vom Moor- und Wiesenland verdeckt. An der Westseite des nördlichen Endes des Felliner Sees sieht man zwei N — S streichende Zonen zahlreicher Geschiebe, von welchen die an der untern und niedrigen Stufe des Thalabhanges mehr Steine aufweist, als jene an der obern, höhern und steilern. Wo beide Stufen in einen Abhang zusammenfliessen, sind die Gerölle gleichförmig vertheilt. Nördlich von Fellin, nach Surgifer hin nehmen die Grandmassen zu und ordnen sich zur Dünen- oder Hügelform. Die Gegenden weiter westlich zum Meere hin wurden früher beschrieben. Wandern wir daher in die Region südlich von Fellin. Hier erheben sich mehrere NW —SO gerichtete Dünenzüge, welche in Verbindung mit den tiefer einschneidenden Flussbetten, dem Boden nach Holstershof, Paistel, Aidenhof und Euseküll hin ein coupirtes Ansehen verleihen. Flugsand und Grandhügel, moorige und torfhaltige

Niederungen und Thaleinschnitte sowie sehr fruchtbarer Boden wechseln hier mit einander. Die Umgebung Fellins wird allgemein für eine unserer fruchtbarsten gehalten und bezeichnen die Landwirthe hier die Obererde als Gemisch von Thon und grobkörnigem Sand, den Untergrund als durchlassendes Gemenge von Grand- und Lehmmergel. Mit solchen Angaben kann der Geognost freilich wenig anfangen.

Aus der Niederung des Euseküll-See erhebt man sich allmählig nach Hallist zu und steigt dann rasch ins Thal des Hallist- oder des Kannaküllа-Baches. An der gegenüberliegenden oder südlichen Seite dieses Thales und des Karristhof-Sees ist das Gehänge flacher und erratische Blöcke so wie Kalkgeschiebe viel häufiger und erscheinen dieselben zwischen Abbia und Station Moiseküll (über dem anstehenden thonigen Sandstein) überaus zahlreich. Von dieser Station nach Moiseküll und Puderküll hin ist die Gegend meist eben und ohne auffälligen Reichthum an Geschieben. Zwischen Puderküll und Königshof, dann bei Wirken und endlich an den Quellen der Palmat ziehen drei NW—SO streichende, nicht bedeutende Bodenerhöhungen hin. Weiter südlich aber, nach Idwen und Rujen, Panten und Salisburg zu, erstreckt sich ein ebenes Land, das zwischen Rujen und Panten wenig eingesenkt, zwischen Panten und Salisburg etwas erhoben ist und nach Ostrominsky hin ganz allmählig zum Burtneck-See abfällt. Dieser See hat bis auf seine Südost-Ecke flache Ufer, an welcher sich, sowie an der Nordwest-Ecke die meisten Geschiebe entblösst finden, während dieselben an den langen Seiten des Sees unter Moor- und fruchtbarem Marschlande versteckt liegen.

Die Ufer der Salis nehmen von Neu-Ottenhof abwärts ziemlich rasch an Höhe zu und liegen vom Puhle-Gesinde an, die Geschiebe so zahlreich im Bette des Flusses, dass dadurch

Stromschnellen und Untiefen gebildet werden, und vor Entfernung derselben ein Befahren des Flusses mit etwas grösseren Böten, ausser bei Hochwasser, nicht thunlich ist. Von Salisburg abwärts entblösste der Fluss Sandsteinfelsen, die auf ihrer Höhe mit lippenförmig aufgeworfenen Rändern von Schwemmland und Sand versehen sind, hinter welchen Niederungen und NW—SO streichende Hügelzüge folgen. An der Westseite dieser Züge will Hueck (a. a. O.) Reihen von Granitblöcken, an der Ostseite mehr Thon bemerkt haben. Im Gebiete von Neu-Ottenhof wird man beim Ackerbau durch Geschiebe im Ganzen wenig belästigt, und nur beim Meiran- und Puije-Gesinde liegen sie von N — S zahlreich und dicht neben einander. An der SW-Seite des Sees bemerkt man zwischen St. Matthiä und dem Wredenhof-Bach einen NW—SO streichenden niedrigen Sand- und Grandhügelzug, offenbar eine Düne des früher höher stehenden Sees. Noch tiefer landeinwärts erstreckt sich bei Sulgum ein abermals NW—SO streichender Hügelzug, der indessen nicht die gewöhnliche Dünenform hat. Die Geschiebe am SO-Ende des Sees beim Burtneck-Pastorat, insbesondere die silurischen Kalkgeschiebe, führen wir später auf. Die Bewegung grösserer Blöcke hervorgerufen durch Eismassen, die sich am Ufer dieses Sees aufstauen ist eines der, für die Kenntniss der Bewegung unserer erratischen Blöcke im Binnenlande, belehrendsten Beispiele.

Weiter südlich kommt man über meist ebenes Land zu den Grand- und Sandhügeln von Sternhof, den Ufern eines alten Sees, der uns zwischen Sternhof, Dickeln und Rosenblatt jetzt als Moor von 40 Quadratwerst Ausdehnung entgegentritt. Sein Untergrund ist blauer und violetter sehr plastischer Thon, über welchem 4 Fuss Moorerde und Torf liegen. Im Hochrosenschen Gebiete bemerkt man wieder NW—SO streichende

Bodenerhöhungen mit dem Zehsis Kalns. Der Hochrosensche See ist tief, wahrscheinlich ein Quellsee, welcher der Versumpfung länger widerstehen wird. An der Ostseite des grossen Moors erhebt sich der Blauberg, von welchem aus sich nach NNO und SSW die Wasserscheide zwischen der livländischen Aa und dem Burtneck-See hinzieht. Nach Papendorf und der Station Lenzenhof hin, kommt man über eine hier und da undulirte Ebene mit mehren Flusseinschnitten, von welchen vielleicht einige ihre Furchen bis auf den devonischen Sandstein gruben. Weiter südlich thut es die Brassel, wie wir früher gesehen haben.

Kehren wir jetzt nach Dorpat zurück, um von hier die grosse Strasse nach Riga am Nord- und West-Abhange der Odenpäh-Höhen verfolgend, unsere Reisenotizen an derselben und anderen im Süden des grossen Embachs gelegenen kleineren Wegen, mitzutheilen. Ungeachtet der Dürftigkeit dieser, so wie der früheren Mittheilungen, glauben wir sie als erste derartige hersetzen zu dürfen. Nördlich von Dorpat fanden wir das See- und Hügelgebiet vom Kirchspiel Lais bis Ecks besonders reich an grösseren Geschieben. Hierher gehörten die oben bezeichneten Blöcke am Sadjerw-See. Beim Lugano- oder Luckno-See zwischen Kersel und Ludenhof überragt eine 30 Schritt Umfang besitzende Granitmasse den Boden und bei Fetenhof hält man den Rappakiwi Block an der Strasse aus der Entfernung für ein Häuschen. Bei Dorpat zeichnen sich auf Techelferschem Boden die Geschiebe im Köplaschen Walde und im Morast bei Paio durch ihre Grösse aus. Im Allgemeinen herrschen mittelgrosse Geschiebe vor. Liegen sie dem anstehenden Gestein nahe so erscheinen sie vereinzelt, dagegen in Thälern und an Gehängen zahlreich. Namentlich bemerkten wir sie am linken Thalabhange des Embachs zwischen Dorpat

und Kerrafer, sowie im Bette des Laiwa-Baches massenhaft. Oestlich von Dorpat findet man faust- bis kopfgrosse Gerölle im Gebiet von Sarakus, an dem linken Ufer des Embachs auf einem grössern Raume dicht nebeneinander. Weiter flussabwärts liegen bei Kawwast an der Abdachung zum Flusse hin massenhafte Geschiebe, während höhere Punkte gewöhnlich frei von ihnen sind.

Auf dem Wege von Dorpat nach Walk gesellen sich den mittelgrossen Granitgeschieben kleinere hinzu, und bemerkt man auch Grandhügel, bis bei Bockenhof und der Station Kuikatz fast nur noch faustgrosse Geschiebe in zahlloser Menge bemerkt werden. In dem hügeligen sandigen Terrain sind sie auch hier, wie z. B. vor der Station Uddern nicht sichtbar. Südlich Kuikatz tritt man bald in die Niederung des kleinen Embach, der von Teilitz abwärts zwischen höheren Sandhügeln und lockeren Sandufern dahinfliesst und zahlreiche, auch zu Fischwehren benutzte Geschiebe führt. Weiter westlich findet man am Nordufer des Helmet-Sees 1 — 2 Meilen lange, 1000 — 2000 Schritt von einander entfernte NW — SO streichende Hügelzüge, südöstlich vom genannten See ein ausgebreitetes Lager weissen Sandes, durchschnitten von kleinen Bächen. Bei Ropenhof wurde am Kymma-Bache der Schädel eines *Bos primigenius* ausgegraben. Der weisse See (Walgjerw bei Kerküll), von dem die Sage geht, er sei durch Einsturz des Bodens entstanden, soll seinen Namen von den weissen Sandufern haben und bei Ermes fehlt der lockere Sand auch nicht. In der Wasserscheide zwischen kleinem Embach, der Peddel, Sedde, Sihle und Aa herrscht derselbe überhaupt vor und verfolgen wir ihn von Walk über die Lips-Station zum Petri-Flusse und zur Aa hin und ebenso weiter ONO-lich in dem seereichen Gebiet, innerhalb

dessen sich die NW—SO-lich ausgebreiteten Höhen von Karolen (435′) und die in derselben Richtung streichende Verbindung der Odenpäh- und Haanhof-Höhen befinden.

Bei Anzen (437′) fand man in 18′ Tiefe unter festem Lehm einen feinen weissen, etwas Glimmer führenden Triebsand und in dem seereichen Gebiete an der Nordseite der Haanhof-Höhen zeichnet sich das Areal ebenfalls durch lockeren Sandboden aus. Von Nodas bis Orrawa und von hier bis Petschur herrscht lockerer Sand vor. Bei Hohenheim, 1 1/2 Werst von Orrawa liegt er 11 Faden und beim Kachkwa-Gesinde 4 Faden mächtig über festerem devonischem Sandstein, der erst bei Petschur zu Tage geht.

Bei Werro, Alt-Nursie und Rogosinsky tritt überall ein weisser, vollkommen reiner Quarzsand auf, den man auf 50′ Tiefe verfolgt hat. Im Tammula-See bei Werro wurde das Horn eines *Bos primigenius* herausgefischt und weiter südlich fand man in einem Canal beim Pummula-See bis in 12′ Tiefe nur Schwemmland und darunter am Grunde des Canals deutlich erkennbare Haselnüsse.

An den Seiten der Haanhof-Höhen sieht man theils unfruchtbare Hügel mit Sandboden, theils morastige Niederungen mit viel Seen. Die vorherrschende Sandregion erstreckt sich vom kleinen Peipus über Werro und vom West-Abhange der Haanhof-Höhen in West bis Walk und bis zur Aa, während an der Chaussee zwischen Pleskau und Treppenhof weniger Sand bemerkt wird und bis auf die Umgebung von Laizen und Oppekaln der Boden ganz allmählig auf- und absteigt.

Die Aa schlingt sich mit trägem Laufe zwischen Adsel und Wolmar in einem lockeren Sandbette hin, dessen Untergrund indessen häufig thonhaltig sein muss. Hierfür spricht

wenigstens der grosse Moosmorast oder Hochmoor (Tihrul oder Tirul), der sich von der Aa zur Sedde hin ausbreitet, und die Bemerkung, dass an mehreren Stellen, z. B. zwischen Walk und Trikaten bei der Ueberfahrtsstelle am linken Ufer der Aa, auf deutlich dünenartig, doch schwach gewelltem Boden, zwischen dem Nadelholz häufige wenn auch krüppelhafte Eichen und ebenso an dem Ufer der Aa bei Wolmar, Reste früherer Eichenwaldungen vorkommen. Aus dem Aathale erhebt man sich von der eben bezeichneten Ueberfahrtsstelle nach Trikaten hin ziemlich rasch zu einer Hochebene, die bei Wittkop und Trikaten tiefere Thaleinschnitte aufweist.

An der Poststrasse von Gulben nach Wolmar zeigen sich in dem meist sandigen Boden keine Geschiebe, doch werden sie in der Tiefe kaum fehlen, da dieselben ganz in der Nähe, auf dem Wege vom Krahze-Krug nach Saulhof hin, zahlreich auftreten. Von Wolmar nach Lenzenhof nimmt die Zahl der Geschiebe zu und sind sie von der letztgenannten Station bis Roop recht häufig. Jenseits Roop erscheinen Sand- und Grandhügel mit wenig grösseren Geschieben, dann von der Brassel an bis Engelhardshof wieder mehr. Von hier nach Kremon zu werden sie zahlreich gefunden und ebenso von Hinzenberg nach Wangasch hin, wo der Boden im Allgemeinen thonreicher ist. Jemehr man sich aber der Grenze des Allasch-Kirchspiels nähert, desto sandiger wird das Terrain. Erst zeigen sich Sandflächen von 1/4—1/2 Werst Ausdehnung, dann folgt bis zur Westerotten-Kirche und an der grossen Heerstrasse etwas gröberer Sand und endlich bis Riga lockerer Flugsand mit Geschieben flasrigen Glimmergesteins.

Gehen wir jetzt zu einigen Bemerkungen über das von Rathlef „Aa-Plateau“ genannte centrale Höhengebiet zwischen Aa, Ewst und Düna. Hier, wo von zahlreichen einzelnen

Hügeln einige über 1000′ ansteigen, wechseln zum Theil bewachsene, unfruchtbare Höhen und sandige Ebenen mit fruchtbaren Niederungen. Rathlef, auf dessen Beschreibung dieser Gegend wir verweisen, sagt (S. 85): „Wenige Gegenden unseres Landes möchten ein so wechselndes Bild darbieten, als die Höhen des Aa-Plateaus. Die zahlreichen Berge und Höhen mit den dazwischen ruhenden, oft sehr freundlich gelegenen Seen, die nach allen Seiten sich schlängelnden Wasserfäden, die tief einschneidenden, öfters recht anmuthigen Flussthäler, ein meist trefflicher Anbau, verhältnissmässig weniger Wald und Sumpf, die zahlreichen, zum Theil hübsch bebauten Güter und die Bauerwohnungen mit ihren kleinen Obstgärten, hier ausgedehnte Kornfelder, dort Flachsfelder, abwechselnd mit grösseren und kleineren Waldparthien — Alles dies verleiht der ganzen Gegend das Ansehen einer Berglandschaft im Kleinen mit einem Anstrich von Leben“.

Fassen wir zuerst die äusseren Grenzen dieses centralen Höhen- oder Dünengebietes Süd-Livlands ins Auge und begeben uns aus Westen von der Roop- (170′) oder Lenzenhof-Station nach Wenden, so überschreiten wir auf der alten Heermeisterstrasse meist ebenes Schwemmland mit einigen flachen Niederungen, Seen und einzelnen tieferen Thaleinschnitten, die bedeutender werden, je mehr wir uns dem Aa-Thale und der livländischen Schweiz nähern. Aus dem alten Erosionsthale der Aa erhebt man sich vom linken, steilern Thalabhange ziemlich rasch auf Höhen, wo das Auftreten sporadischer Dolomitlager über Sandstein, oder auch thonreicherer und deshalb festerer Sandsteine allein, der Erosion eine Grenze setzten. Diese Grenze wird an der Raune, Ammat, Lighat und mehren andern kleinen linken Nebenflüssen der Aa bis Kremon recht deutlich erkannt. Bei Wenden (330′) und bei

Carlsruhe (325′) an der Ammat, liegen die Dolomite ungefähr 200′ über dem benachbarten Aaspiegel. Im Ufersande des tief einschneidenden Jürgensburgschen Baches und der Lighat wurden schlecht erhaltene Mammuthzähne gefunden und grub man im Garten des Gutes Allasch ein Stück Bernstein aus. Die Dolomitlager sinken südwestlich von Carlsruhe, wo sie mehr Zusammenhang und Ausdehnung gewinnen, nämlich nach Allasch und Schöneck hin, und ebenso weiter südlich die anstehenden devonischen Gesteine bei Jauneseem, Wittenhof und Kastran auf 200′, erheben sich dann zur Düna bei Kokenhusen auf c. 300′ um von hier bis Lubahn an der Ewst ziemlich gleiche Höhe zu behalten. Kehren wir nach Wenden zurück und begeben uns östlich nach Ronneburg so lagern hier die Dolomite schon in 400′ Höhe und bei Tirsen wohl 500′ hoch, sinken aber vom letztgenannten Punkte nach Nord, über Wellan und Aahof bis Adsel und ebenso östlich bis zum Kurnaflüsschen bei Lettin ganz allmählig auf die Höhe wie bei Wenden herab.

Auf einer Wanderung innerhalb dieses centralen Höhengebietes führt uns die Strasse von Wenden nach Wesselshof durch zwei tiefe, bis auf den devonischen Sandstein einschneidende Thäler, während sonst überall nur morastiges Schwemmland mit erratischen Blöcken auftritt. Zwischen Wesselshof und Launekaln bemerkt man lockern Sand mit Geschieben ebenso häufig; von letztgenanntem Gute nach Pebalg-Neuhof ist aber das Terrain hügelig, der Boden bei Drostenhof und Gotthardsberg hier und da schwer, doch einige Werst vor Pebalg sandig. Die Brunnengrabungen bei Drostenhof haben auch in grösserer Tiefe nur Schwemmland kennen gelehrt. Von Pebalg über Ramkau nach Lysohn ist das Land eben, der Boden vorherrschend sandig, Geschiebe führend, und erst 5

Werst vor Lysohn wieder schwerer. Nördlich von Lysohn erhebt sich eine ziemlich hohe bewaldete Sanddüne. Südöstlich, nach Tirsen (630′) hin, wird aber die im Allgemeinen ebene Gegend nur durch Flusseinschnitte unterbrochen und senkt sich über Schwaneburg oder Sesswegen ganz allmählig in die niedrigen Umgebungen der Peddetz und Ewst, wo die grossen, hier „Purws“ genannten Moore wahrscheinlich versumpfte Seen sind und mit dem Namen „Klaan“ die im Ueberschwemmungsgebiet der Ewst befindlichen Wiesen bezeichnet werden.

Von Gaising Kalns nach Marzen fällt das Schwemmland rasch um beiläufig 600′ ab; zwischen Nitau und Jürgensburg in geringerem Massstabe. Innerhalb des steileren Abhanges, den wir auf Rathlef's Karte bogenförmig von Jürgensburg über Erlaa hinaus verzeichnet finden, erhebt sich, entsprechend den früher erwähnten Kangern ein W—O streichender Hügelzug, (auf welchem die Strasse von Sunzel nach Wattram, Kaipen und Taurup führt) und zwischen Neu-Kaipen und Taurup ein Ausläufer desselben nordöstlich von Karkle. Oestlich von Taurup ist der Boden hügelig, bis ein Paar Werst jenseits Ogershof, von wo sich die Strasse allmählig zu dem von Norden nach Süden streichenden Rande der Ebene bei Erlaa erhebt.

Eine anderer Dünen- oder Hügelzug zieht ebenfalls von Westen nach Osten südlich von Essenhof und Alt-Kaipen hin; ein dritter zwischen Lobe-Fluss und Düna, nahe dem letztern Flusse. Es kann daher hier nicht die Rede sein von Terrassenbildungen, sondern es wurde das Schwemmland zwischen den vorhandenen Dünen oder in den Ebenen von Wasserstrassen durchzogen und durchfurcht, in welchen wir jetzt Niederungen und Flüsse, wie den Marien-Bach, die Quellflüsse der kleinen Jägel, Oger und Lobe finden. Die Oger hat mit ihrem 500′

starken Gefälle sich ein tiefes Bett in das Schwemmland gegraben und uns bei Ogershof den Backenzahn eines Mammuths geliefert, während bei Alt-Kaipen, über Wiesenmergel, in 12′ Tiefe eines Torfmoors Elenn- und Rennthier-Geweihe*) zugleich mit dem Haut-Relief eines irdenen Heiligen ausgegraben wurden. Die Grösse der alten Stromfurche dieses Flusses erkennt man aus der Höhe der Ufergehänge und zum Theil auch aus den Vertiefungen des Bodens oder der Thaleinschnitte, die das frühere Flussbette bezeichnen und an Stell und Ort den Namen „alte Oger“ führen.

Wir schliessen an diese wenigen, die Rathlef'sche Beschreibung ergänzenden Bemerkungen noch einige allgemeine Betrachtungen. Das Ansteigen und Sinken des dem südlivländischen centralen Dünengebiete zwischen Aa, Ewst und Düna zur Basis dienenden Untergrundes ist ein ganz allmähliges, durch geringe Faltensättel und durch Erosionsthäler unterbrochenes. Auf den NNW — SSO streichenden Faltensattel, welcher zwischen Dorpat, Rauge und Lettin, ungeachtet einiger scheinbaren Unterbrechungen, erkannt wird, folgt weiter westlich ein zweiter nicht ganz festgestellter, welcher vielleicht über Odenpäh und Karolen, Adsel und Hoppenhof, Aahof und Tirsen, Lubahn und Friedrichswalde zieht, und dann ein dritter, deutlicherer, der vom Felliner Wasserscheider über Ronneburg zum Terrain zwischen Perse und Ewst, dann zu den Eglon-Quellen in Kurland, und wohl noch weiter SSO-lich über Subbat zum Seegebiet westlich von Nowo-Alexandrowsk im Gouvernement Kowno reicht. Von einer Plateau- oder Ter-

*) Nach dem Correspondenzblatt des Naturforschervereins zu Riga, Jahrg. XII, N. 1, stammt dieses Geweih von Raudenhof, was eine irrige Angabe ist; in der Sammlung des genannten Vereins überzeugten wir uns davon, dass dasselbe einem Rennthier angehört.

rassenbildung kann im geognostischen Sinne über einem solchen Boden nicht die Rede sein. Auch zeigen sich hier nur ausnahmsweise steilere Abhänge der alten Dünen und eine ziemlich regellose Vertheilung des Schwemmlandes und der einzelnen über 1000′ messenden Hügel desselben. In der Anordnung der Haupthöhen vom Slapiums Kalns (südlich Ronneburg) zum Spire und Gaising Kalns, und jenseits der Düna über den Tabor Kalns bis nach Subbat und der Umgebung des Ogile-See, scheint sich freilich noch die NNW—SSO Richtung auszusprechen. Wie hoch aber in dieser Richtung das unter bedeutenden Schwemmlandmassen befindliche anstehende Gestein erhoben ist, bleibt unentschieden; wahrscheinlich erreicht es nicht die Höhe wie bei Rauge, und mögen sich über dem höher anstehenden Boden bei Tirsen nicht gerade die mächtigsten Schwemmlandsmassen angehäuft haben. In dem die Haanhof- und südlivländischen Höhen verbindenden höhern Gebiete erreicht der Ubbaskalns 550′ Höhe. Ist in dieser Gegend zwischen Tirse und Peddetz keine Faltenmulde der devonischen Gesteine vorhanden, dann kann das Schwemmland des genannten Berges nur c. 200′ mächtig sein.

Gehen wir jetzt zur Betrachtung des Dünathales. An den lippenförmig aufgeworfenen, hohen, aus Schwemmland bestehenden Uferrändern dieses Flusses erkennen wir den Wasserstand einer einst gewaltigen Stromfurche. Auf diesen Uferwällen läuft der grösste Theil der Post-Strasse und der Eisenbahn von Riga nach Dünaburg hin, von ihnen steigt man landeinwärts meist zu sumpfigen Niederungen hinab. Die allmählige Erhebung des anstehenden, gefältelten Gesteins an der Düna ist aus unserem Profil Tab. B., die Mächtigkeit des Schwemmlandes über ihm, aus den mittleren Höhenangaben für die Eisenbahnlinie unserer Karte ersichtlich. Zwischen

Kokenhusen und der Ewst-Schanze findet man, namentlich bei Stockmannshof einige in der That riesige erratische Blöcke und erreicht die grösste Mächtigkeit des Schwemmlandes, insbesondere an den aus Flugsand bestehenden Hügelreihen unweit Selburg 200 — 250′. Diese Mächtigkeit wird in der Nähe der Düna weiter aufwärts bis Warnowitz kaum irgendwo übertroffen. Den, oberhalb Jacobstadt bis Nizgal, nur hier und da den Spiegel des Flusses wenig überragenden und jenseits Nizgal nicht mehr zu Tage gehenden devonischen Dolomiten ist es zuzuschreiben, dass die Stromschnellen von Warnowitz bis Jacobstadt durch Ansammlung von Geschieben, weiter abwärts aber vorherrschend durch Stufen des anstehenden Gesteins erzeugt werden. Bei Stuckenberg*) und Rathlef findet man die Namen dieser Stromschnellen verzeichnet. Unterhalb Kirchholm erlahmt der Widerstand, den die nicht mehr bedeutend den Wasserspiegel überragenden Dolomite der gewaltigen Wassermasse entgegensetzen. Hier hat die Düna drei Wege gesucht: ihre Hauptfurche an der nordöstlichen Seite der Insel Dahlen, eine zweite, den sogenannten „trockenen Dünaarm“ an der südwestlichen, und noch in historischer, wenn auch nicht genau zu bestimmender Zeit, eine temporäre dritte über Kurtenhof nach Stubbensee. Von Kengeragge 5 Werst oberhalb Riga sinkt das anstehende Gestein flussabwärts rasch auf 60—100′ unter den Dünaspiegel und erhebt sich dann wieder von Riga bis zur Küste, so dass wir es hier wahrscheinlich mit einer ursprünglichen Mulde zu thun haben, aus welcher die Riga-Mitauer Niederung durch gleichmässige Ausfüllung mit dem durch die Düna herbeigeführten Detritus, sowie durch die allmählige Zerstörung des anstehenden west-

*) Hydrographie des Russ. Reichs. 6 Bde. 1844—49. B. 1.

lichen Faltenrandes der Mulde hervorging (siehe S. 112). Durch stete Zunahme des Schwemmlandes in oder am Bette des untersten Laufes der Düna, livländischen und kurischen Aa, musste in diesem Gebiete auch das Gefälle der genannten Flüsse und ihrer Nebenflüsse leiden und schliesslich der Trockenlegung der alten Riga-Mitauer Falte in einigen Gegenden eine Versumpfung vorangehen. Es spricht sich Dieses am trägen Laufe der Misse und Ekau und namentlich im Quellgebiet des ersteren Flusses aus, wo die Verwandlung eines Eichen- und Nadelholz-Waldes in den grossen Beibes-Moor erfolgte. Auch das Moorland des Kronsgutes Brandenburg, zwischen Schwedt und Terwet gehört hierher.

Der feine Schlamm wurde von den Flüssen am weitsten fortgeführt; Sand und kleine Gerölle weniger leicht, doch auf anstehendem Fels und mit stärkerer Strömung noch ziemlich rasch; die grossen Geschiebe dagegen vorzugsweise beim Eisgange. Ein schönes Beispiel dafür lernten wir an einem 6′ langen Blocke auf der Insel Dahlen kennen und wurden die 1785 behufs Absperrung der trockenen Düna angefangenen Dämme aus grossen Granitblöcken ebenfalls durch aufgestaute Eismassen zerstört.

Auf der linken Seite der Düna haben wir im kurischen Oberlande, welches sich vom Tauerkalnschen Walde oder der Gegend, wo Düna und Memel einander am nächsten treten, bis zur äussersten Spitze Kurlands erstreckt, vorherrschend Schwemmland, das Hügelzüge und einzelne Hügel bildet. Je weiter wir südöstlich gehen, desto mannigfaltiger gestaltet sich im Allgemeinen die Bodenoberfläche, und bemerken wir nur zwischen Jacobstadt und Dweten eine Ebene an der Düna, während weiter aufwärts die Ufer des Flusses bei Druja immer höher werden und mit steileren Abhängen nahe an die Düna treten.

Bei Kreslaw nahmen wir folgendes über 100′ mächtige quartäre Profil an der Düna auf:

50′—70′ Dammerde, Drift mit krystallinischen Blöcken, silurischen Geschieben und Kalksandbänken.
4′ blauer und rother Thon mit dazwischen lagernden 3″—1½′ mächtigen Torflagen.
14′ weisser, glimmerhaltiger Sand.
15′ graublauer plastischer Thon, Grand, eisenschüssiger grauer Sand, bis zum Niveau der Düna.

In der Illuxtschen Oberhauptmannschaft ist die Abwechslung von Berg und Thal oder von Dünenzügen, zwischen welchen Seen, Moore, Wiesen oder fruchtbare Thäler liegen, sehr gross. Dennoch erkennen wir auch hier (wie schon früher erwähnt wurde) eine Anordnung der bedeutenden Höhen von NNW — SSO. Die höchsten Punkte (670′) erreicht das Schwemmland nämlich in der Umgebung des Seegebietes, westlich von Neu-Alexandrowsk im Gouvernement Kowno, erhebt sich dann bei Abel und Subbat zu 540′, lässt unter sich zwischen Garssen, Assern und Oknist anstehende devonische Dolomite in 300′ — 350′ Höhe (siehe die Profiltafel D.) zu Tage gehen und tritt endlich über einem mehr ebenen, wahrscheinlich in unbedeutender Tiefe anstehende devonische Dolomite aufweisenden, moor- und waldreichen Boden in fast inselartigen Hügelzügen und einzelnen Hügeln, wie dem Ohrmann Kalns bei Sauken (546′), Pils Kalns, Spehrjahn Kalns, Silberberg und Blauberg im Sonnaxt-Kirchspiel, Greble-Berg und Tabor Kalns (513′) an die Düna heran.

Die grossen Moore zwischen diesen Hügeln und Höhenzügen, z. B. bei Sauken, Wahrenbrock, Selburg u. s. w. liegen gewöhnlich über thonigem Untergrund und hat man angefangen, sie in Wiesen zu verwandeln. Im Allgemeinen wird der Boden dieser Gegend, je mehr wir uns der Kowno-

schen Grenze von Ewalden und Wahrenbrock über Eckengrafen und Sauken nähern, immer schwerer und thoniger. Die Luxten an der Oknist, Wiesen, welche dem Schlamme des Ueberschwemmungsgebietes der Oknist ihre Fruchtbarkeit verdanken, sprechen auch für Thonboden, während bei Garssen schon ein leichterer Boden mit wahren Riesentannen auftritt.

Im Westen dieser von NNW—SSO ausgebreiteten höhern Schwemmlandsregion sinkt man mit dem Flussgebiet der Memel und Sussey allmählig zu dem sandigen Terrain des Tauerkaln-Waldes, wo sich noch einzelne Dünen über dem Moor- und Waldgrund erheben, bis man endlich in die Niederungen der untern Düna und Aa in dem starkbewaldeten Neugutschen und Baldohnschen Kirchspiel tritt, wo sich als letzte bedeutende Schwemmlandshügel der Schmugaulu-Berg (260′) und der Schlossberg erheben.

Am Ostrande der erwähnten Hügelzüge, welcher durch die Punkte Illuxt, Assern, Buschhof und Jacobstadt bezeichnet wird erstreckt sich eine Ebene mit geringem Falle bis zur Düna und erhebt sich jenseits derselben ebenso allmählig zum Lubahn-See. Diese Ebene ist vielleicht dadurch entstanden, dass hier zu der in Liv- und Estland vorherrschend NNW—SSO gerichteten Fältelung der devonischen Gesteine eine NNO—SSW-liche hinzukam. Wir sehen nämlich, wie in Kurland die letztere Richtung sehr deutlich ausgesprochen ist und das ganze Land aus zwei Hauptsätteln besteht, zwischen welchen das kurische Tiefland als Mulde liegt, während die Westseite des westlichen Sattels sich zur Ostsee abdacht. Der erste flache Hauptsattel fällt in die oben beschriebene Region, der andere ist wegen mangelnder Höhenbestimmungen nicht genau festzustellen und kann sowohl in die Richtung von Tuckum, Bixten, Ssuginti und Popilaeny, als in die von Zabeln, Matkul, Gaiken und

Frauenburg, oder zwischen beide fallen. Ueber 300′ scheint seine Höhe in unserem Areal nicht zu erreichen. Dass aber den höchst erhobenen Falten andere parallel laufen, versteht sich von selbst und führen wir folgende Beispiele an: für den östlichen Sattel die Linie zwischen Herbergen und Stenke-Krug, Birsen und Poswol sowie eine zweite von Ekau über Bauske nach Pokroj und Rodwillaeny; für den westlichen die Richtung von Kaugerzeem nach Shagory oder von Slihterhof über Rönnen, Kingut, Schkerwe-Mündung an der Windau bis Kule und Gorshdü. Auch in der Halbinsel Sworbe spricht sich noch dieselbe Richtung aus.

Senkrecht auf dieser Faltenrichtung stehen die Spalten und Flussthäler der Düna zwischen Dünaburg und Ewst-Mündung, der kurischen Aa, Memel und Muhs (zum Theil) und der Windau. Dass die Falten aber nicht überall gleich hohe Sättel aufweisen, erklärt sich dadurch, dass der gegebene Boden schon vor der Fältelung nicht ganz horizontal zu sein brauchte, und die gefältelten Schichten später einer nicht überall gleichwerthigen Massenerhebung oder Senkung unterworfen waren. Aus diesen Gründen bildet das anstehende Gestein keine einfachen Falten, sondern gewöhnlich flache Mulden, welche vom Schwemmland in Ebenen verwandelt werden. Eine solche spricht sich am deutlichsten im sogenannten kurischen Tieflande oder der Riga-Mitauer Längsmulde und Niederung aus, deren Charakter wir oben schon geschildert haben. Diese, in Kurland beiläufig 3,5 Meilen breite Niederung erhebt sich allmählig bis Janischky zu 152′ und geht nach Schaul hin in eine 300—400′ hohe, weite Ebene über, welche im Osten von den Hügeln zwischen Baldohn, Bauske, Pokroj und Rodwillaeny, im Westen von den Hügeln in der Umgebung des Windau-Thales, insbesondere zwischen Popi-

laeny und Paschatra, begrenzt wird. An der Südseite der bezeichneten Ebene bemerkt man insbesondere an der Strasse zwischen Rodwillaeny und Schaul eine deutliche Uferstufe des alten Quartärmeeres während bei Bubje 200′ — 300′ hohe Hügel den Boden überragen. Diese Hügel liegen zu beiden Seiten der Station Bubje, sind mit runden und eckigen Blöcken von Granit und Porphyr bedeckt und führen auch silurische Geschiebe. Zwischen den Hügeln befindet sich ein Thal, durch welches der Windau-Canal geht und das nur Sand ohne Geschiebe führt. Südlich von Bubje lagern die Geschiebe über Thonbänken. Im Osten mehr thonigen, im Westen zur Juraformation hin, mehr sandigen Boden aufweisend, sind in der südlichen Region dieser lithauischen Ebene die Geschiebe überhaupt und, wie wir S. 93/94 erwähnten, gewisse mittelsilurische besonders massenhaft angesammelt. Hier, wo bei Pokroj und Schablausk einerseits, sowie bei Rodwillaeny und Popilaeny andererseits das anstehende Gestein schon 300′ hoch den Meeresspiegel überragt, ist die Anhäufung der Geschiebe so bedeutend, dass einige Beobachter verleitet wurden, bei Shog dieselben für anstehendes silurisches Gestein zu halten.

Ueber der ziemlich ebenen Höhe des westlichen Faltensattels hat sich die Drift zu den bedeutendesten Höhen dieser Gegend und wie es scheint in mehr centralen Massen angesammelt. Bei Paschatra im Süden von Popilaeny steigt das erwähnte Schwemmland gegen 750′ hoch, sinkt dann zum Windau-Thal hinab, weist über den Jura- und Zechsteingebilden hier und da Sanddünen auf und steigt, sobald man in das devonische Terrain von Medden, Gross-Auz, Schwarden, Lemsern und Popilaeny tritt, rasch zu 500′ Höhe. Am Südabhange des ziemlich steil aufsteigenden Dünenzuges, der von Hof zum Berge über Gross-Auz nach Kerklingen zieht, erstreckt

sich insbesondere zwischen den letztgenannten Gütern eine schmale Grandzone, die niemals hoch über die Fläche steigt, sondern bei höherer Erhebung des Bodens sogleich dem lockeren Sande Platz macht. Südlich von dieser Grandzone hat man einen schweren Thonboden, nördlich Sand. Aus dieser Gegend zieht ein mit zahlreichen Seen und Hochmooren versehenes Hügelland nach Osten bis Hof zum Berge und an der rechten Seite der Behrse bis Abgulden, nach Westen bis Frauenburg. Von demselben breitet sich weiter nördlich ein hügeliges Land mit zahlreichen zum Theil Quellseen und Hochmooren (der Alt-Schwardensche wahrscheinlich über anstehendem Gestein) aus und erstreckt sich einerseits über Frauenburg und Gaiken, andererseits über Neuenburg und Strutteln, erreicht bei Planen und Santen 510′ und tritt, vom Ammulthale durchschnitten, zwischen Zabeln und Kandau bis an die Abau. Weiter nördlich erhebt sich das angeschwemmte Land im Talsenschen zu 300′ — 400′ Höhe und NO-lich bei Tuckum im Hüningsberg zu 366′, sowie denn auch noch bei Plönen, in der Nähe des Meeres, bedeutende Sanddünen bemerkt werden.

Wir können auf der kurländischen Halbinsel das centrale Höhengebiet zwischen Abau, Windau und Waddax sehr gut mit dem Höhengebiet in Süd-Livland zwischen Aa, Düna und Ewst vergleichen. Es bezeichnen nämlich die livländische Aa und der Abau-Lauf zum Theil die Grenze des Dolomitgebietes, während die Düna und Windau dasselbe durchbrechen, Ewst, Perse und Oger aber gewissermassen der Waddax, Sange und Zeezer in sofern entsprechen, als diese Flüsse entweder über das anstehende Gestein hingleiten, oder tief in das Schwemmland einschneiden.

In jener Zone, wo bei Strutteln und Kingut die untern

devonischen Sandsteine der Zerstörung des Bodens mehr Raum gestatten, ist im Allgemeinen das Schwemmland nicht zu der bedeutenden Höhe, wie über den Dolomiten aufgeschüttet und können die 510′ erreichenden Dritthügel bei Santen auf ziemlich hoch erhobenem anstehendem Gestein liegen. Die Hochmoore bei Neu-Sahten, westlich von Tuckum, befinden sich zweifelsohne über Gebilden der Dolomitetage.

In West-Kurland wurde die Bewegung von Steinen auf Wiesen, die im Frühjahre unter Wasser stehen, mehrorts bemerkt. Von der Kabillener Wiese ist die Erscheinung allgemeiner bekannt*), ferner beobachtete man sie zwischen Klikole und Weggern und auch an dem See bei Kandau, wo nach der Sage die Helden von beiden Seiten desselben ihre Steine hin- und herüber warfen.

Ueber die Niederungen zwischen den blauen Bergen oder Dondangen, Talsen und der Abau, wo der Usmaiten-See das Centrum grosser morastiger Ebenen bildet, hätten wir hier den früheren Bemerkungen Nichts hinzuzufügen.

An der linken Seite der Windau erreicht im Gouvernement Kowno das Schwemmland seine bedeutendste Höhe, und weist einen Reichthum von Seen auf, der an die Gegenden südwestlich von Dünaburg und an das Centralgebiet Süd-Livlands erinnert. Aus der Umgebung von Lopaizi (640′), Paschatra (746′), Telsch, Schwirblaizi (580′) und Kalwari setzen die Höhen nach Norden über Petraizi (466′) und Bahten (462′) nach Amboten in Kurland mit dem 623′ hohen Kreewukalns fort. Von Amboten breitet das Schwemmland sich nach Lehnen hin aus. An der Basis desselben sehen wir bei der Schkerwe-Mündung und im Lehdisch-Gebiet die anstehenden Gesteine 160′ Höhe erreichen, doch nach Nigranden zu auf 120′ und

*) Walchner's Geognosie. 2. Aufl. S. 627.

bei Prekuln auf 70′ herabsinken. Daraus erkennen wir, dass sich das Schwemmland in der Grenzregion der devonischen und Zechsteinbildungen, nördlich von einem Bogen, der ungefähr Amboten, Nigranden, Pampeln, Kerklingen, Alt-Auz und Schagory verbindet vorherrschend anhäufte. Wo aber innerhalb dieses Bogens Jurathon den Zechstein überlagert, dort wird der Boden schwerer.

Im übrigen Theile der linken Seite der Windau trägt das Schwemmland schon mehr den Charakter der jetzigen Dünen. Ob der Silberberg und die Höhen bei Warduppen (460′) nicht auch über einen Faltensattel ruhen, der sich von Rumbeneck über Goldingen nach SSW zieht, wagen wir nicht zu entscheiden. Jedenfalls gab das in grösserer horizontaler Verbreitung nach Appricken, Zierau und Capseeden hin zu Tage gehende, anstehende Gestein Veranlassung zu einer einfacher ausgeprägten Gestalt der Dünen. Die westliche Grenze dieser Dünenbildungen verfolgen wir von der Abau-Mündung oder dem Perse-Gesinde nach Alschwangen, Adsen, Appricken, Zierau, Wirginalen, Capseeden, Grobin, Gross-Kruten, Ober-Bartau und Rutzau. An diese alte Küste legt sich dann ein Saum oder eine Zone von Thonbildungen, welcher endlich an der jetzigen Küste meist Sandanschwemmungen folgen.

Wir schliessen hiermit die dürftige Beschreibung der quartären Binnenlandbildungen Liv-, Est- und Kurlands und leben der Hoffnung, dass unsere intelligenten Grundbesitzer es nicht an Beiträgen zur Ergänzung derselben fehlen lassen werden. Die Ostseeprovinzen gehören zu den Gebieten wo der in Beziehung auf geologischen Bau, vollkommen naturgemässe, grosse Grundbesitz, eine übersichtliche Anschauung oder Erkenntniss der Quartärbildungen und zunächst des Vegetationsbodens wesentlich erleichtern muss.

Silurische und einige andere in Livland, Kurland und im Gouvernement Kowno gesammelte Geschiebe (dazu die Karte auf Tb. E.).

Wir reihen die Localitäten dergestalt an einander, dass von N nach S schreitend, die aufeinander folgenden, zwischen je 10′ Br. befindlichen Räume von W nach O durchgangen werden. Die in Klammern befindlichen Zahlen beziehen sich auf die silurischen Zonen unserer geognostischen Karte der Ostseeprovinzen.

58° 40′ Br. **Fennern.** *Halysites catenularia* (2 u. 3), *Favosites alveolaris*, *Pleurorhynchus dipterus* (3), *Syringopora cancellata* (4 u. 5), *Favosites heteripora* (5), *F. basaltica*, *Halysites Jakowitzkii* Fischer (6)

Kersel, Dorf Patialla auf halbem Wege zwischen Laisholm und dem Gute Kersel. An einem Stück: *Echinosphaerites aurantium*, E. sp. n. mit 1½ Zoll langem Stiel, *Hemicosmites pyriformis*, *Cyathocrinus tuberculatus* cf. *Orthisina ascendens*, *Coscinium proavus* (1). An einem andern Geschiebe: *Orthisina Verneuili*, *Orthis testudinaria* (2), *Pentamerus borealis* (4), *Rhynchonella aprinis*, *Rh. lacunosa* (Sil. Syst.), *Favosites aspera*, *Streptelasma binum**) (4—6).

Krassnaja Gora, am Ufer des Peipus. *Orthisina ascendens*, *Echinosphaerites aurantium* (1).

Allatzkiwi und **Pältzikiwi.** *Leptaena sericea* (1 — 3), *Pentamerus borealis* (4). Die beiden einzigen Versteinerungsführenden silurischen Geschiebe in den, aus Kalksteinen der Wesenberger Zone (von der Narowa) und devonischen Mergeln mit *Lingula bicarinata* und *Glyptolepis* von der Borowna, bestehenden Kalkgerölle-Hügeln.

Allajöggi-Mühle. *Favosites alveolaris* (3) und devonische Mergel.

Ellistfer und **Umgebung**, Sadjerw, Kaiafer, Kalkofen bei der Station Iggafer und Fetenhof. *Asaphus expansus*, *Euomphalus gualteriatus* (1), *Chasmops conicophthalmus*, *Orthis lynx* (1—3), *Heliolites placenta* = *Astrea porosa* Kutorga (2), *Syringophyllum organum*, *Diplophyllum fasciculus* (2 u. 3), *Pentamerus borealis* (4), *P. oblongus*, *Favosites gotlandica* (6). — Das Gestein der Wesenberger Zone besonders häufig.

Bei Fetenhof ein Rappakiwi-Block von 10′ Höhe und 35′ Umfang.

58° 30′. **Torgel** und **Stälenhof.** *Orthis testudinaria* (1—2), *Leptaena sericea* (1—3), *Chaetetes Goldfussi*, *Halysites catenularia* (2), *Syringophyllum organum*, *Diplophyllum caespitosum*, *D. fasciculus* (2—3), *Amplexus Jandelli* (3), *Pentamerus borealis* (4), *Ptilodictya scalpellum* (4 — 6), *Halysites labyrinthica* (6).

Gabbro von Hochland.

Stosszahn des *Elephas primigenius* bei Stälenhof.

Fellin. *Cervus alces fossilis* = *Cervus Fellinus* Fischer.

Laiwaküllа und **Kerrafer.** *Pentamerus borealis* (4), *P. oblongus* (6).

Dorpat und **Umgebung.** *Asaphus expansus*, *A. cornutus* s. *Kowalewskii* im *Leperditien*mergel, *Illaenus crassicauda*, *Euomphalus gualteriatus* (1), *Asaphus acuminatus* und *Chasmops conicophthalmus* aus 1ᵃ von Wannamois bei Tolks, *Orthoceras duplex* (1—1ᵇ), *Strophomena imbrex*, *Lingula quadrata* (1—2), *Strophomena Asmussi* (2), *Orthisina Verneuili* (2ᵃ), *Halysites catenularia*, *Favosites Troosti* (2), *Syringophyllum organum*, *S. Hisingeri*, *Diplophyllum fasciculus* (2 u. 3), *Asaphus (Proetus) ramisulcatus*, *Orthoceras calamiteum*, *Dictyonema Hisingeri* var. *Lonsdalei* (3), *Clisiophyllum buceros* (3 u. 4), *Pentamerus borealis* (4), *P. oblongus*, *Favosites gotlandica*, *Halysites labyrinthica*, *H. escharoides* (2—7), *Heliolites megastoma*.

Pyrargillit von Abo. Diorit vom Launakörkja auf Hochland und Quarzporphyr von derselben Insel.

58° 20′. **Wendau**, Pastorat. *Cyclocrinites Spaskii*, *Halysites catenularia* (2), *Pentamerus borealis* (4). Devonische Geschiebe mit *Homostius* und *Heterostius*.

Tarwast. *Favosites gotlandica* (6). Nach Tennasilm hin

*) So lange nicht umfassendere Untersuchungen vorliegen, behalten wir die älteren Bestimmungen von *Str. binum* und *corniculum* bei, obgleich für beide in einigen Fällen *Streptelasma europaeum* Röm. wohl richtiger sein mag.

ein scharfkantiger Block aus der Gegend von Arrosaar (6) mit *Chasmops conicophthalmus*, *Rhynchonella aprinis*, *R. lacunosa*, *Spirigerina nitida*, *Sp. reticularis*, *Orthis pecten?* *Strophomena depressa*, *Streptelasma binum*, *Favosites gotlandica*, *F. alveolaris*, *F. Troosti*, *Halysites escharoides*, *H. distans*, *Alveolites Labechii* Schmidt, *Ptilodictya scalpellum*, *Pt. lanceolata*.

58° 20′. **Walguta.** *Halysites escharoides* (2—7), *H. conglomerata* Eichwald (6) von Pajus.

Neu-Kusthof. *Pentamerus borealis* (4), *Stromatopora* sp. indt. (5).

Moisekatz. *Euomphalus gualteriatus* (1).

58° 10′. **Palloper** und **Hellenorm.** *Euomphalus gualteriatus* (1), *Chasmops conicophthalmus*, *Orthoceras telum* (1—3), *Orthis extensa* (1), *O. calligramma* (1 u. 1[b]), *O. lynx* (1—3), *O. testudinaria* (1[b] u. 2[a]), *Leptaena quinquecostata* (1 u. 2), *L. sericea* (1—3), *Strophomena Asmussi* (2), *Orthisina Verneuili* (2 u. 2[a]), *Orthis solaris**) (2[a]), *Strophomena tenuistriata*, *Spirigerina imbricata* (2[a] u. 3), *Favosites Troosti*, *Halysites catenularia* (2), *Syringophyllum organum* (2 u. 3), *Favosites alveolaris* (3), *Pentamerus borealis* (4), *Rhynchonella lacunosa*, *Syringopora cancellata* (4 u. 5), *Favosites heteripora* (5), *Rhynchonella aprinis*, *Halysites escharoides* (5 u. 6), *H. conglomerata* Eichw., *H. labyrinthica*, *Alveolites Labechii*, *Pentamerus estonus* (6).

Heiligensee. *Chaetetes Panderi* (1), *Syringophyllum Hisingeri* (3).

Krüdnershof, Sawern und **Neu-Pigast.** *Orthisina ascendens* (1), *Syringophyllum organum* und *S. Hisingeri*,

*) F. Römer's (Fauna der Geschiebe von Sadewitz, Breslau 1861) *Orthis solaris* entspricht Fr. Schmidt's häufig vorkommendem *O. flabellulum*. Mag Schmidt auch in der Breslauer Sammlung die *O. Sadewitzensis* Römer, ebenfalls als *O. flabellulum* Sow. bestimmt haben, so ist es wegen Seltenheit der *O. Sadew.* in unseren Dorpater Sammlungen hier nicht geschehen. *Orthis solaris* von Worms liegt uns nur in einem Exemplar mit Schmidt's Bestimmung „*O. scotica?*“ vor. *Orthis Actoniae* Sow. mit deutlich gegabelten Rippen, findet sich in Zone 2 nicht selten; über *O. Oswaldi* enthalten wir uns eines Urtheils bis zum Eintreffen der freundlichst versprochenen Sadewitzer Originalstücke.

Coscinium proavus (2 u. 3), *Favosites alveolaris* (3), *Stromatopora mammillata* (3 u. 4, Borkholm und Borealisbank), *Pentamerus borealis* (4), *P. estonus* (6), *Halysites escharoides* (2—7?).

58° 10′. **Heimadra** und **Warbus.** *Orthis testudinaria*, *Strophomena deltoidea*, *Ptilodictya acuta*, *Thamniscus bifidus* (2), *Pentamerus borealis* (4).

58°. **Idwen.** *Strophomena pecten* (4—6), *Pentamerus estonus* (6). Porphyr vom Launakörkja auf Hochland.

Neu-Ottenhof. *Favosites gotlandica* (6).

Ropenhof. *Bos primigenius.*

Teilitz, Station. *Strophomena corrugata*, *Phacops Stokesi* (4—5).

Waggula-See bei Werro. *Bos primigenius.*

Semek, Insel im Peipus. *Pentamerus borealis* (4).

57° 50′. **Alt-Salis.** *Echinosphaerites aurantium* (1), *Chaetetes petropolitana* (1—2), *Pentamerus borealis* (4), *Halysites escharoides*, *H. labyrinthica* (6), *Encrinurus punctatus*, *Rhynchonella Wilsoni* (7 u. 8).

Burtneck, Pastorat. *Lituites falcatus* (1), *Chaetetes petropolitana* (1 u. 2), *Orthis calligramma* (1—1[b]), *O. testudinaria* (1—2[a]) von Neuenhof, *Strophomena rugosa* (1—2), *Leptaena sericea* (1—2 auch 3), *Orthis lynx* (1—3), *Chaetetes Goldfussi*, *Heliolites placenta* (2), *H. dubia* (2[a]), *Halysites catenularia* (2), *Syringophyllum organum* (2 u. 3), *Diplophyllum fasciculus*, *D. caespitosum* (2 u. 3), *Heliolites interstincta* (2—4), *Favosites Forbesi*, *F. alveolaris*, *Syringophyllum Hisingeri*, *Halysites parallela* (3), *Pentamerus borealis*, *Cypridina marginata* (4), *Syringopora cancellata* (4—5), *Heliolites megastoma*, *Ptilodictya scalpellum* (4—6), *Favosites heteripora* (5), *Halysites escharoides* (5—7), *H. conglomerata*, *Pentamerus estonus*, *Favosites gotlandica*, *F. basaltica*, *Halysites labyrinthica* (6), *H. Jakowitzkii* (6—8), *Favosites multipora*, *Alveolites reticulata*, *Halysites conferta*, *Astylospongia praemorsa* (7), *Cyathophyllum articulatum*, *C. truncatum*, *Favosites Hisingeri* (8).

Rauge. *Orthisina ascendens* (1), *Strophomena imbrex*, *Chaetetes petropolitana* (1. u. 2), *Orthis lynx*, *Leptaena sericea* (1—3), *Pentamerus borealis* (4).

57° 50′. **Munnamäggi** und **Wällamäggi**. *Favosites alveolaris* (3), *Pentamerus borealis* (4).

Neuhausen (ONO-lich vom Munnamäggi). *Syringophyllum organum* (2 u. 3).

57° 40′. **Wihdel**-See (jetzt trockengelegt) bei Dondangen. *Cervus elaphus. C. tarandus.*

Zerspennen bei Dondangen. *Asaphus expansus*, *Echinosphaerites aurantium* (1), *Siphonotreta unguiculata* (1—1[b]), *Leptaena Humboldti* (1 u. 1[a]), *Chaetetes petropolitana* (1 u. 2), *Leptaena sericea*, *Orthis lynx* und *Chasmops conicophthalmus* (2 von Wesenberg), *Leptaena transversalis, L. depressa, Leperditia* sp., *Lingula* sp. (7), *Rhynchonella nucula, Retzia Salteri, Orthis orbicularis, Spirifer elevatus, Chonetes striatella, Calymene Blumenbachi* (8).

Sussikas am Ostseestrand. *Coscinium proavus* (1 — 3), *Chaetetes petropolitana* (1 u. 2), *Ch. Goldfussi, Cyclocrinites Spaskii, Halysites catenularia* (2), *Diplophyllum caespitosum, Syringophyllum organum, S. Hisingeri* (2 u. 3), *Heliolites interstincta* (2—4), *Syringopora cancellata* (4—5), *Heliolites megastoma, Ptilodictya scalpellum* (4—6), *Halysites escharoides* (5—7?), *Favosites gotlandica*, *F. basaltica* (6).

Taiwola. Steinheilit oder Dichroit.

Adsel. *Pentamerus borealis* (4).

Shelesowo. *Streptelasma binum* cf. (4—6).

57° 30′. **Uggenzeem.** *Asaphus expansus* (1), *Subulites elongatus* (2 u. 2[a]), *Favosites gotlandica* (6), *Murchisonia cingulata* (8).

Ronneburg. *Propora* sp. aus 2.

Smilten. *Pentamerus borealis* (4).

Oppekaln. *Favosites gotlandica* (6).

57° 20′. **Talsen.** *Bellerophon angulatus* (1).

Cremon. *Chaetetes petropolitana* (1 u. 2).

Carlsruhe an der Ammat. *Syringophyllum organum* (2 u. 3), *Favosites alveolaris* (3), *Pentamerus borealis* (4), *Halysites escharoides* (5—7?), *H. conglomerata, H. escharoides* (6).

Lighat. *Elephas primigenius*, Backenzahn.

57° 10′. **Wensau.** *Bos primigenius, Cervus elaphus.*

Zabeln. *Bos primigenius, Cervus* sp. Narwalzahn.

Schliepenhof bis **Jürgensburg.** *Favosites alveolaris* (3).

57°. **Strandhof** und **Bächhof.** *Encrinurus punctatus, Beyrichia tuberculata, B. Kloedeni, Leperditia baltica, Euomphalus rugosus, Patella* sp. *Spirigerina didyma, Rhynchonella bidentata, Rh. nucula, Spirifer elevatus, Chonetes striatella. Orthis orbicularis, Ptilodictya lanceolata, Labechia conferta, Heliolites inordinata*, Fischreste (8).

Devonisch: *Productus subaculeatus, Spirifer Archiaci, Rhynchonella livonica, Glyptolepis.*

Scandinavische schwarze Schiefer, Sandsteine und Eruptivgesteine.

Goldingen. *Leperditia baltica, Beyrichia* sp., *Orthis orbicularis* (8).

Pawasser. *Orthis deltoidea* und *Encrinitenkalk* (2 u. 2[a] u. 3).

Kliwenhof. *Cervus elaphus* (aus der kurischen Aa).

Wittenhof. Bergkalk: *Chaetetes radians.*

Neu-Kaipen, Fistehl und **Taurup.** *Leptaena sericea* (1 u. 2), *Halysites catenularia* (2), *Diplophyllum caespitosum* (3), *Syringophyllum Hisingeri* (2—3).

Ogershof. *Elephas primigenius.*

Ogerthal. *Leptaena sericea* (1[a] Wannamois).

56° 50′. **Seemuppen.** *Rhynchonella nucula, Chonetes striatella, Murchisonia cingulata, Tentaculites, Beyrichia* sp. Fischreste (8).

Kirchholm und **Dünhof.** *Orthoceras duplex, Euomphalus gualteriatus* (1), *Subulites elongatus* (2 u. 2[a]), *Murchisonia* sp.

Sadsen und **Essenhof.** *Pentamerus borealis* (4), *Halysites escharoides* (5—7?).

Alt-Kaipen. *Lituites convolvens, Pleurotomaria elliptica* (1), *Strophomena imbrex* (1—2), *Orthisina anomala* (1—3), *Syringophyllum organum, S. Hisingeri* (2 u. 3), *Orthis lynx, Spirigerina imbricata* (3 von Münckenhof), *Pentamerus borealis* (4), *Leperditia marginata* (4—6), *Streptelasma binum* cf., *Pentamerus estonus* (6), *Crotalocrinus rugosus* (? 8).

Devonisch: *Stromatopora concentrica* der Korallenbank an der Welikaja, *Holopella absoluta, Pleurotomaria bilineata, Natica* sp. *Spirifer tenticulum.*

Bergkalk: *Chaetetes radians.*

Quartär: *Cervus alces, C. tarandus fossilis.*

56° 50′. **Fehren** und **Altenwoga.** *Halysites catenularia* (2), *Syringophyllum Hisingeri, Favosites alveolaris* (3).

Bergkalk: *Chaetetes radians.*

Friedrichswalde an der Ewst. *Cyclocrinites Spaskii, Chasmops conicophthalmus* (2), *Favosites alveolaris* (3), *Pentamerus borealis* (4).

56° 40′. **Capseeden.** Granitblock von 15′ Durchmesser.

Wezwieger-Gesinde bei Amboten, **Nigranden** und **Wormsaten.** *Eccyliomphalus scoticus, Orthoceras centrale* (1), *Rhynchonella nucula* s. *Pomelii, Crotalocrinus rugosus* (8).

Gross-Auz, Pastorat. *Spirigerina imbricata, Strophomena tenuistriata, Trilobites* sp. und *Halysites* sp. (3 Borkholm).

Zechstein: *Schizodus Schlotheimi.*

Stalgen. *Illaenus centrotus* (1), *Chasmops conicophthalmus* (1–3).

Lennewaden an der Düna. *Femur* des *Rhinoceros* (?), beim Eisenbahnbau ausgegraben. Mündliche Mittheilung.

Ascheraden. *Encrinurus multisegmentatus, Strophomena deltoidea, Orthoceras arcuolyratum, Chasmops conicophthalmus* (2).

56° 30′. **Nieder-Bartau,** Pastorat. *Beyrichia tuberculata, B. Wilkensiana, Proetus* sp., *Leperditia baltica, Patella* sp., *Turritella obsoleta, Spirifer elevatus, Sp. sulcatus, Orthis orbicularis, Favosites cristata,* s. *polymorpha, Fenestella antiqua, Tentaculites, Lingula* (8).

Wirgen und **Pormsaten.** *Asaphus expansus, Illaenus crassicauda, Orthoceras centrale* (1), *Favosites gotlandica, Spirigerina reticularis, Chonetes sarcinulata* (6), *Rhynchonella nucula* s. *Pomelii* (8).

Jura: *Terebratula varians.*

Grösen, Pastorat. Zahlreiche Jurageschiebe an der Windau, anstehend bei Popilaeny und Umgebung.

Esern. *Orthis elegantula* (7), *Chonetes striatella, Rhynchonella nucula, Crotalocrinus rugosus, Cyathophyllum truncatum* (8).

56° 30′. **Kukkern.** *Orthoceras duplex* var. (2[a]).

Shagory. *Halysites escharoides* (2).

Bauske. *Spirigerina imbricata* (3).

Alt-Rahden, Pastorat. *Asaphus expansus* (1).

Krussen und **Gemauert-Ponieman.** *Sphaerexochus conformis, Strophomena corrugata* und *Leptaena Humboldti* von Erras, *Chaetetes petropolitana* (1), *Cyclocrinites Spaskii, Orthis testudinaria* (2), *Spirigerina imbricata* (2—3), *Halysites conglomerata* (6), *Euomphalus* sp.

Devonisch: *Orthis striatula.*

Briggeneg-Gesinde an der Sussej. *Favosites alveolaris, F. gotlandica, Streptelasma binum* (6).

Liwenhof, Station. *Encrinitenkalk* mit Korallen des Borkholmer Gesteins (3).

56° 20′. **Gewolen.** *Orthis orbicularis, Spirifer elevatus* (8).

Daubischek. *Orthis lynx* (1–3).

Medemrode Iwanowsky. *Orthis lynx* (1—3), *Spirigerina imbricata, Pentamerus borealis* (4), *Halysites conglomerata* (6).

Zechstein: *Gervillia keratophaga.*

Soblawki oder **Schablausk.** *Propora* sp. n. (2), *Syringophyllum organum* (2—3).

56° 10′. **Popilaeny.** *Asaphus expansus, Orthoceras vaginatum* (1).

Klaissen. *Pentamerus borealis, Spirigerina imbricata, Streptelasma corniculum* cf. (4).

Shog. *Heliolites interstincta* (2 u. 3), *Pentamerus borealis, Spirigerina imbricata, Sp. nitida, Ptilodictya scalpellum, Streptelasma binum, St. corniculum* cf. (4), *Halysites escharoides* (5), *H. labyrinthica, Favosites gotlandica* (6).

Zechstein: *Modiola simplex, Gervillia antiqua.*

Meschkuz, Naiz und **Deguz.** *Lituites convolvens* (1), *Orthis lynx* (1—3), *Calymene Blumenbachi, Spirigerina imbricata, Sp. nitida, Pentamerus borealis* (4), *Ptilodictya lanceolata* (4–5), *Strophomena pecten, Orthis hybrida* (4–6), *Halysites escharoides* (5—7), *Favosites gotlandica* (6).

56°. **Pokroj.** *Euomphalus gualteriatus* (1), *Orthis calligramma* (1—1[b]), *Pentamerus borealis* (4), *Strophomena pecten*

(4—6), *St. depressa* (7 u. 8). Ausserdem nach L. v. Buch in Karsten's Archiv 1830, II, S. 135—156: *Orthis striatella* = *Leptaena sarcinulata*, *Atrypa canaliculata* = *Pentamerus borealis*, *Bellerophon costatus (?)*, *Cyrtia striata* = *Spirifer tenticulum* (devonisch), *Productus hemisphaericus* (? devonisch).

Bergkalk: *Nautilus ingens* (?).

55°. **Rodwillaeny**, *Ptilodictya scalpellum*, *Streptelasma corniculum* cf., *Pentamerus borealis* (4), *Syringopora cancellata*, *Strophomena pecten* (4—6).

Kretingen. *Syringophyllum Hisingeri* (? 3), *Halysites labyrinthica* (6), *Favosites cristata* cf., *Beyrichia tuberculata*, *B. Buchiana*, *Turritella obsoleta*, *Murchisonia cingulata*, *Chonetes striatella*, *Spirifer elevatus*, *Leperditia baltica* (8).

Plakscha, Station. *Favosites gotlandica* (6).

Devonisch: *Rhynchonella livonica.*

Gross-Borr. *Euomphalus gualteriatus* (1), *Strophomena Asmussi* (2), *Syringophyllum organum* (2—3), *Pentamerus borealis* (4), *Halysites escharoides* (5—7).

55° 50′. **Pridruisk.** *Orthoceras vaginatum* (1), *Pentamerus borealis* (4).

Orscha am Dniepr in 800′ Höhe. *Halysites escharoides* (5—7).

Devonisch: *Rhynchonella Meyendorffi*, *Spirifer tenticulum*, *Orthis micans.*

Bergkalk: *Chaetetes radians*, *Productus gigas.*

Da unsere Geschiebesammlung erst wenig Jahre alt ist und keine Ansprüche auf Vollständigkeit macht, so können nicht alle aus dem Vorkommen der Geschiebe gezogenen Schlüsse über deren gesetzmässige Verbreitung und die Stromrichtungen der Quartärzeit gleichwerthig sein. Eigentlich durften nur die Punkte berücksichtigt werden, von welchen zahlreiche, insbesondere silurische Geschiebe vorlagen und nicht Punkte, an denen nur auf Fusswanderungen oder während eines mehrstündigen Aufenthalts gesammelt werden konnte.

Zu den fleissiger ausgebeuteten oder geschiebereichern Localitäten gehören: Torgel, Dorpat*) und Umgebung, Palloper, Burtneck-Pastorat, Sussikas-Strand, Alt-Kaipen und Umgebung, Zerspennen bei Dondangen, Strandhof und Bächhof, Nieder-Bartau, Shog und dessen Nachbarschaft, Rodwillaeny und Kretingen. Andererseits sind aber auch die petrefactenführenden Geschiebe selbst nicht gleichwerthig. So kommen *Anthozoen* und *Bryozoen* am häufigsten in Geschieben vor, lassen sich aber nicht immer gut bestimmen und sind auch im anstehenden Gestein noch nicht gehörig bekannt. Ausserdem kostete es nicht wenig Mühe sich von einem Theile der älteren unrichtigen Bestimmungen, insbesondere der *Anthozoen* frei zu machen. Unsichere Bestimmungen wurden vermieden, Arten mit grossem Verbreitungsbezirk dann hervorgehoben, wenn sie mit andern aus beschränkten Arealen zusammen vorkamen und nur in wenigen Fällen das Ursprungsgebiet der Geschiebe nach dem Charakter des Gesteins oder gewissen schlecht erhaltenen, überhaupt nicht bestimmten und bisher unbestimmbaren Versteinerungen erschlossen. Der Versuchung und Aufforderung: die Herkunft eines Geschiebes auf einen einzelnen Punkt zurückzuführen widerstanden wir nicht und

*) In Städten muss bei Bestimmung der daselbst vorkommenden Geschiebe sehr vorsichtig zu Werke gegangen werden. Fliesen des *Orthoceren*kalks und der Oeseler obersilurischen Schichten wurden in Dorpat seit der Ritterzeit zu Grabsteinen, später auch zu Bürgerstiegen verwendet. Brenn- und Bausteine werden gegenwärtig sowohl aus dem Talkhofschen als von der Welikaja bei Pleskau angeführt. Auch der rege Sammelgeist der Schuljugend, dem aber kurz über lang eine sehr wegwerfende Behandlung des gesammelten Materials folgt, verbreitet in den Strassen und der Umgebung von Städten Mineralien und Versteinerungen entfernter Localitäten. Von Grösen Pastorat, an der Grenze Kurlands und Lithauens, erhielten wir eine auf dem Felde aufgelesene *Scalaria communis* des Mittelmeeres, glauben aber nicht, dass sie benutzt werden darf, um den von Sars (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XII, 427) angedeuteten einstigen Zusammenhang des Mitelmeeres und der Nord- und Ostsee zu beweisen.

fanden auch keine grosse Schwierigkeit darin, hielten es aber für rathsamer diese Aufzeichnungen hier noch nicht zu veröffentlichen. Denn es fehlt uns vor Allem die ganz specielle Kenntniss unseres silurischen Bodens, welche übrigens wegen mangelnder Felsentblössungen vielleicht nie ganz zu erreichen ist. Auch erscheint es sehr wahrscheinlich, dass in derselben Weise, wie mehrere bekannte silurische Schichten mit unverändertem Charakter ihres Gesteins und ihrer Versteinerungen über grössere Räume verbreitet sind, auch für gewisse bisher nur an einzelnen Punkten aufgefundene Lagen dasselbe Verhältniss oder ein wiederholtes Vorkommen nachgewiesen werden wird. Endlich können, durch Erosion und Auswaschung, an einzelnen Punkten ganze Lagen entfernt worden sein.

Aus diesen und früheren Bemerkungen geht also hervor, dass wir überhaupt den oben (S. 92 — 99) gezogenen Schlussfolgerungen einen vielleicht nur vorübergehenden Werth beilegen dürfen, und dass sie mit der Zeit wohl noch mancher Veränderung gewiss aber einer tiefern Begründung harren.

Indem wir auf unsere Geschiebe-Karte und den allgemeinen Theil dieses Capitels verweisen, geben wir schliesslich eine kurze Uebersicht der Verbreitung aller genannten versteinerungsführenden Geschiebe.

Die grösste Verbreitung (Wirgen in W, Pridruisk in O) und die meisten Fundörter haben die untersilurischen Geschiebe der Zone 1. Sie scheinen von O nach W an Zahl abzunehmen; am westkurischen Strande kommen sie nur sehr selten vor.

Aus Zone 2 und 3 hat die Umgebung von Wesenberg und Borkholm die meisten Geschiebe geliefert. Vergessen wir aber nicht, dass die genannten Punkte ein Paar der grössten Steinbrüche besitzen und der Petrefactenreichthum

dieser Zonen auch noch an andern Stellen unter ähnlichen Verhältnissen bestehen kann. Die Geschiebe der Zone 2 reichen weiter westlich (Zerspennen) als die aus 3 (Gross-Auz). Der Versuch die Geschiebe der Zonen 1—3 auf einzelne Punkte zurückzuführen ergab keine specielleren Aufschlüsse über die Verbreitung derselben. Die Herkunft der Sadewitzer Geschiebe müssen wir auf eine weiter westlich von Lyckholm gelegene Region ausdehnen, wo zwischen dem Festlande, Nuckö, Worms und Dagö, eine so bedeutende Zerstörung der Schichten stattgefunden hat.

Die mittelsilurischen Geschiebe, namentlich die *Pentameren* führenden, stehen, was ihre Verbreitung in dem Rahmen unserer Karte betrifft, den untersilurischen nur wenig nach. Sie nehmen zum Unterschiede von letztern, von O nach W an Quantität zu, erreichen in Lithauen zwischen 41° 30′ und 40° 30′ Lg. ihr Maximum, hören aber weiter westlich fast ganz auf und fehlen namentlich dort wo noch unter- und obersilurische Geschiebe (Zerspennen, Wirgen, Pormsaten) zusammen vorkommen. Die *Borealis*-Bank weist drei leicht von einander unterschiedene Gesteinabänderungen auf. 1) Feste, zur Erhaltung am besten geeignete, braune, rothbraune und gelbe, selten weissliche, körnig-krystallinische kieselreiche Dolomite, in deren Höhlungen, oder als Bekleidung von Steinkernen des *Pentamerus borealis*, sich zahlreiche kleine Braunspathrhomboeder befinden. Den Verbreitungsbezirk dieser anstehenden Dolomite kennen wir bis jetzt nur von Pantifer über Ottenküll nach Meiris zu, doch mag er ausgedehnter sein. In Geschieben besitzen wir solchen *Pentameren*dolomit von Allatzkiwi, Kaiafer, Dorpat, Wendau, Neu-Kusthof, Neu-Pigast und Krüdnershof, Adsel, Carlsruhe, Essenhof und Rodwillaeny und haben diesen Ver-

breitungsbezirk auf der Karte (Tb. E.) als den des braunen *Pentameren*dolomits eingetragen. Die Wanderrichtung dieser Geschiebe würde nach unserer gegenwärtigen Kenntniss zwischen SSO und SW schwanken. 2) Gelblicher und weisser fast ausschliesslich aus *Pent. borealis* bestehender reiner, weicher Kalkstein, in Zone 4 von Warrang bis Ass anstehend. Dieser Kalkstein fand sich bei Kersel, Dorpat, Heimadra und auf der Semek-Insel im Peipus, also nach SSO verbreitet. 3) Weisser und grauer Kalkstein, fester als der vorige, und gewöhnlich nicht so ausschiesslich aus *Pent. borealis* gebildet. Derselbe erstreckt sich von Noistfer westlich nach Jörden hin, wird aber stellenweise auch zwischen Weissenstein und Koick (in SW—NO-Richtung) gefunden. Unsere Geschiebesammlung enthält dieses Gestein von Neu-Pigast und Krüdnershof, Burtneck, Alt-Salis, Çarlsruhe, Alt-Kaipen, Sadsen, Gross-Born, Rodwillaeny, Shog, Klaissen und Medemrode, woraus wir eine Wanderung der Geschiebe nach SO, S und SW erhalten. Berücksichtigen wir aber ausser dem *Pent. borealis* auch noch die übrigen ihn zum Theil begleitenden Versteinerungen, so finden wir ein Gebiet wo Geschiebe, namentlich von Limmat und Jörden her, nur mit wenig unter- und obersilurischen vermengt, so massenhaft herbeigeführt wurden, dass man hier längere Zeit ein anstehendes silurisches Terrain voraussetzte (vergl. Murchison's Karte des europäischen Russlands). Dieses mehrmals erwähnte Gebiet erstreckt sich von Medemrode Iwanowsky über Klaissen, Shog, Meschkuz, Naiz, Deguz und Pokroj bis Rodwillaeny. Hier lagern die Geschiebe meist oberflächlich und sind an einigen Punkten (Klaissen, Deguz, Bubje) dergestalt ausgebeutet, dass das Material für die Kalköfen immer schwieriger herbeizuschaffen ist.

Was die obersilurischen Geschiebe der Zone 7 be-

trifft, so fanden wir sie am häufigsten bei Burtneck, Alt-Salis und Zerspennen. Weiter südlich lieferten Sussikas, Carlsruhe an der Ammat, Essenhof und Sadsen, Pokroj, Medemrode, Wirgen und Pormsaten einige *Anthozoen* dieser Zone, die auch zum Theil in der mittleren Silurformation vorkommen. Ihre Verbreitung erfolgte also aus NO, N und NW, am auffälligsten aber, wie Zerspennen beweist, aus NNO. Die Geschiebe aus dem Inselterrain, insbesondere die von Oesel haben keinen bedeutenden Verbreitungsbezirk und sind vorherrschend nach SSW getrieben worden. Ihre äusserste Ostgrenze erreichen sie, wenn wir das zweifelhafte Vorkommen eines *Crotalocrinus rugosus* von Alt-Kaipen ausnehmen, am Burtneck-See, wo aber auch nur Korallen der Zone 7 und 8 vorkommen. Bei Alt-Salis zeigen sich einige *Brachiopoden* der Insel Oesel. Von Sussikas bis Uggenzeem ist aber an der Küste des Rigischen Meerbusens die obersilurische Formation in unserer Sammlung nicht durch Geschiebe vertreten. Wenn auch der rigische Strand sowie die Riga-Mitauer Niederung überhaupt sehr arm an oberflächlichen Geschieben erscheint und hier eine Wanderrichtung aus W, NW und N beurkundet wird, so fällt doch auf, dass unter den wenigen die wir von Pawasser und Kemmer*) kennen, die Oeseler Petrefacten fehlen.

Geschiebe der obersten silurischen Zone (8) Oesels verfolgten wir von Uggenzeem, Esern und Gewolen nach Westen. Die alten Bestimmungen der Geschiebe von Pokroj sind schwierig zu verwerthen, so lange die Originalstücke nicht vorliegen.

Die charakteristischen *Beyrichien*-Mergel werden Zerspennen kaum fehlen, doch fanden wir sie zuerst in den

*) Vor 15 Jahren sammelten wir bei Kemmer einige Geschiebe, die sich in der Academie der Wiss. zu St. Petersburg befinden und soviel uns erinnerlich ist keine Oeseler Versteinerungen führten.

Goldinger Geschieben. Ist der Unterschied zwischen den anstehenden Schichten von Sworbe auf Oesel und Oestergarn auf Gotland nicht immer leicht herauszufinden, so gilt dieses für die Geschiebe noch mehr. Ein grosser Theil der grauen Mergel mit *Beyrichien* und Fischresten von Goldingen, Strandhof, Seemuppen, Nieder-Bartau und Kretingen stammt offenbar von Oesel, ein anderer mit *Beyrichia Buchiana* (z. B. von Kretingen) vielleicht aus Gotland, wenn diese Versteinerung nicht auch noch in Oesel gefunden werden sollte. Ausserdem spricht für die Herkunft von Geschieben aus Gotland oder gar aus Schonen auch das Auftreten scandinavischer Schiefer und krystallinischer Gesteine bei Strandhof und Bächhof. An der jetzigen Westküste Kurlands und am Rigischen Meerbusen darf uns übrigens die aus W erfolgende Ankunft der Geschiebe bei den hier vorherrschenden Westwinden nicht wundern.

Die devonischen Geschiebe sind für unseren Zweck viel weniger brauchbar als die silurischen. Der untere lockere Sandstein der devonischen Formation eignete sich nur wenig zum weiteren Transport. Bis auf die Gegend von Allatzkiwi am Westufer des Peipus, fanden wir nur an den Flussufern im Gebiete dieses Sandsteins zahlreiche aus demselben herausgewaschene Fischreste. Bei Allatzkiwi birgt ein Kalkgeröllhügel ausser untersilurischen, versteinerungsarmen Geschieben der Zone 2, viel rothe und graue Mergel mit *Lingula bicarinata* und *Glyptolepis* aus dem, vom übrigen liv- und kurländischen leicht unterschiedenen, östlichen, gleich über dem untersilurischen System lagernden, untern devonischen System an der Borowna, einem linken Nebenflusse der Narowa. Viel brauchbarer wären die Geschiebe der mittlern devonischen Dolomitetage, wenn dieselbe mehr Versteinerungen führen und der Rahmen unserer Karte sich weiter nach Süden ausdehnen würde. So auffällig uns anfänglich ein Dolomitmergelgeschiebe von der Palmat im Salisburgschen, mit *Orthis striatula* war, so beruht die Angabe über das Vorkommen dieses, aus einer alten Sammlung stammenden Stückes wohl auf einem Irrthum, da wir uns nach einem Besuche jener Gegend davon überzeugten, dass daselbst nirgends dergleichen Mergel auftreten und wir keinen Fall kennen, wo aus der einem Punkte im Süden vorliegenden Region Geschiebe nach Norden wanderten.

Bei einer, freilich nicht sehr sorgsamen, Untersuchung der grossen Kangern zwischen der grossen und kleinen Jägel überraschte uns auf dem Kamme derselben, das Vorkommen fast ausschliesslich devonischer Gesteinbruchstücke nebst kleinen krystallinischen. In der Umgebung von Alt-Kaipen zeigen sich devonische Dolomitgeschiebe mit Versteinerungen zum ersten Male häufiger, doch hier auch schon die *Stromatopora concentrica* cf. aus der Korallenbank der Welikaja-Facies. Erwähnungswerth sind die *Productus* führenden devonischen Geschiebe an der kurischen Küste bei Strandhof, aus einem Gesteine, das wir anstehend nicht kennen und das einem Geschiebe von Stettin mit denselben Petrefacten und *Strophomena depressa* cf. entspricht, welches wir der gefälligen Mittheilung des Herrn Professor Beyrich in Berlin verdanken. Stettin wäre nach unserer gegenwärtigen Kenntniss, der äusserste westliche Punkt im Verbreitungsbezirke unserer devonischen Geschiebe.

Ganz wider Erwarten findet man Bergkalk-Geschiebe westlich von den Haanhof-Höhen oder der Wasserscheide zwischen dem Welikaja- und livländischem Aa-Gebiet. Ob *Chaetetes radians* aus O oder NO stammt ist vorläufig nicht zu entscheiden.

Die ersten Zechstein-Geschiebe kommen bei Gross-Auz in der Nähe des anstehenden Gesteins dieser Formation vor. Sie sind bei der geringen Entwickelung und dem nicht ausgedehnten Zutagegehen des Zechsteins im Ganzen selten (Medemrode, Shog) und dasselbe gilt für Jurageschiebe (Wirgen, Pormsaten). Nur das Windauthal macht eine Ausnahme, indem dieser Fluss Geschiebe beider Formationen über Nigranden und Windaushof hinaus bis nach Goldingen führte. Auf dieselbe Weise weitergeschaffte jurassische Braunkohlenstücke von der Lehdisch haben das Publikum einige Mal verleitet, an die Existenz der Steinkohlenformation im untern Windaulauf zu glauben und verdanken wir das Bohrloch bei Warwen diesem Umstande.

Sehr anziehend wäre eine genaue Untersuchung der südwestlich von uns, über Königsberg nach Posen hin, verbreiteten Jurageschiebe. Die zu derselben Formation gehörigen Gerölle des Berliner Kreuzberges scheinen nicht vollkommen mit dem Popilaener Gestein übereinzustimmen.

Von der Libauer Küste besitzen wir eine Anzahl nicht fossiler Korallen und einiger sehr gut erhaltener Kreideversteinerungen. Da erstere in unserer Ostsee vermisst werden, letztere, als Geschiebe sonst nirgends an der kurischen Küste gefunden wurden und von N kommend zum ersten Male am Samländer Strande der preussischen Küste vorkommen, so sind unsere Exemplare ohne Zweifel als Schiffsballast herangeführt und ausgeworfen worden.

Der Zechstein.

Eine frühere Mittheilung*) über dieses Glied der permischen Formation oder der Dyas in unsern Provinzen haben wir hier aus den Ergebnissen späterer Untersuchungen zu ergänzen.

Aeussere Grenzen.

Der Zechstein West-Kurlands und des Gouvernements Kowno geht in einer bogenförmigen, im N von der devonischen im S von der Juraformation begrenzten, Zone zu Tage, welche an der Wartaga, einem rechten Nebenflusse der Bartau beginnend und sich allmählig erweiternd, an der Windau zwischen Gross-Windaushof und Nigranden 8 Werst Breite und weiter westlich zwischen Alt-Auz und Schablausk oder Soblawki 18 Werst Breite besitzt.

Beobachtet wurde der Zechstein an folgenden Punkten West-Kurlands: im Durbenschen Kirchspiel, in der Nähe Klein-Kreuzburgs beim Flosskruge an der Wartaga und 11 Werst NO-lich von diesem Punkte beim Warne-Gesinde oder Tiltekalns an der Wartaga; im Ambotenschen Kirchspiel, an Bohrlöchern bei dem zum Gute Meldsern gehörigen Pulwerk-Gesinde; am linken Ufer der Windau in und bei den Steinbrüchen von Wormsaten; bei Nigranden in den Steinbrüchen von Lukken am rechten und von Alschhof am linken Ufer der Windau, sowie gegenüber der Mündung des Sangeflüsschens; im Kirchspiel Auz beim Behshe-Gesinde, 2 Werst westlich von Weitenfeld und 1,5 bis 2 Werst weiter südlich im Bette des Weitenfeldschen Mühlbachs. An diese Punkte schliesst sich südlich im Gouvernement Kowno das Vorkom-

*) Zeitschrift der deutschen geolog. Ges. Jahrg. 1857. 167.

men des Zechsteins bei Weggern, Klikole, Ssuginti und Karpäni sowie beim Dorfe Kische und der zum Gute Dabiken gehörigen, an der Swentuppe einem linken Nebenflusse der Dabikina oder Tabagina gelegenen, Mühle von Schablausk.

Für eine noch grössere Ausdehnung des Zechsteins nach N sprechen die beim Pastorat Gross-Auz gesammelten Geschiebe desselben.

Lagerungsverhältnisse und Bestandtheile.

In der Zone des Zechsteins wurden ausser der allgemein verbreiteten quartären Decke, an drei Punkten auflagernde jurassische Schichten, an zweien unterlagernde devonische Dolomite bemerkt. Die verschiedenen Localitäten ergeben folgendes Gesammtprofil des Zechsteins, seines Daches und seiner Sohle.

Quartärformation.

14′ Thon

19,5′ Grand mit Raseneisen oder Brauneisen und Thonlagen.

Juraformation.

12′ schwarzer Sand

9′ Braunkohle und Thon.

7′ Sand.

Zechstein.

3′ gelblicher bis ockerfarbiger, seltener weisser, versteinerungsreicher, häufig stark zerklüfteter, dichter oder löchriger weicher Kalkstein mit Zwischenlagen desselben doch erdigen oder mehlartigen Kalks.

17′ graulicher bis weisser, weicher dichter Kalkstein und Stinkkalk mit spärlichen Molluskenresten, häufigen Stylolithen und etwas Eisenkies. Nach unten stellenweise fester erscheinend.

4,5′ grauer festerer Sandkalk und lockerer Kalksand vom Ansehen der „Asche“.

Devonische Formation.

9′ gelblich grauer körnig krystallinischer fester Dolomit.

Maasse und Bestandtheile der Quartär- und Juraformation sind dem Pulwerk-Bohrloch entnommen*) und variiren nach den verschiedenen Localitäten. Am Wormsatener Bruch hat man für die Quartärbildungen 12′ Thon, 12′ Sand und Grand, 2′ schwarzen Thon mit Geschieben und Brauneisen, für den Jura 35′ weissen Sand mit Thonlagen und Kohlenschmitzen. Bei Schablausk überlagert den Zechstein ein 10′ mächtiger rother sandiger Lehm. In den Brüchen von Alschhof und gegenüber der Sange-Mündung bemerkten wir aber von Quartärbildungen: 6′ Grand, 2′—5′ braunen bis rothen Thon mit Geschieben, vom Jura: 1″—3′ mächtigen grauen bis schwarzen Thon, der dort wo er an den Zechstein grenzt eisenschüssig und von rothbrauner Farbe ist. Oberhalb des letztgenannten Steinbruches überlagert den Zechstein ein eisenschüssiger Sandstein und schwarzer Glimmerthon der Juraformation, Gebilde die später erörtert werden.

Die 20′ betragende Mächtigkeit des Zechsteinkalks bezieht sich auf das Profil des Steinbruches bei Lukken, während im Pulwerkbohrloch nur 17′ Kalkstein durchsunken wurden. Eine Trennung der gelben und grauen Kalksteine ist nicht immer festzuhalten. Beim Steinbruch gegenüber der Sange scheinen die gelben Gesteine 1′—3′ tiefer in das ganze System hineinzusetzen, beim Wormsatener Bruch sind sie 5′, an der Wartaga 3′—4′ mächtig; am dunkelsten gefärbt findet man sie bei Karpäni und Schablausk, an letzterem Punkte 1′ mächtig, doch auch nicht scharf von dem weisslichen und grauen Gestein getrennt. Aus dem Pulwerkbohrloch erhielten

*) Im Jahre 1855 machten wir Herrn C. Walter in Brink-Rönnen auf das Kohlenvorkommen an der Lehdisch aufmerksam und trieb derselbe im darauffolgenden Jahre beim Pulwerk-Gesinde drei Bohrlöcher, von welchen das tiefste 91½′ erreichte. Die Kosten dieses Bohrloches trug die Beitzerin des Gutes Meldsern: Frau von Dorthesen.

wir nur sehr weiche kreideweisse oder durch Kohlentheilchen graulich erscheinende Proben. Der graue weiche Kalkstein ist bei Nigranden, Weggern (in einem 14′ — 15′ messenden Brunnenprofil) und beim Behshe-Gesinde als ächter Stinkkalk am deutlichsten entwickelt, während er an der Wartaga und bei Karpäni nicht zu Tage geht und auch bei Schablausk ihn festere Bänke zum Theil vertreten. Im Wormsatener Bruche unterlagert den versteinerungsreichen, gelben und gelblichweissen Kalkstein, ungefähr 1000 Schritt unterhalb des Bruches, ein grauer, sehr fester und dichter ebenfalls versteinerungsreicher Kalkstein.

Diese Gesteine bestehen aus fast reinem kohlensaurem Kalk. Die Analyse des gelben Kalksteins (I) vom Bruche gegenüber der Sange und des grauen Stinkkalks (II) vom Behshe-Gesinde ergab folgende Resultate, welchen wir noch eine dritte Analyse (III) aus den kurländ. landwirthschaftl. Mittheilungen, 1859, N. 1, S. 5, hinzufügen, die sich höchst wahrscheinlich auf einen graubraunen löchrigen Zechstein von Medemrodescher Grenze an der Windau (ob Geschiebe?) bezieht.

Kohlensaurer Kalk	97,80	92,54	87,75
Thonerde, Eisenoxyd und Oxydul .	1,03	1,83	10,70
Sand und Thon	1,17	4,35	1,55
Bitumen und chemisch gebundenes Wasser	—	1,07	—
	100,00	99,79	100,00

Den grauen festen Sandkalk und die „Asche“ oder den zerreiblichen lockern Kalksand haben wir nur am Wormsatener Steinbruche beobachten können und zum Theil unter

dem Wasserspiegel der Windau hervorgeholt. Die Zusammensetzung der Asche schwankt an ein und demselben Handstücke wie folgt:

Wasser	1,61	1,15	1,32
kohlensaurer Kalk	32,82	37,40	39,93
feiner, weisser Quarzsand, etwas Thon und Kohlentheilchen	65,17	61,45	58,75
	99,60	100,00	100,00

Das Pulwerk-Bohrloch lieferte uns von diesen Gebilden leider keine Probe, sondern nur die Notiz, dass unter dem 17′ mächtigen Kalkstein zuerst 1½′ grauer Thon mit Sand, dann 3′ sandiger grauer Kalk mit Thonschmitzen folgt und schliesslich noch ein 9′ mächtiger „körniger Kalkstein“ durchbohrt wurde. Letzterer entspricht offenbar dem devonischen Dolomit an der Lehdisch-Mündung.

Aus dem Profil an der Windau auf Tb. C, wo der Maassstab der Höhe zur Basis sich wie 80 : 1 verhält, scheint hervorzugehen, dass der Zechstein mit den devonischen Dolomiten und Juragebilden gleichförmig lagert. Wir sehn mit andern Worten, dass drei flache Faltensättel des Bodens vorhanden sind. In den östlichen fällt sowohl der Jura von Popilaeny und Radaken als (vgl. die geogn. Karte der Ostseeprovinzen) der Zechstein von Schablausk, Kische, Karpäni, Ssuginti und Klikole, Weggern und Weitenfeld, sowie der devonische Dolomit von Pawar, Bixten, Irmelau, Tuckum, Rauden und Lahtsche am Meere. In die beiden andern, westlichen Sättel fallen vielleicht, an der Windau, Nigranden und das Terrain zwischen der Lehdisch und Schkerwe, dann weiter NO-lich Zeezer und Schrunden, Kingut und Dragunen, Weggen und Rönnen sowie der Puishekalns und die Slihterhof-Berge.

Wenn es nun auch keinem Zweifel unterliegt, dass die

Hebung und Trockenlegung unseres devonischen Systems schon im Beginn der Kohlenperiode stattgefunden hatte (die Hebungepoche des rheinischen Schiefergebirges fällt zwischen die Kohlen- und Zechsteinperiode), so ist die Zeit der Faltenbildung nicht leicht zu bestimmen. Einerseits beweist das Fehlen des obern devonischen Sandsteins im Pulwerk-Bohrloch und Wormsatener Bruch, sowie die kurzgespannte Gewölbeform der devonischen Dolomite an der Lehdisch-Mündung, dass die Fältelung der devonischen Schichten schon vor der Zechsteinbildung stattfand und die Küste des Zechsteinmeeres hier lag, andererseits schiesst der Zechstein bei Nigranden, oberhalb der Loasche-Mündung, so steil flussaufwärts ein, dass auch er gefältelt zu sein scheint und zwar nach den Lagerungsverhältnissen der über ihm auftretenden, namentlich bei Popilaeny deutlich gefältelten Juraschichteu zu urtheilen, gleichzeitig mit letzteren. Wer aber wollte hier mit einiger Sicherheit nachweisen, wann in dem langen Zeitraum nach der Juraperiode die Fältelung vor sich ging?

Versteinerungen.

Ungeachtet fleissigen Sammelns hat unser Zechstein bis jetzt nur folgende geringe Zahl von Formen geliefert, die bei Schablausk und im Steinbruche von Wormsaten am zahlreichsten vorkommen und wenn auch stets in Steinkernen auftretend, hier noch am besten erhalten sind.

Turbo *Taylorianus* King. Grünewaldt Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. III, 1851. 245, Tb. X f. 7; Geinitz Dyas 50.
Vereinzelt im gelben Zechstein von der Wartaga, Wormsaten, Karpäni und Schablausk; dsgl. im grauen von Lukken.

Schizodus *Schlotheimi.* Gein. Dyas 64. Tb. XIII. f. 7—12.
Zahlreich und vereinzelt im gelben und gelblichweissen Zechstein von Schablausk, Karpäni und Wormsaten; vom Steinbruche gegenüber der Sange und an der Wartaga in den verschiedensten Altersstufen und das Gestein von Löchern in welcher die Brut gelegen, porös oder schwammartig erscheinend; seltener im grauen Stinkkalk der Brüche bei Nigranden, Behsche-Gesinde und Weggern.

Schizodus *truncatus* King. Gein. Dyas 63. Tb. XIII, f. 1—6. *Sch. rossicus* M. V. K. Russia II, 309. Tb. 19, f. 7, 8.
Selten bei Nigranden und im Wormsatener Bruch.

Pleurophorus (*Modiola*) *simplex* Keys. Petschoraland 260. Tb. 10, f. 22. Tb. 14, f. 1, die einzigen richtigen Zeichnungen, da in der Figur zu Schrenk's Reise in das NO-liche Russland II, 110. Tb. 4, f. 34, wie wir an dem Originalexemplare das uns Dr. Schrenk freundschaftlichst zur Verfügung stellte, ersehen konnten, der Wirbel nicht genug nach vorn gerückt ist und der Vorderrand steiler abfallen muss. Obgleich unsere Exemplare klein sind und auch dem *Pl. costatus* nachstehen, so stellen wir sie doch wegen des verschmälerten hintern Endes, hierher.
Zahlreich im gelben Zechstein von Schablausk und im gelben und festen dunkelgrauen von Wormsaten. Seltener im grauen Kalk von Nigranden und Behsche und im gelben von Karpäni und an der Wartaga.

costatus Brown. Gein. Dyas 71. Tb. XII, f. 32—35.
Im gelben Kalkstein von Schablausk und Karpäni.

Gervillia *keratophaga* Schloth. Gein. Dyas 77. Tb. XIV, f. 21—22. Der hintere Flügel nicht stark ausgebuchtet und überhaupt mit der Neigung die Contouren der *G. antiqua* anzunehmen.
Häufig im gelben Kalkstein von Schablausk, Karpäni und an der Wartaga; dsgl. im festen grauen Zechstein von Wormsaten, seltener im grauen Stinkkalk bei Nigranden, Weggern und Behsche.

antiqua Münst. Gein. Dyas 78. Tb. XIV, f. 17—20.
Im Stinkkalk von Behshe und in Geschieben bei Shog.

Astarte *Vallisneriana* King. Gein. Dyas 62. Tb. XII, f. 24 u. 25 oder *Cardiomorpha* (*Lucina*) *minuta* Keys. Petschoral. 256. Tb. 10, f. 13.
Bruchstücke von Karpäni.

Stylolithen, bis ½' Durchmesser besitzende, cylindrische, in den tiefern Lagen des grauen Stinkkalks bei Nigranden.

Bei Aufführung dieser Versteinerungen müssen wir auch der devonischen *Producten*-Zone Kurlands (S. 50) gedenken, die man nach einigen, schlecht erhaltenen, an *Pr. horrescens* und *Pr. Cancrini* erinnernden Formen, leicht versucht sein könnte zum Zechstein zu bringen, wenn nicht das Zusammenvorkommen mit *Dipterus*, *Spirifer Archiaci* und *Rhynchonella livonica* (in Steinkernen ähnlich *Rh. Geinitziana*) sowie andere Gründe dagegen sprechen.

Wir bleiben bei der schon früher (a. a. O.) ausgesprochenen Ansicht, dass unser Zechstein dem westeuropäischen näher steht als dem osteuropäischen. Dennoch ist die Verwandtschaft der mittleren Etage der permischen Formation Russlands mit dem deutschen und englischen Zechstein grösser als man bisher annahm, da von den, nach M. v. Grünewaldt*) als in Russland nicht vorkommend aufgeführten Versteinerungen mehrere auszuschliessen sind.

Man nehme nur ein gutes Handstück des braunen Zechsteins von Antonowka unterhalb Kasan an der Wolga vor und wird leicht folgende Formen herausfinden: *Schizodus Schlotheimi*, *Pleurophorus costatus*, *Clidophorus Pallassi*, *Gervillia keratophaga*, *Leda Vinti*, *Natica minima*, *Murchisonia subangulata*, *Turbo Phillipsi*, *T. Altenburgensis*, *Orthis pelargonata* cf.

Den *Schizodus Schlotheimi* besitzen wir von Murom an der Oka, von der Station Jemangulowa an der Sakmara bei Orenburg und vom Mertwy Ssol, in Gesteinen wo die *Schizodus*-Brut ebenso massenhaft vertreten ist wie bei uns, in Deutschland und England.

*) Versteinerungen des schlesischen Zechsteins in Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1851, S. 275.

Auch der *Turbo Taylorianus* scheint den Grebeni-Bergen bei Orenburg und Murom nicht zu fehlen.

Hiernach wird es wohl vergebens sein nach einer „Scheide" zwischen den west- und osteuropäischen Zechsteinbildungen zu suchen. Will man in Deutschland den Namen Permische Formation untergehen lassen, so kann solches doch nicht früher geschehen, als bis ein genauer Vergleich der beiderseitigen Gebilde und Versteinerungen stattgefunden hat*). Stellen sich aber bei diesen Untersuchungen keine wesentlichen Unterschiede oder Irthümer in der Bestimmung russischer Straten ein, so werden Namen wie Thüringer Waldformation, Saxonia und Dyas der Wissenschaft wenig helfen.

Wir schliessen dieses kurze Capitel mit der Bemerkung, dass in der Zeit, wo sich das Rothliegende und der untere Zechstein in West-Europa, während eines Zustandes der Unruhe und Aufregung bildete, unser Territorium ungestört trocken lag und dann vom Zechsteinmeere überfluthet wurde. Letzteres schlug zuerst einen lockern Kalksand (Asche) und festern Sandkalk nieder, worauf dann ein regelmässig geschichteter, Erz- und Gypsfreier weicher, dichter bis löchriger Kalkstein und Stinkkalk folgte. Diese Gebirgsarten scheinen nach den wenigen in ihnen enthaltenen Versteinerungen und zufolge der neuesten deutschen Anschauungsweise dem mittlern Zechstein oder dem englischen Shell-limestone zu entsprechen. Wir verfolgen dergleichen analoge Bildungen von uns nach W über Schlesien, Sachsen (Pleissethal), Thüringen und Kurhessen bis zum Fusse des Spessart sowie in den englischen obern Zechsteinen von Nottingham bis Tynemouth.

*) In der Siluria 1859, Chapter XIII, werden fast alle bekannten permischen Bildungen allgemein verglichen.

Die Juraformation.

Umfang und Ausdehnung der Juragebilde in Kurland und Lithauen sind noch weniger sicher festzustellen als beim Zechstein. Wir beobachteten sie im Gouvernement Kowno: an der Windau, von Popilaeny südöstlich über Augustaizi nach Rudiki (Radecken) auf eine Meile oder 7 Werst Erstreckung; an demselben Flusse in Kurland über dem Zechstein bei Nigranden und beim Steinbruch von Wormsaten, sowie endlich an der Lehdisch, einem linken Zuflusse der Windau, in der Nähe des, zum Gute Meldsern gehörigen Pulwerk-Gesindes. Da die Juraschichten bei Popilaeny deutlich gefältelt sind, so ist kaum zu bezweifeln, dass sie sowohl zwischen Popilaeny und Nigranden als zwischen Nigranden und Wormsaten mehr oder weniger tief unter dem Spiegel der Windau oder über demselben fortsetzen. Ferner haben wir sie als Niederschläge einer tief einschneidenden Bucht des nach Süd und West weiter ausgedehnten Jurameeres zu betrachten. Dagegen ist die auf unserer Karte verzeichnete, dem Zechstein folgende äussere Grenze dieser Bucht Conjectur.

Die lehrreichtsen Profile lieferte die Umgebung Popilaenys wo durch Schürfe und einige vor längerer Zeit auf Eisenerz getriebene Versuchsbaue, die Reihenfolge und Mächtigkeit der am Windauufer gewöhnlich verstürtzten Schichten genauer festgestellt werden konnte. Die Juragebilde in Kurland ergänzen den obersten Theil des Schichtensystems von Popilaeny. In der Umgebung des letztern Punktes hat man unter einem 1′—7′ mächtigen, rothen feinkörnigen Grand, Grus oder Lehm mit Geschieben folgendes 63′—65′ mächtige Profil, dessen Maasse wir grösstentheils Sokolow (geogn. Reise in d. Ostseeprov. Russ. Bergjournal 1844. I, 3. S. 316) entlehnen.

20′ dunkelgrauer, lockerer, erdiger, sandiger, versteinerungsleerer Lehm mit Alaunausblühungen und Knollen oder Lagen von Brauneisenstein.

6,5′ bis 7′ dunkelgrauer, zarte silbergraue Glimmerschüppchen führender Thon, stellenweise mit Versteinerungen.

0,4′ bis 1′ grauer fester Kalksand oder Sandkalk, der nach unten in braunen Eisenoolith, d. h. mit Brauneisenerzkörnern, oder nach dem Herausfallen derselben mit kleinen Löchern versehenen Sandkalk übergeht. Wie alle folgenden Schichten mit zahlreichen Versteinerungen.

4,15′ bis 4,5′ ochergelber, eisenreicher, fester oder lockerer feinkörniger Sandstein bis Sand mit Knollen und Lagen von Brauneisenerz.

0,6′ bis 1,2′ dichter, fester, rothbrauner, brauner und grauer, Brauneisenerz-Körner führender oder feinlöchriger Sandkalk oder Eisenoolith und oolithisches Eisenerz mit 40 % Eisen.

12′ bis 12,5′ oben festerer, dunklerer dann locker und hellgelb werdender, eisenschüssiger Sandstein bis Sand mit festern kalkreichen Zwischenlagen und Knollen.

6′ desgleichen doch thonreicherer Sand.

1,3′ schwarzer Thon.

12′ gelber und grauer Sand mit schwarzen Thonschmitzen.

— grauer Sand mit Kohlenbruchstücken im Spiegel der Windau.

In Kurland gehen, vom Bunken-Gesinde, drei Werst oberhalb Nigranden, flussabwärts an der Windau bis zum Zechsteinbruch gegenüber der Sange-Mündung folgende, den obern Popilaener Lagen entsprechende Bildungen zu Tage.

7′—8′ dunkelgrauer Glimmerthon mit Knollen und Nieren eines festern grauen Thonmergels oder schwarzen eisenkiesreichen Kalkmergels. Diese Knollen führen einzelne grössere oder zahlreiche kleine Versteinerungen und verdanken denselben zum Theil ihre Entstehung.

1′ grauer Sandmergel.

6′ hellgrauer oder gelber lockerer Sand mit eisenschüssigen Kalkmergellagen und Knollen.

Von den letzten 6′ sind bei Bunken nur graue Sandlagen sichtbar, dagegen fanden wir 1000 Schritt oberhalb des Zechsteinbruches gegenüber der Sange, gelbe, weiche und sandärmere dem 4,15′ — 4,5′ mächtigen Popilaener Horizont entsprechende Gebilde mit zahlreichen Versteinerungen. Eine Sondirung dieses Terrains mit kleinen Bohrlöchern hat noch nicht stattfinden können ist aber sehr wünschenswerth.

Bei den Zechsteinbrüchen von Alschhof und Lukken, ein wenig weiter an der Windau flussabwärts, verjüngen sich die Juraschichten bis auf eine dünne eisenschüssige braune Thonmergellage, gleich über dem Zechstein. Beim Wormsatener Bruche lagert über letzterem ein beiläufig 30′ mächtiges System von lockerm weissen Sande mit schwachen grauen Thonlagen und Kohlenschmitzen. Statt dieser Sandschichten wurden in den Bohrlöchern beim Pulwerk-Gesinde, in dessen Nähe an der Lehdisch ein Kohlenflötz zu Tage geht, folgende Schichten durchsunken.

12′ schwarzer feiner Formsand mit Glimmerschüppchen und Eisenkies.

4′ { graublauer Thon, zuweilen Braunkohle führend.
schwarze schiefrige Braunkohle mit Eisenkies.
0,75′ festeres Braunkohlenflötz.
schiefrige Kohle wie früher. }

5′ oben dunkel, unten hellgraugefärbter Thon mit verkohlten Pflanzenresten.

7′ weisser Sand und Thon mit Eisenkies.

— Zechstein s. S. 202.

Die Kohle ist gewöhnlich weich mit erdigem Bruche und führt nur hier und da holzförmige Pechbraunkohlenstücke. Bei der Destillation im Grossen lieferte sie:

66,07 % Coaks
23,21 „ etwas Theer u. a. flüssige Destillationsprodukte.
10,71 „ gasförmige Destillationsprodukte.

Die von unserm Collegen C. Schmidt ausgeführte Analyse der Braunkohle ergab folgende Resultate:

a) 1,0094 Grm. lufttrockene bei 120° getrocknete Braunkohle enthielt
0,1090 hygroscopisches Wasser
dsgl. geglüht 0,3948 gelblich weisse Asche.

b) 0,9781 Grm. lufttrockener Probe oder 0,8725 Gm. bei 120°, mit Kupferoxyd und chlorsaurem Kali verbrannt enthielt
1,1495 Kohlensäure
0,1866 Wasser.

c) In 100 Theilen lufttrockener Kohle waren enthalten
50,089 organischer Kohlensubstanz
39,113 Asche
10,798 hygroscopisches Wasser,

in 50,089 Th. organischer Kohlensubstanz
32.052 Kohlenstoff
2,119 Wasser
15,918 Sauerstoff und Stickstoff,

folglich in 100 Th. bei 120° getrockneter Aschefreier Kohle
63,99 Kohlenstoff
4,23 Wasser
31,78 Sauerstoff und Stickstoff.
100,00

Das bezeichnete kohlenführende, keine Spur von Thierresten bergende Schichtensystem zählten wir so lange der ächten Braunkohlenformation zu (vgl. Tb. C) bis Professor H. R. Göppert in den ihm zugeschickten Proben seinen *Pinites jurassicus* aus dem Thoneisenstein von Kaminiez Polska im Königreich Polen wiedererkannte. Wahrscheinlich bildet dieses System beim Wormsatener Steinbruch und an der Lehdisch die obersten Schichten unserer Juraformation.

Versteinerungen.

Was das Vorkommen derselben betrifft, so zeichnet sich der obere Thon mit Mergelknollen bei Nigranden durch seinen Reichthum aus, während er bei Popilaeny nur stellenweise

einzelne *Cephalopoden* oder schwarze bis dunkelbraune Kalkmergelknollen mit zahlreichen Versteinerungen führt, so dass eine Knolle genügt um uns mit einer grossen Zahl von Formen bekannt zu machen. In Geschieben unterscheidet man diese Knollen leicht von gewissen sandarmen grauen Oolithstücken dadurch, dass erstere keine Löcher oder Poren dagegen stets Glimmerschüppchen besitzen. Viel zahlreicher als bei Nigranden findet man aber bei Popilaeny die Versteinerungen des oolithischen oder löchrigen Sandkalks von hell- und dunkelbrauner oder grauer Farbe und des gelben Sandsteins oder Sandes. Der Kalksand, wie er in Berliner Geschieben*) vertreten ist, kommt überhaupt seltener vor, führt aber dann besonders schön erhaltene Versteinerungen.

In den vorliegenden Blättern beabsichtigten wir nur die Ergebnisse paläontologischer Untersuchungen, nicht aber letztere selbst niederzulegen. Bei der nun folgenden Aufführung unserer Juraversteinerungen werden wir aber doch zu einigen palaeontologischen Bemerkungen gezwungen, da der Umstand, dass unsere Juraformation einige von einander geschiedene Unterabtheilungen anderer Gegenden in einem Schichtensystem darstellt, den genaueren Vergleich der Versteinerungen verschiedener Localitäten verlangt. Das Aufzählen von Namen allein konnte jedenfalls nicht genügen. Da es aber sowohl wegen mangelhafter Kenntniss vieler Territorien als wegen der, einer übersichtlichen Darstellung, sehr hinderlichen, zahlreichen, aufzuführenden Citate und Synonymen, nicht möglich war, bei dem Vergleiche mehrere Localitäten auf einmal zu

*) Die Versteinerungen dieser Geschiebe, die mit den Sternberger Kuchen nicht verwechselt werden dürfen, stimmen nur zum Theil mit dem Oolith von Popilaeny, vielmehr die bei Posen vorkommenden; die Königsberger Geschiebesammlungen haben wir leider nicht untersuchen können.

berücksichtigen, so gingen wir von einem Vergleiche mit dem, durch Quenstedt's Untersuchungen, genauer als irgend ein anderes Terrain bekannt gewordenen Südwestdeutschen, Würtemberger oder Schwäbischen Jura aus. Konnte hier ein fester Boden gewonnen werden so musste es viel leichter sein, sich in andern Localitäten zu orientiren. Nächst dem Jura Schwabens wurde der Moskauer Jura in den Citaten berücksichtigt.

Wie der Leser ersehen wird, mangelte es uns durchaus nicht an zahlreichen und gut erhaltenen Juraversteinerungen, die wir bei einem dreimaligen Aufenthalte in dem unwirthsamen Popilaeny, in dem gastfreien Pastorat Grösen und bei Nigranden sammeln konnten. Dennoch hoffen wir dieses Material bis zur Herausgabe einer monographischen Bearbeitung der Versteinerungen unserer Provinzen noch vervollständigen zu können. Wenn wir aber in der Aufzählung nur solche Formen berücksichtigten, die wir aus eigener Anschauung kennen, so wird Solches Niemandem auffallen der da weiss, wie flüchtig in den meisten ältern Arbeiten die Versteinerungen von Popilaeny behandelt wurden.

Oxhyrhina ornata. Quenstedt Jura 467. Tb. 63, f. 5 und Quenstedt Petrefactenkunde 173. Tb. 13, f. 13 cf. brauner Jura ζ. *Lamna Phillipsii.* Rouill. Bull. de Moscou 1846. Tb. B, f. 6.

Im gelbbraunen Oolith mit ***Terebratula varians*** und ***Cerithium russiense.***

Serpula tetragona Sow. Qu. J. 393. Tb. 53, f. 17 u. 18 cf. im br. J. δ.

Im gelben Sandstein mit ***Gryphaea dilatata*** und ***Dentalium.***

lumbricalis Schlt. Qu. J. Tb. 53, f. 10—14 cf. br. J. δ.

Auf ***Pecten fibrosus*** und ***Belemnites canaliculatus*** im gelben Sandstein.

Serpula *gordialis* Schlt. var. *flaccida* Goldf. Qu. J. 393 und Qu. Petrfctkde. Tb. 24, f. 21 br. J. γ.

Im gelben Oolith.

Nautilus *aganiticus* Schlt., *N. sinuatus* Sow. cf. Qu. J. 547. Tb. 72, f. 10 br. J. ζ und tiefer.

Im grauen Oolith mit ***Waldheimia impressa*** und ***Terebratula varians.***

Ammonites *ornatus* Schlt.

Nach unsern zahlreichen und schön erhaltenen Exemplaren ist die Veränderlichkeit der Loben, Sättel, Mundöffnung, Nabeltiefe, Rippen und Knoten dieses ***Ammoniten*** bedeutend genug um eine scharfe Trennung der folgenden z. Th. als besondere Arten aufgestellten Formen unmöglich zu machen.

Var. 1. ***Am. orn. Duncani*** Sow. d'Orb. Ter. jur. pl. 161, f. 5. Mündungsbreite zur Windungshöhe zwischen 1 : 1,4 und 1 : 1,74 schwankend, entweder wie bei ***Am. Jason*** Rein. Naut. f. 16; ***Am. Jason.*** Ziet. d'Orb. Ter. jur. pl. 159, f. 42 und ***Am. Duncani*** ibid. Tb. 162, f. 7 oder an Exemplaren von 0,5′ Durchmesser schon dem ***Am. spoliatus*** Qu. genähert. Innere Windungen mit scharfem zweikantigem Rücken. Drei Reihen abgerundeter oder kurzgestachelter nahe bei einander liegender Knoten; mittlere Knotenreihe unter der Mitte der Seiten; von der innersten Reihe der Abfall zur Naht unter 115°. An einigen Individuen die Knotenreihen, bis auf die am Rücken, nur schwach angedeutet. Rippen vom Nabel zur mittlern Knotenreihe einfach, dann dichotom, seltener trichotom und ebenso zu 2 oder 3 in den Rückenknoten verlaufend.

In Thonmergelknollen bei Nigranden und im grauen Oolith in grossen Individuen, nicht verkiest und mit vollkommen erhaltener Schale. Die aus dem Bette der Windau herausgeholten Knollen geborsten und an den Wänden der Rupturen, Brut von ***Limnaeus stagnalis*** Müll.

Im gelben Oolith, selten im schwarzen Kalkmergel, tritt dieselbe Varietät der ***Am. orn.*** in gewöhnlich kleinern Exemplaren auf, deren Mundöffnung gleich unterhalb der graden, breiten Rückenplatte etwas weiter ausgebuchtet ist als beim ***Am. Jason*** Ziet. d'Orb. l. c. Tb. 159, f. 2; Qu. Petrf. Tb. 28, f. 10 oder ***Am. calloviensis*** d'Orb. pl. 162, f. 11 und an einigen Exemplaren mit der des ***Am. orn. compressus*** Qu. J. 529. Tb. 70, f. 6 und Cephalop. Deutschlands Tb. 9, f. 18ᶜ, vollkommen übereinstimmt. Den ***Am. Jason*** Ziet.*) mit Rippen von denen jede auf dem Rücken in einem Knoten endet: Qu. J. Tb. 69, f. 34—36; Cephalop. Tb. 10, f. 4 und mit der in Qu. Petrfc. l. c. oder in Cephalop. Tb. 10, f. 5ᵇ abgebildeten Mundöffnung, besitzen wir nicht.

An den Exemplaren des Oolith zeigen sich auch stärkere, dickere und weitergestellte Knotenstacheln und an Steinkernen statt der einzelnen Rippenpaare breite Bänder.

Von diesen Formen des ***Am. orn. Duncani*** werden wir einerseits zu Var. 2 und 3 andererseits zu 4 und 5 geführt.

Var. 2. ***Am. orn. rotundus*** Qu. J. 517. Holzschnitt, Cephalop. Tb. 9, f. 19; genau so, nur ausser den zwei Reihen starker hohler Stacheln noch eine dritte innerste Knotenreihe. Mundöffnung in die mit Mittelecken versehene Form des ***Am. Duncani*** d'Orb. l. c. pl. 162, f. 4 selten in die des ***Am. Castor*** Rein. f. 19 übergehend und der Dorsallobus dann tiefer einschneidend. Rippen wenig gebogen paarweise oder zu dreien in den Rückenstacheln zusammenlaufend. Rückenplatte an kleinen Umgängen stets deutlich; Seiten zur Naht mehr oder weniger steil abfallend.

Im Oolith, Kalksand und Sandstein.

Var. 3. ***Am. orn. aculeatus*** Eichw. Durch die stark geschwungenen Rippen leicht kenntlich; 2 Reihen starker hohler Stacheln; Nabel flach. Stehen die Stacheln weiter von einander dann in Qu. Jura Tb. 70, f. 4 u. 5, ***Am. rotundus Pollux***, stehen sie näher bei einander, ***Am. rot. Castor***, l. c. f. 2 u. 3, genannt.

In Kalkmergelknollen verkiest und im gelben Sandstein.

Var. 4. ***Am. orn. spoliatus*** Qu. J. Tb. 70, f. 9. Loben, Sättel und Mund vollkommen entsprechend. Deut-

*) Wir erinnern hier daran, dass ***Am. Jason.*** Rein. Naut. f. 17 einen ganz kurzen Dorsallobus hat, dagegen ***Am. Jason*** Ziet. bei d'Orb. l. c. einen viel tiefer und zwar über die Hälfte des obern Laterallobus hineinschneidenden.

liche feingestachelte Rückenknoten dann eine zweite in der Mitte der Seiten liegende Knotenreihe, eine dritte innerste kaum bemerkbar. Rippen feiner und schärfer als bei den frühern, von der Mitte zum Rücken gewöhnlich dichotom doch auch trichotom verlaufend und einzeln (wie bei *Am. Jason* Ziet. und *Am. Duncani* d'Orb. Tb. 161, 4) oder selten zu zweien in den dichtstehenden Rückenstacheln des letzten Umganges endend. An den innern Windungen eines 0,27′ Durchmesser besitzenden verkiesten Individuums, die innerste Knotenreihe ganz fehlend, die mittlere Knotenreihe über der Mitte der Seiten, Knoten weit auseinander und der Querschnitt breiter als hoch.

In Thon- und Kalkmergelknollen, verkiest.

Var. 5. *Am. orn. Pollux* Rein. f. 22. Zweite Knotenreihe über der Mitte der Seiten, Knoten ohne Spitzen sehr dick und daher die einfachen Rippen zwischen den Knoten als concave Wülste erscheinend. Hierdurch entsteht die mit stark vorspringenden Ecken versehene äussere Contour der Mundöffnung.

Im Oolith, klein und nicht häufig.

Ammonites Lamberti Sow. Qu. J. 533. Tb. 70, f. 17 br. J. ζ.

Häufig in Kalkmergelknollen, oft verkiest.

—— *triplicatus* Sow. Qu. J. 480. Qu. Cephalop. 171, f. 7ᵃ u. 7ᵇ, br. J. ε—ζ.

Im gelben Sandstein von 0,5′ Durchmesser.

—— *convolutus* Schlt. *Am. conv. ornati* Qu. J. 540. Tb. 71, f. 9, br. J. ζ. Insbesondere *Am. conv. gigas* Qu. Cephal. 171. Tb. 13, f. 6 aus dem br. J. ζ von Jungingen im Fürstenthum Hechingen. Mundöffnung noch etwas breiter und platter, Rücken mit flacher Furche, Sipho die Wände durchbrechend, Einschnürungen vorhanden, Rippen an der letzten Windung wie Qu. Ceph. l. c. f. 6ᵃ, an den innern Windungen von der Naht bis über den Rücken einfach verlaufend.

Im grauen Oolith an einem Stück mit *Waldheimia impressa*, *Terebratula varians* und *Pecten fibrosus*.

—— *Frearsii* d'Orb. M. V. K. Russia II, 444. pl. 37 f. 1 u. 2 und *Am. Tschefkini* ibid. pl. 35, f. 10—15 = *Am. sublaevis* Buch.

Im braunrothen Oolith.

Ammonites sublaevis ornati Sow. entsprechend *Am. anceps ornati* bei Qu. Cephal. 178. Tb. 14, f. 5ᵃ, ᵇ, mit der Mundöffnung des *Am. coronatus oolithicus* in Qu. Ceph. 176. Tb. 14, f. 4ᵇ. Vgl. auch *Am. coronatus* Brug. non Schloth. nach d'Orb. Terr. jur. pl. 168, f. 5 u. 7 oder M. V. K. Russia II, pl. 36, f. 1 u. 2 doch ohne Knoten und statt derselben verdickte Falten.

Verkiest in Kalkmergelknollen des obern Thons.

—— *coronatus anceps* Qu. J. 537. Tb. 70, f. 22 br. δ—ζ.

Im gelben Oolith.

—— *athleta* Phill. Geol. of Yorksh. 113. Tb. 6, f. 19 und Qu. J. 538. Tb. 71, f. 1—3 br. ζ.

Im braunen Oolith.

Belemnites canaliculatus Schlt. ***B. absolutus*** Fischer, br. J. δ und ε.

Im Thon- und in Kalkmergelknollen häufig, im Oolith seltener.

—— *semihastatus* Blainv. Qu. J. 547. Tb. 72, f. 13—15, br. J. ζ.

Selten im Thon.

—— *Panderianus* d'Orb, ***B. kirghisiensis***, ***B. russiensis***, ***B. giganteus*** (*auct.*), ***B. maximus***, ***B. excentricus***, br. δ.

Im Thon, Oolith und Sandstein.

Rostellaria bispinosa Phill. Geol. Yorksh. I, 112. Tb. 4, f. 32, und Qu. J. 550. Tb. 72, f. 16 br. ε und ζ; ***Pterocera armigera*** d'Orb. Prodr. I, 334 cf.

In Kalkmergelknollen und im Oolith.

Nerineen sp. ***Ditremaria*** sp. cf. Qu. J. Tb. 57, f. 20, br. δ. Spiralwinkel 47°.

In Kalkmergelknollen, und im braunen Oolith als Steinkerne.

Buccinum incertum d'Orb. M. V. K. II, 453. Tb. 38, f. 6—8 und Bull. de Moscou 1847. Tb. G, f. 19.

In Kalk-, Thonmergelknollen und im gelben Oolith.

Cerithium granulato-costatum Goldf.

Mit Längs- und Querrippen auf deren Vereinigungspunkten Knoten.

Var. 1. *C. armatum* Goldf. *C. tuberculatum* Voltz, Qu. J. 315. Tb. 43, f. 22 und Petrefctkde Tb. 34, f. 21, br. α. Auf dem höher liegenden doch nicht gerundeten Rücken der Windungen zwei ganz freie Knotenreihen und eine dritte an der Grenze des nächsten Umganges halb oder nicht sichtbare; letzter Umgang mit vier Knotenreihen und dann noch drei deutliche und mehrere undeutliche sehr schwach geknotete Spiralstreifen.

Im Thon bei Nigranden häufig.

Var. 2. *C. echinatum* Buch, Qu. J. 417. Tb. 57, f. 15 u. 16; p. 488 Tb. 65, f. 23, br. δ—ε. Gewinde mit drei ganz freien Knotenreihen und einer vierten, von der nächsten Windung halb, bei dickschaligen Individuen der Kalkmergelknollen ganz versteckt. Letzter Umgang mit fünf Knotenreihen und dann noch vier und mehr schwach tuberculirte Spiralstreifen.

Im Thon bei Nigranden häufig.

Var. 3. *C. russiense* d'Orb. in M. V. K. II, 453. Tb. 38, f. 9, *Turritella muricata* Sow., *C. granulato-costatum* Goldf., Qu. J. 417 u. 488. Tb. 65, f. 22, br. δ, ε. Qu. Petrf. Tb. 34, f. 19 aus Berliner Geschieben; *C. septemplicatum* Röm., Bull. de Moscou 1859. I, Tb. 2, f. 26 cf. Gewinde mit vier ganz freien Knotenreihen; letzter Umgang mit 6 Knotenreihen und 6 und mehr darauffolgenden schwach tuberculirten Spiralstreifen.

Grösste Art, vereinzelt im braunen und gelben Oolith. Bei mangelhafter Erhaltung wie ein glattfaltiges *Cerithium* erscheinend.

Turbo *Meyendorffi* d'Orb., M. V. K. II, 450. Tb. 37, f. 17 u. 18 und Bull. de Moscou 1847. Tb. G, f. 16. *T. bijugatus* Qu. J. 485. Tb. 65, f. 16, br. ε cf.

Im braunen Oolith.

Pleurotomaria *Buchiana* d'Orb., M. V. K. II, 451. Tb. 38, f. 1 u. 2.

Häufig im gelben und braunen Oolith.

— *ornata* Qu. J. 486. Tb. 65, f. 17 u. 18, br. γ—ε.

Im gelben Oolith und Sandstein.

Acteon *Perowskiana* d'Orb. et *A. Frearsiana* d'Orb., M. V. K. II, 449. Tb. 37, f. 12—14 und 8—11 cf.

In Thon-, Kalkmergelknollen und im Oolith.

Natica sp. cf. *N. crithea* d'Orb. und *N. Calypso* d'Orb., Qu. J. Tb. 65, f. 14 u. 13, br. ε und Bull. de Moscou 1860. IV, 352; 1846. Tb. C, f. 18 (*Actaeon laevigata* Rouill.).

Im grauen und braunen Oolith.

Dentalium *cylindricum* Sow. und *D. Parkinsoni* Qu. J. 484. Tb. 65, f. 5 u. 6, br. ε.

Einzeln, dickschalig und grösser im grauen und gelben Oolith, massenhaft und kleiner in hellbraunen Kalknestern des untern gelben Sandes.

— *filicauda* Qu. Petrf. 443. Tb. 35, f. 18, br. ε, p. 328, br. α. Berliner Geschiebe.

Häufig in Kalkmergelknollen.

Terebratula *varians* Schlt., Buch. Abhdlg. d. Berl. Ac. 1853. 56. Tb. I, f. 19; Bull. de Moscou 1846. Tb. B, f. 14, F. Römer Oolithgeb. 38. Tb. II, fig. 12, Qu. J. br. δ—ε. Soviel wir vom Brachialapparat besitzen, besteht derselbe aus zwei kleinen mit dünner Wurzel an die Rückenklappe angewachsenen, nicht mit einander verbundenen plattenförmigen Bändern die zur grössern oder Bauchklappe hin [ ] förmig enden. Stets klein, bis 0,5″.

Ueberall unterhalb des obern grauen Thons.

Waldheimia *impressa* Buch., Zieten Verst. Würt. Tb. 29, f. 11, im Würtemberger weissen Jura α. Septum in der kleinen oder Dorsalklappe deutlich; Brachialgerüst schön erhalten: das innere breitere Kalkband der Schleife dem äussern näher gerückt als bei Davidson-Süss Brachiopod. 41, f. 8 und Tb. 1, f. 4ᶜ u. 5.

Einzelne Exemplare überall von den grauen Thonmergellagen unter dem obern Thon bis zum gelben Sand incl.; zahlreicher und kleiner im gelben Oolith.

Gryphaea *dilatata* Sow., Tb. 149. *Gr. signata* Rouill.

Gross und klein; einzeln im grauen und braunen Oolith, zahlreich im gelben Sandstein. Unter den Abänderungen solche die an *Gr. cymbium* Lam. erinnern und andere die es entschuldigen lassen (Qu. J. 431) wenn d'Orbigny im Prodrome, 342, sie mit *Ostrea eduliformis* Ziet. zusammenwirft.

Ostrea *sandalina* Goldf. oder Brut der *O. cristagalli* Schlt. Qu. J. 431, br. δ und Qu. Petrf. 507. Klein, dünnschalig, mit weitläuftiger Radialstreifung, ganz von der Form

der *Plicatula spinosa* (?) Sow. bei Trautschold, Bull. de Moscou 1861. I, Tb. V, f. 11. b. c.

Im gelben Sandstein.

Pecten *fibrosus* Sow., M. V. K. II, Pl. 42, f. 3 u. 4 und nicht mit dem Schlossrand wie bei Phill. Yorksh. pl. 6, f. 3.

Im Oolith häufig.

—— sp. n., erinnert an *P. subtextorius* Goldf., Qu Petrf. 507, br. δ; Bull. de Moscou. 1860, IV. 342, pl. 6, f. 5. *P. textorius* Schlt., Qu. J. 500. Tb. 67, f. 5, br. ε, hat aber 11—12 runde Rippen die auf der rechten Schale fein längs- und quergestreift sind, während sie auf der linken starke Anwachsschuppen und in den Vertiefungen zwischen den Rippen, feinere und kleinere Schuppen führen.

Im gelben Sandstein.

—— *demissus* d'Orb., Würtemb. br. J. β, ε, ζ.

Schlecht erhalten und nicht häufig im Kalkmergel.

Limea (*Trichites*) *duplicata* Goldf., *Plagiostoma duplicatum* Sow., br. J. δ und Berliner Geschiebe.

Nicht häufig im braunen Oolith.

Monotis (*Avicula*) *echinata* Sow., Qu. J. 382, 440. Tb. 51, f. 5, br. γ, δ; *Av. tegulata* Goldf., *Av. pectiniformis* Schlt., *Monotis decussata* Goldf. Klein, dünnschalig, Rippen gedrängt, bei guter Erhaltung geschuppt.

Vorzugsweise im gelben Sandstein.

—— *Münsteri* Goldf., Qu. J. 440. Tb. 60, f. 7—9 cf. br. δ. Linke Schale mit 14—17 Hauptrippen, zwischen welchen oft feinere sichtbar (*Avicula triseriata* Czapski, Bull. de Moscou 1850. I, 473); rechte Schale (*Av. inaequivalvis*, Bull. de Moscou 1859. III, Tb. 2, fig. 22) flach mit feinen Rippen, vorderes kleines Ohr stark.

Ueberall und im grauen Oolith nesterweise; im braunen Oolith grössere Exemplare derselben einzeln und nesterweise die wir nicht von *Av. semiradiata* Fisch., *Av. signata* Rouill. oder *Av. inaequivalvis* Sow. des Lias unterscheiden können.

Posidonomya *ornati* Qu. J. 501. Tb. 67, f. 27, br. ε. Schlossrand vielleicht etwas kürzer.

Zahlreich in Kalkmergelknollen und im Thon; bei schlechter Erhaltung an *Astarte pulla* F. Röm. erinnernd.

Gervillia *aviculoides* Sow., pl. 511, f. 1.

Gross, dickschalig, nicht häufig im grauen Oolith und gelben Sandstein.

—— *pernoides* Desh. Jugendzustand, Qu. J. 330. Tb. 45, f. 4, br. α und in Berliner Geschieben cf.

Im gelben und grauen Oolith.

Perna *mytiloides* Lam., br. J. δ.

Im gelben Sandstein.

Modiola, Mytilus, Inoceramus sp., schlecht erhalten und zum Vergleichen nicht geeignet.

Pinna *lanceolata* Sow., cf. Bull. de Moscou 1847. pl. 11, f. 40 (*P. Hartmanni*) und 1861. pl. VIII, f. 1.

Im rothbraunen Oolith nicht selten.

Cucullea (*Arca*) *concinna* Phill. non Buch, d'Orb., Qu. J. 504. Tb. 67, f. 16, br. ε.

In Kalkmergelknollen.

—— *cancellata* Phill., br. β. Klein, stark aufgebläht, dickschalig, mit *Limea duplicata* und *Dentalium* im grauen Oolith und zahlreich im gelben.

Ausserdem Formen die *C. Parkinsoni* Qu. J. 504. Tb. 67, f. 14, br. ε, ferner in Uebereinstimmung mit Panki in Schlesien der *Arca elongata* Sow., Tb. 447, 1, des Lias, Bull. de Moscou 1849. Tb. D, f. 12[a-d]; sowie *C. decussata* Qu. J. 505. Tb. 67, f. 17, br. ε, *C. producta*, Bull. de Moscou 1847. Tb. H, f. 37 und *C. concinna* Buch, d'Orb. M. V. K. II, 462. Tb. 39, f. 17 u. 18; Bull. de Moscou 1847. Tb. H, f. 36 des Moskauer Jura sehr nahe stehen.

Nucula *Hammeri* Defr. } Vom br. α bis weissen α.
—— *variabilis* Sow. }

—— *ornati* Qu. J. 505. Tb. 67, f. 29—34, br. ζ.

—— *lacryma* Sow. Qu. J. ibid. f. 18—21, br. ε.

—— *Palmae* Sow., Qu. J. 553, br. ε u. ζ. Wirbel in der Mitte; ganz entsprechend einer, durch Dr. Krantz unter dem Namen *N. ovata* aus dem Thon von Dettingen erhaltenen.

Diese Formen findet man fast alle bei Trautschold im Bull. de Moscou 1859. III, 114. Tb. 2, f. 23; 1860, IV. 346, pl. 7, f. 11; 1861. I, p. 80, Tb. 7. Ausserdem

kleine Formen, die an Qu. weissen J. α, Tb. 73, fig 52, erinnern.

Vorherrschend im Thon und Kalkmergelknollen, seltener im dunkelbraunen Oolith.

Trigonia *clavellata* Sow., Qu. J. Tb. 67, f. 10, br. ε und Tb. 60, f. 13, br. δ.

Häufig und Abänderungen wie ***Tr. signata*** Sow.; im gelben Sandstein, Oolith und Thon.

—— *costata* Park. Vorherrschend im br. δ, Qu. J. 441.

Klein, selten im braunen Oolith.

Cardium *concinnum* Buch et ***C. striatulum*** Sow., etwas grösser, br. J. α—ζ und weisser α—ε.

Vorherrschend im grauen und braunen Oolith;

Cyprina sp. n. Lunula stark ausgeschnitten, Schale schwach concentrisch gestreift, Wirbel fest an einander liegend und etwas deutlicher gestreift.

Im grauen Oolith und gelben Sandstein häufig. In der Form an die ***Lucinen*** des br. Jura, δ, Qu. p. 446 u. 447, erinnernd.

Astarte *cordata* Trautsch., Bull. de Moscou 1860. IV, 347, ***A. cordiformis*** Desh., ***A. Parkinsoni*** Qu. J. 506. Tb. 67, f. 36, br. ε mit 18 Rippen.

Zahlreich im Thon von Nigranden, nebst einer andern schwach gerunzelten sonst ebenso geformten.

—— *maxima* Qu. J. 444. Tb. 61, f. 1, br. δ, ***A. porrecta*** Buch cf.

Als Geschiebe bei Popilaeny gefunden; wahrscheinlich aus dem Thon.

Isocardia *corculum* Eichw., ***I. minima*** Sow., Qu. J. 443. Tb. 60, f. 17, br. J. δ.

Zahlreich, auch nesterweise durch alle Schichten, vorherrschend im Oolith.

Panopaea (***Myacites***) ***Jurassi*** Brong., Qu. J. 449. Tb. 61, f. 13, br. β—δ. Mit radialpunktirter Epidermis wie ***M. striatopunctatus*** Qu. oder ***Lutraria tenuistriata*** Goldf.

Häufig im braunen und grauen Oolith.

—— *antiqua* d'Orb. M. V. K. II, 466. pl. 40, f. 4 u. 5.

Im grauen und gelben Oolith.

—— ***Lepechiniana*** d'Orb. M. V. K. II, 467. pl. 40, f. 8 u. 9.

Mit den vorigen; ausserdem Steinkerne die an Formen aus Quenstedt's braunem Jura δ lebhaft erinnern.

Cercomya (***Sanguinolaria***, ***Anatina***) ***undulata*** Sow., Bronn Lethaea 267, Tb. XX[1], f. 7, br. J. ε u. δ.

—— *longirostris* Hag., Qu. J. 508. Tb. 68, f. 9, br. J. ε und in Geschieben Pommerns.

Beide im grauen Oolith.

Pholadomya ***Murchisoni*** Sow., ***Ph. angulifera*** Desh. cf., br. J. δ u. ε. Berliner Geschiebe und Polen.

Selten im grauen Oolith.

(***Goniomya***) ***Duboisi*** d'Orb., ***Ph. decorata*** Rouill., ***G. proboscidea*** Ag., ***G. Vscripta*** Ag., ***G. scripta*** Buch, ***Mya angulifera*** Sow., ***G. litterata*** Desh. cf. Kammin in Pommern.

In Kalkmergelknollen und im braunen Oolith.

Lyonsia (***Myacites***, ***Donacites***, ***Pleuromya***) ***Alduini*** d'Orb. M. V. K. II, 470. Tb. 41, f. 1—4. Mittlerer br. J. Würtembergs.

Im braunen Oolith und Kalkmergelknollen.

Pentacrinites *pentagonalis* Goldf., Qu. Petrf. 603. Tb. 52, f. 4. Qu. J. 513, br. J. ε, glatt mit scharfen Kanten.

Im gelben Sandstein.

—— *cristagalli* Qu. Petrf. 603. Tb. 52, f. 5 und Qu. J. 457. Tb. 62, f. 27—29 cf., br. J. δ. Nicht ganz glatt.

Im gelben Sandstein und auf ihm ***Serpula flaccida***.

Asterias sp. Tafeln wie bei Qu. J. 456. Tb. 62, f. 21 u. 24, br. J. δ—ε.

Im gelben Sandstein. Ausserdem unbestimmbare ***Nucleoliten*** und ***Cidaris***.

Polypen fehlen.

Pflanzen. ***Pinites*** *jurassicus* Göpp. in Arb. d. schles. Ges. für vaterländ. Cultur im J. 1845. Breslau 1846. 139. Im Braunkohlenlager an der Lehdisch.

Ausserdem schlecht erhaltene verkohlte oder verkieste Hölzer in Thon und Kalkmergel; noch schlechter erhalten im Oolith.

Dieser Aufzählung lassen wir nun eine Uebersichtstafel der den obern Thon und untern Oolith und Sandstein bezeichnenden sowie der allen Schichten gemeinsamen Versteinerungen folgen. Ungeachtet vieler Bemühungen gelang es bis jetzt nicht, einen Unterschied in den Petrefacten des untern gelben Sandsteins und des obern oder der verschiedenen Sandkalk- oder Oolithblöcke nachzuweisen. Die häufig vorkommenden Versteinerungen sind durch fettere Schrift hervorgehoben.

	Schwabens brauner Jura.
27′ grauer Glimmerthon oben ohne, unten mit viel Versteinerungen, namentlich in den Thon- und Eisenkiesreichen Kalkmergelknollen.	
Ammonites ornatus spoliatus . .	ζ
„ „ *aculeatus* . .	ζ
„ ***Lamberti***	ζ
„ *sublaevis ornati* . . .	—
Belemnites semihastatus	ζ
Cerithium echinatum . . .	ε δ
„ ***armatum*** . . .	α
Dentalium filicauda . . .	ε—α
Pecten demissus	ε ζ
Posidonomya ornati . . .	ε
Nucula lacryma	ε
„ *ornati* (ε—ζ), *N. Palmae* (Lias δ. br. ζ), *N. Hammeri* (br. α), *N. variabilis* (br. ε, δ)	ζ—α
1′ grauer Sandmergel unter dem Thon bei Nigranden mit *Waldheimia impressa* und *Terebratula varians*.	
38′ eisenschüssiger, oolithischer Sandkalk, Kalksand, Eisenoolith und Sandstein.	
Oxhyrhina ornati cf.	ζ
Serpula tetragona	ε δ
„ *lumbricalis*	δ
„ *flaccida*	γ
Nautilus aganiticus	ζ
Ammonites ornatus rotundus *A. Castor* und *A. Pollux*	ζ
„ *Frearsii*	—
„ *triplicatus*	ζ ε
„ *convolutus gigas* , . . .	ζ
„ *coronatus anceps* cf. . .	ζ ε
„ *athleta*	ζ
Cerithium russiense	ε δ
Turbo Meyendorffi	—
Pleurotomaria Buchiana	—
„ *ornata* . , ...	ε δ γ
Natica Calypso et *N. Crythea* cf. .	ε
Dentalium cylindricum . .	ε
Terebratula varians . . .	ε
Waldheimia impressa, weisser J. α	!
Gryphaea dilatata	—
Ostrea sandalina cf.	δ
Limea duplicata	δ
Monotis echinata	δ γ

Durchgehende Arten:

Ammonites ornatus Duncani	—
„ „ *compressus*	ζ

NB. Die *Planulaten*, *Macrocephalen* und *Coronaten* nicht zahlreich gefunden und die Möglichkeit einer grössern Verbreitung vorhanden.

Belemnites canaliculatus	ε δ
„ ***Panderianus*** .	δ
Rostellaria bispinosa . .	ζ ε
Buccinum incertum . . .	
Acteon Perowskiana (!)	—
„ *Frearsiana* (!)	—
Pecten fibrosus	—
Monotis Mucnsteri . . .	δ
Pinna lanceolata	—
Trigonia clavellata . . .	ε δ
Cardium concinnum . . .	ζ—α

	Schwabens brauner Jura.
Gervillia aviculoides	δ
„ ***pernoides*** juv. cf. . .	?—α
Perna mytiloides	δ
Cucullea Parkinsoni et *C. decussata*	ε
„ *cancellata*	β
„ *elongata* cf. Lias . . .	—
Trigonia costata	ε—β
Cyprina sp.	δ
Panopaea Jurassi	δ—β
„ *antiqua*	—
„ *Lepechiana*	—
Myacites Alduini, mittlerer brauner	?
Cercomya undulata	ε δ
„ *longirostris*	ε
Pholadomya Murchisoni	ε δ
Pentacrinus pentagonalis . . .	ε
„ *cristagalli*	δ
Asteriastafeln aus	ε δ.

Astarte cordiformis s. ***cordata***	δ
Isocardia corculum . . .	δ
Pholadomya Duboisi . .	ε δ.

Aus dieser Tabelle geht vor Allem hervor, dass ein grosser Theil unserer Juraversteinerungen denjenigen des mittlern braunen Jura δ und des obern braunen ε und ζ Schwabens in überraschender Weise entspricht. Aus tiefern Schichten führen unsere Juragebilde einige wenige auch in Schwaben meist einen grössern Verbreitungsbezirk in der Vertikalen besitzende Formen, aus höhern nur die *Waldheimia impressa* des weissen Jura. Wie uns aber zahlreiche schwäbische Formen fehlen, so besitzen wir andere dort nicht vorkommende.

Auch bei der Voraussetzung, dass in den Fällen wo uns nur Beschreibungen und Abbildungen der Würtemberger Versteinerungen zum Vergleich vorlagen, einige kaum zu vermeidende Irrthümer vorgekommen sein mögen und bei Ausscheidung der weniger charakteristischen Formen, ergiebt die Uebersichtstafel dennoch sogleich, dass die für δ, ε und ζ leitenden Versteinerungen des schwäbischen braunen Jura bei uns durcheinander vorkommen. Die folgende Tabelle stellt diese Verhältnisse in Zahlen dar und bedarf keiner weitern Erklärung.

Arten in Kurland und Lithauen.	Schwaben fehlend	Schwäbischer Jura																Summe.
		Lias.	braun er														weisser J.	
			α	αε	αζ	β	βδ	βε	γ	γδ	γε	δ	δε	ε	εζ	ζ		
der obern Abth.	5	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	1	3	—	1	4	—	16
der untern Abth.	6	1	1	—	—	1	1	1	1	2	1	7	5	6	2	7	1	43
durchgehende .	5	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	4	3	—	1	1	—	15
Summe.	16	1	1	1	2	1	1	1	1	2	1	12	11	6	4	12	1	74

Statt der, in Würtemberg mit Lettenlagen wechselnden, 40′ – 50′ mächtigen blauen und braunoolithischen Mergel des δ, beginnt unser System mit grauen und gelben Sandsteinen und etwas Thon. In den Sandsteinen finden wir freilich zuerst ***Serpula tetragona***, ***S. lumbricalis*** und die ***Isocardia minima***, doch letztere nicht so zahlreich wie in Schwaben, bemerken aber auch sogleich statt der ***Ostreen***kalke oder statt der ***Ostrea cristagalli***, unsere ***Gryphaea dilatata.*** Für die dann höher hinauf folgenden schwäbischen Thone mit verkiesten Versteinerungen und für den braunoolithischen Kalkstein mit ***Terebratula varians*** des höchstens 60′ Mächtigkeit erreichenden ε, können wir wieder nur dasselbe, so eben bezeichnete Popilaener Sandsystem mit zwischenlagernden oolithischen Sandkalk-Bänken setzen. Dagegen steht die in Schwaben auftretende höchste Schicht des braunen Jura, nämlich der, bis 40′ mächtige ***Ornaten***-Thon ζ überhaupt, und insbesondere der, oberhalb Boll Kalkmergelnieren führende, unserm obern ***Cerithien***- oder ***Ornaten***-Thon am nächsten. Dass bei dieser Uebereinstimmung dennoch einige wie es scheint von der Natur des Wassers oder der in demselben enthaltenen Sinkstoffe abhängige Varietäten des ***Am. ornatus*** auch in unsere tiefern Schichten fortsetzen oder besser gesagt schon vor dem ***Ornaten***thon da waren, dürfen wir ebensowenig übersehen, als den Umstand, dass entsprechend Schwaben, unser hochmündiger ***Am. orn. Duncani*** höher liegt als der ***Am. orn. compressus***, ersterer freilich in Gesellschaft des ***Am. orn. spoliatus***, letzterer in der des ***Am. orn. rotundus***, ***Am. Castor*** und ***Am. Pollux.***

Unsere beiden Abtheilungen sind weniger auffällig durch

Ammoniten als durch die ***Posidonomya ornata*** der obern Abtheilung getrennt. Gar bedeutend erscheinen die Unterschiede beider Abtheilungen überhaupt nicht, müssen aber doch festgehalten werden und soll es nicht an weiteren Bemühungen fehlen auch in dem untern ***Dilataten***-Oolith und Sand nach einer Gliederung zu suchen, die das Orientiren erleichtert, selbst wenn uns Schwaben lehrt, dass dort wo die Eisenoolithe überhandnehmen (Qu. Jura 389. 460) ε und δ innig mit einander verschwimmen.

Wenn nun auch Jeder der in den Jurabildungen ein wenig bewandert ist, in unsern wenig mächtigen braunen, gelben und grauen oolithischen Bänken sogleich die von Dr. Fraas (Neues Jahrbuch 1850. 165) hervorgehobenen, weitverbreiteten Bildungen des obern braunen Jura erkannt hat, so erinnern sie uns in Schwaben zunächst an den Eisenoolith von Bopfingen und Spaichingen und unsere obern Thone an den ***Ornaten***thon oberhalb Boll. Durch das Verschwimmen der Versteinerungen nicht allein aus δ, ε sondern auch aus ζ und durch mehr als 20 % eigenthümlicher Formen bilden unsere Oolithe und Sandsteine aber eine von der bezeichneten schwäbischen Facies, verschiedene. Wie ***Am. orn. Duncani***, ***Am. sublaeris ornati***, ***Buccinum incertum***, ***Turbo Meyendorffi***, ***Pleurotomaria Buchiana***, ***Gryphaea dilatata***, ***Pecten fibrosus***, ***Pinna lanceolata*** unseres Schichtensystems Schwaben fehlen, so geht es uns mit den Hahnenkammaustern, der ***Bifurcaten***schicht aus ε, dem ***Parkinsoni***- und ***Macrocephalus***-Oolith aus δ und dem ***Am. Jason*** aus ζ. Denn was wir von ***Macrocephalen*** besitzen ist ein ***Am. Frearsii.*** Nach ***Am. Parkinsoni*** haben wir vergeblich gesucht.

Durchwandern wir nun einige wichtigere Juragebiete Europas*) um eine der unsrigen, mehr als die schwäbische entsprechende Facies des braunen Jura zu finden.

Im Breisgau sind die ***Pholadomyen***-Mergel, der obere

*) Bei dieser Gelegenheit muss der Verfasser den Herren Prof. G. Rose und E. Beyrich seinen wärmsten Dank für die Liberalität aussprechen mit welcher ihm die Universitäts-Sammlung während eines dreiwöchentlichen Aufenthalts in Berlin zu vergleichenden Studien eröffnet wurde.

Rogenstein, *Pugnaceen*-Mergel u. s. w. (vgl. Fromherz, der Jura des Breisgau 1838 u. 1853) nicht mit unsern Schichten zu parallelisiren. Denn wenn wir auch hier einen dunklen Thon mit *Gryphaea dilatata*, darunter einen petrefactenleeren Thon, dann im Rheinthale unter diesem Thon einen Eisenoolith mit *Am. coronatus* und ohne *Am. Parkinsoni* sowie endlich hiernach oolithische Mergel mit *Ter. varians* folgen sehen, so kann doch von der Uebereinstimmung einer grössern Anzahl Versteinerungen nicht die Rede sein.

Im Jura franc-comptois begrüssen wir nach J. Marcou, lettres sur les roches du Jura, Paris 1857—1860, Tb. 2 zu S. 45, im Oxfordien superieur (couches d'Argovie) abermals die *Gryphaea dilatata*, dann *Pecten fibrosus* und *Trigonia clavellata;* im Oxfordien inferieur die *Waldheimia impressa* oder *W. pala* und in seinen obern Schichten, den Marnes Alesiennes (a. a. O. 346) *Am. Lamberti* und eine Verwandte der *Ter. varians;* im Fer de Clucy: *Am. coronatus*, *Am. athleta* und *Am. anceps*. Im Uebrigen bleiben wir indessen weit auseinander und dürfen wegen einiger, wenigen Arten wie z. B. der *Ter. varians* nicht an eine Parallele mit der Groupe Mandubien denken. Im Dept. de la Moselle finden wir (Marcou a. a. O. 177) von oben nach unten den Calcaire ferrugineux mit *Pleurotomaria ornata*, dann glimmerige Mergel (marnes de Jouy) mit *Am. serpentinus*, hierauf 6′—15′ Erzflötze (Oolithe ferrugineux de Mt. St. Martin) mit *Trigonia navis* und andern Formen die uns fehlen, sowie endlich gelben Sandstein. In petrographischer Beziehung entsprechen die drei letztgenannten Glieder den unsrigen.

In den oolithischen Kalksteinbänken des braunen Jura von Bayeux in der Normandie ist das Verschwimmen von Versteinerungen mehrerer Schichten Schwabens schon nachgewiesen. Eine grössere Uebereinstimmung mit unserem Schichtensystem fehlt. Dagegen stehen die Vaches noires bei Dives unserm braunen Jura schon sehr nahe. Hier wird ein 100′ mächtiger *Ornaten*thon, ohne *Am. macrocephalus* wie Quenstedt (gegen Fraas a. a. O. 166) angiebt, in seiner Mitte durch braune oolithische Kalkbänke mit *Am. Lamberti*, *A. ornatus*, *A. Jason*, *A. sublaevis*, *A. athleta*, *Gryphaea dilatata*, *Pecten fibrosus*, *Trigonia clavellata* und *Gervillia aviculoides* getrennt. Der über und unter diesem Oolith lagernde Thon führt ebenfalls *Gr. dilatata* und wird ersterer zum Oxfordclay, letzterer mit seinen *Bivalven* und *Gasteropoden* zum Kellowaystone oder Cornbrash gebracht. Die mittlern Oolithe verglich man stets mit dem Kellowayrock. So lange indessen keine ganz specielle Beschreibung der Vaches noires vorliegt, kann auch nicht von einem eingehenderen Parallelisiren mit unsern Bildungen die Rede sein.

Setzen wir über den Canal so haben wir im Middle-Oolith Süd-Englands, d. h. im Oxfordclay und Kellowayrock *Cerithium muricatum*, *Pecten fibrosus* und *Trigonia clavellata;* Im Oxfordclay insbesondere, noch die *Gryphaea dilatata*, *Pholadomya Murchisoni*, *Am. athleta*, *A. Jason*, *A. Lamberti*, *A. sublaevis* und *A. convolutus*. In Central-England finden wir von oben nach unten den genannten Oxfordclay, dann den Kellowayrock, welchen Quenstedt zum untern *Ornaten*thon und zum Theil zur *Macrocephalus*-Schicht stellt, ferner Cornbrash, Forest marble, Bradfordclay (nach Qu. gleich ε) und Great-Oolith (nach Qu. δ). Durchmustern wir aber für Nord-England Philipp's illustr. of the Geol. of Yorkshire 109—115 nebst Tb. IV—IX, so erscheint in dem 30′ mächtigen Kellowayrock die Uebereinstimmung mit den Versteinerungen Kurlands und Lithauens noch grösser als sie im Nordfranzösischen, Süd- und Mittelenglischen Jura gefunden wurde. Der Oxfordclay über und der Cornbrash unter dem Kellowayrock von Yorkshire passt uns aber viel weniger. Was von Scarborough's Versteinerungen des Kellowayrock vor uns liegt stimmt meist mit den unsrigen, doch unterlassen wir einen speciellen Vergleich bis wir im Besitze einer vollständigeren Sammlung der Yorkshirer Formen sind. Ebenso gross scheint die Analogie des Kellowayrock von Brora in Schottland mit *Am. sublaevis*, *A. Koenigi*, *Trigonia clavellata*, *Goniomya literata* und unserer Schichten zu sein; der *Am. Goweriannus* wird auch in br. δ Schwabens (Qu. J. 400) angegeben.

Kehren wir zum Continent zurück, so erkennen wir in Nord-Deutschland an den dunkel blau-schwarzen *Ornaten*-Thonen und dem darunter lagernden braunen thonigen Kalkstein von Geerzen die nahe Verwandtschaft mit unsern Bildungen. Der *Am. Parkinsoni* und *A. polygyratus* des Dogger fehlt uns.

Wir kommen nun zu den Jurabildungen in Pommern, Posen, Schlesien, Polen und Gallizien, mit welchen wir als den zunächst gelegenen unsere vergleichenden Betrachtungen hätten beginnen müssen. An der Preussischen Ostseeküste bei Kolberg und westlich davon bei Fritzow und Kammin, desgl. bei Ciechocink unweit Thorn (Bull. de Moscou 1847. II, 588), sowie bei Kalisch und Wielun tritt der weisse, uns fehlende, Jura auf. Die grosse, aus der Gegend zwischen Kalisch und Warthe durch Posen, Oberschlesien und Polen bis Krakau und Sanka und nach Inwald in Gallizien hinziehende Jurazone ist vorzugsweise durch Zeuschner's Arbeiten und zuletzt durch dessen Geologia Krakow 1856 bekannter geworden. Zeuschner giebt in S. als jüngste Bildung den *Nerineen*kalk von Inwald an, welchen Peters (Sitzungsber. d. k. k. Acad. XVI, 342) zum weissen Jura bringt. Dann folgen nach unten, in der Oxfordgruppe die weissen kalkigen Mergel von Sanka und Wodna mit ***Belemnites semihastatus***, ***Am. triplicatus*** und ***Am. convolutus*** und denselben untergeordnete Kalklager mit ***Pholadomya Murchisoni***, ***Trigonia costata*** und ***Tr. clavellata*** von Małagoszcz, Brzegi, Szczerbaków, Czestochow etc. Ausser diesen Versteinerungen werden andere sowohl mit Norddeutschen als Schwäbischen Formen übereinstimmende angegeben, während der ***Gryphaea dilatata*** von Szczerbaków (Lethäa geogn. II, 201) nicht gedacht wird. Hierauf tritt in Zeuschner's Oolithgruppe ein gelblicher oder brauner feinkörniger Sandstein (Sanka) auf, der nach oben in grauen, äusserlich aber gelb bis braungefärbten gewöhnlich mit Sand gemengten versteinerungsreichen Kalkstein (Sanka) nach unten in eisenreichen Oolith (Dorf Balin bei Chrzanów und Olkucz) übergeht. Der Sandstein ist arm an gut erhaltenen Versteinerungen, im Sandkalk über ihm werden folgende mit den unsrigen stimmende Formen von Sanka aufgeführt: ***Belemnites semihastatus***, ***Nautilus aganiticus***, ***Panopaea Jurassi***, ***Pholadomya Murchisoni***, ***Limea duplicata***, ***Avicula inaequivalvis***, ***Pecten fibrosus*** und ***Terebratula varians*** var. ***popilanica***. Im Eisenoolith und Thoneisenstein unter dem Sandstein nennt Zeuschner unter andern ***Serpula gordialis***, ***Belemnites semihastatus***, ***Am. Parkinsoni***, ***A. macrocephalus***, ***A. Jason***,

Ter. varians, ***Pholadomya Murchisoni***, ***Av. Münsteri*** und Arten der ***Lutraria***, ***Lyonsia***, ***Opis***, ***Astarte***, ***Trigonia***, ***Arca*** und ***Lima*** die den unsrigen zum Theil entsprechen mögen. Als Fundörter sind bekannt die Umgebung von Prauske, der Hüttenteich bei Panki in Oberschlesien, ferner Bogdsanowicz, Sternalicz und Wichran in Oberschlesien, Jaworznik und Pieschno bei Zarki, Dankowize, Truskulasy, Olkucz und Balin doch müssen wir bemerken, dass Herr Z. die in der Uebers. d. Arb. d. schles. Ges. Breslau 1846, p. 139 aus den höhern Schichten bei Panki angegebenen Versteinerungen wie ***Am. Koenigi***, ***Pecten demissus***, ***Astarte*** etc. nicht berücksichtigt hat. Auch sahen wir in der Bergamtssammlung zu Berlin von demselben Fundort ***Cerithium muricatum***, ***Trigonia costata*** u. a. m.

Zeuschner erklärte sich 1845 (Karstens Archiv. B. 19, S. 605) dahin, dass die Polnischen und Schwäbischen Jurabildungen als Niederschläge ein und desselben Meeres zu betrachten seien. In seiner Geologie, 1856, S. 79, bemerkt er, dass der Inferior-Oolith bei Balin die grösste Uebereinstimmung mit dem von Banville in Dpt. Calvados besitze. Nach dem petrographischen Charakter stimmen die Oolithe und Sandsteine der polnischen Oolithgruppe vollkommen mit den unsrigen. Dennoch fehlt uns ***Am. Parkinsoni*** und ***Am. macrocephalus*** während von einer ***Gryphaea dilatata*** Polens nur wenig verlautet. Wie weit die Ueber-einstimmung der Versteinerungen in beiden Gebieten geht kann aber wohl erst nach einer etwas eingehenderen Beschreibung der schlesisch-polnisch-gallizischen Juragebilde beurtheilt werden.

Wir wenden uns jetzt zu den östlich von Kurland und Lithauen gelegenen Juraterritorien und bemerken dabei, dass die erste übersichtliche Darstellung der Juraformation Russlands, welche wir den berühmten Verfassern der Geology of Russia zu verdanken haben, wohl durch neuere und speciellere Untersuchungen vervollständigt wurde, doch an den früher gezogenen Parallelen nicht soviel zu ändern ist, wie einige neuere Schriftsteller glauben.

Im Gouvernement Kiew gehn nach Prof. Theophilactow (Arb. des Kiewer Lehrbezirks, Russisch, Kiew 1851) am rechten Ufer des Dniepr, namentlich zwischen Tractamirowa und dem Flusse Ross folgende Juraschichten zu Tage: oberer eisenschüssiger grauer Thon mit Gyps*) und Glimmer; mittlerer graulich-

*) Dieser und der in der Folge mehrmals erwähnte Gyps ist eine secundäre Bildung. entstanden nach Zersetzung des Eisenkieses.

grüner lockerer Sand mit weissem Glimmer und Glauconit ohne Versteinerungen; unterer Thon und Thonmergel, oben aus eisenschüssigem, dunkelbraunem Kalk, Glimmer- und Gypshaltigem Thon mit *Belemnites Panderianus* bestehend, unten in 2—3 Faden Mächtigkeit einen Thonmergel mit mehr Gyps uud Glimmer als früher aufweisend. In diesem untern Lager, dessen Material sehr veränderlich, nämlich bald weich, mergelig, bald dünnschiefrig oder oolithisch ist und auch Alaunschiefer oder bunte feste Mergel besitzt, kommen Zwischenlagen eines röthlichgelben, gefleckten, festen, brüchigen Kalkmergels vor. Es zeichnet sich durch seinen Reichthum an Versteinerungen aus, von welchen 13 aufgeführt werden, die bis auf ein Paar, alle mit den unsrigen stimmen. Die *Gryphaea dilatata* wird aber von Theophilactow nicht angegeben.

Machen wir von hier einen Sprung zum Jurabecken an der mittlern Wolga. Daselbst finden wir östlich von Kostroma, bei Krassnaja Poschna, abermals einen dunklen Gypshaltigen Thon bis Thonschiefer und blauen thonigen Kalkstein mit *Cerithium muricatum* und *Am. cordatus* (M. V. K. II, 432. pl. 34, f. 1—5) einer Varietät des *Am. Lamberti* (Bull. de Moscou 1857. IV, 568, Tb. 5) die auch als bei Popilaeny vorkommend angegeben wird. Dieser Kalkstein lagert über einem Sandstein und Mergel ohne Versteinerungen, den man geneigt war zur Permischen Formation zu rechnen. In demselben System ist uns von der Wolga die *Gryphaea dilatata* und von der Unsha der *Am. sublaevis gigas* bekannt. Leider fehlt gerade hier, wo der Jura wie bei uns, über Permischen Schichten ruhen soll, die genauere Kenntniss der Verhältnisse. Von der Unsha und insbesondere aus dem Jurabecken an der Oka, bei Jelatma, werden (Bull. de Moscou 1850, 462) *Am. Koenigi* (?), *Am. polygyratus* (?), *A. Lamberti*, *Terebratula varians* und *Gryphaea dilatata* aufgeführt. Bei Jelatma lagern dunkle versteinerungsreiche Schiefer zwischen Sandstein und Mergel.

Wir kommen endlich zum Moskauer Jura, von welchem ein Theil dem unsrigen vollkommen zu entsprechen scheint. Schon seit 1845 (Bull. de Moscou 1845. IV, 553; 1846. II, 444. IV, 359) wurde der „Mergel und das Gestein" von Popilaeny bei der untersten, auf Bergkalk mit *Spirifer Mosquensis* lagernden Abtheilung des Moskauer Jura aufgeführt, die aus „Bohnerz haltigem erhärtetem Mergel oder Kalkstein mit *Terebratula varians* und andern nicht bestimmten Versteinerungen" bestehen sollte.

Dann folgten mehre Aufsätze (Jubil. Fischeri in fol. 1847, 1—35, Bull. de Mosc. 1847. II, 371; 1848. II, 263; 1849. I, 3 u. 337—399) welche die Moskauer Versteinerungen specieller behandelten. Im Bull. de Mosc. 1850. II, 461—478 gab aber Graf Hutten Czapski einen anziehenden Aufsatz über den Moskauer Jurakalk und Sand beim Dorfe Choteizi, 83 Werst südöstlich von Moskau heraus, in welchem die Gebilde dieses Punktes mit denjenigen von Popilaeny und Jelatma zusammengestellt werden. Bei Choteizi lagern die Juraschichten in Bassinform (?) über dem Bergkalk und gehen an der Nerskaja, unter Quartärbildungen und eisenschüssigem rothen Sande folgendermaassen zu Tage:

5′ 8″ gelber Sand mit Sandkalkblöcken, darunter
3′ 6″ weisser Sand
6′ 10″ graulich weisser Sand.

Unter den 24 von Czapski aufgeführten Versteinerungen fehlen uns wohl nur zwei, obgleich dem Namen nach mehrere nicht passen. Czapski's *Am. polygyratus* mit mangelhafter Sattelzeichnung (a. a. O. Tb. 8, f. 2) und einem Dorsallobus, der nur die Hälfte der Tiefe des nächsten Laterallobus erreicht und daher nicht der genannte Planulat des weissen Jura, sondern eine andere Species ist, besitzen wir in einem herrlichen Exemplare unseres Kalksandes. *Am. Tscheffkini* steht dem *Am. Frearsi* gewiss nahe. *Am. Koenigi* so häufig in Schottland, England, Frankreich, Deutschland und Polen aufgeführt und im Moskauer Jura (M. V. K. II, 436. Tb. 35, f. 6; Bull. de Moscou 1846. IV, 431. II, 491. Tb. VI, f. 1 u. 2) längere Zeit übersehen und dann zum Rang einer Leitmuschel für die oberen Bildungen erhoben, scheint uns noch eingehenderer Untersuchungen zu bedürfen. Denn nach mehrern Exemplaren die wir von Dr. Fahrenkohl erhielten ist die Loben- und Sattelzeichnung in M. V. K. a. a. O. nicht genau und variirt die äussere Form auf merkwürdige Weise. Von Popilaeny wird *Am. Koenigi* ebenfalls öfter angegeben, doch konnten wir ihn bisher nicht auffinden, d. h. nach Loben- und Sattelzeichnung sicher bestimmen. Leider lässt sich Graf Czapski nicht darüber aus, in welche der Abtheilungen des Moskauer Jura, die Schichten von Choteizi zu bringen sind. Nach dem Gestein und *Am. Koenigi* müssen sie zu den obern, nach den übrigen Versteinerungen mehr zu den untern, über Bergkalk lagernden Schichten gezählt werden.

Was unsere Jurabildungen betrifft, so zweifeln wir nicht daran, dass sie mit den tiefern Schichten des Moskauer Jura

übereinstimmen. Sie entsprechen mit andern Worten der Etage I und II Auerbach's (Marcou lettres s. l. roches du Jura 240) oder Fahrenkohl's (Verhdl. d. min. Ges. zu St. Petersburg 1856, 223) unterm, bei Goliowo 2,5—3 Faden mächtigem schwarzem, lockerm, Glimmer und Gyps führendem Thon mit Knollen und Eisenkies, obgleich Fahrenkohl diesen und den über ihm liegenden 1,5—4 Faden mächtigen, schwarzen, erhärteten *Virgaten*-thon (Abthl. 2) zum Lias bringt. Ob die Schichten von Choteizi vielleicht unter dem tiefern Moskauer Thon ihre Stellung einnehmen und dann die Analogie mit den Popilaener Schichten vollkommen erwiesen ist, kann erst die Zeit lehren.

Auf einen speciellen Vergleich zwischen unsern und den Moskauer Bildungen dürfen wir uns gerade jetzt wo Herr Trautschold (Bull. de Moscou 1858. IV; 1859. III; 1860. IV; 1861. I und Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. XII, 353) neue Arbeiten und manche neue Anschauungsweise über die Gliederung des Moskauer Jura und seiner Versteinerungen zu veröffentlichen fortfährt, vor Abschluss dieser Arbeiten, nicht einlassen. Nur soviel sei hier bemerkt, dass aus einer sonst kritiklosen vergleichenden Zählung der Versteinerungen von Dorogomilow (a. a. O. 1859. III, 114), ferner aller Versteinerungen des untern Jura (1860. IV, 357) und der des mittlern (1861. I, 87) deutlich genug hervorgeht, wie die Analogie unserer und der Moskauer Bildungen abnimmt, je mehr man in letztern hinaufsteigt, ohne indessen ganz zu schwinden.

Schlussbetrachtung.

Fassen wir dass Ergebniss unserer Untersuchungen kurz zusammen. Vor Allem haben wir abermals das Beispiel eines Schichtensystems in welchem die scharfe Begrenzung der Schichten anderer Localitäten nicht wiedergefunden wird. Vielleicht giebt es wenig Punkte, wo in einem Jurasystem von so geringer Mächtigkeit und Ausdehnung wie in Kurland und Lithauen, zahlreiche Versteinerungen des, hier mit Schwaben verglichenen, braunen Jura δ—ζ dermassen durcheinander vorkommen. Darf aber ein solches Terrain als Controle der in andern Gegenden aufgestellten grössern Abtheilungen einer Formation benutzt werden, so würde im vorliegenden Falle

daraus zu folgern sein, dass die paläontologische Grenze des mittlern und braunen Jura Schwabens (wie übrigens gewisse Eisenoolithe dieses Landes selbst lehren) herunter zu rücken wäre, auch wenn in der Praxis eine andere, sei es nun auf petrographische oder orographische Charaktere begründete Grenze zweckmässiger erscheint und festgehalten werden mag. Die Beziehungen unseres Jura zum Südwestdeutschen glauben wir einigermaassen festgestellt zu haben. Ferner wurde die grosse Verwandschaft oder Uebereinstimmung des lithauisch-kurischen und des untern Moskauer Jura nachgewiesen und dadurch höchst wahrscheinlich gemacht, dass bei einer Parallele des Moskauer und Schwäbischen braunen Jura die untere Grenze des erstern nicht tiefer als δ des letztern reicht. In andern Gebieten Europas konnten wir unsere und die untern Moskauer Juragebilde mit dem Oxfordien Marcou's und einem Theile des Middle-Oolith Englands parallelisiren. Im Kellowayrock concentrirte sich die Aehnlichkeit. Wie tief man indessen mit der Moskauer Facies in die englischen und französischen Schichtensysteme hinabzusteigen hat, ob bis in den Great-Oolith (Hauptrogenstein des Breisgau) oder in die Mandubien-Gruppe Marcou's hinein, oder wie hoch über den Oxfordclay hinaus, das kann nur der sorgfältigste Vergleich und das kritische Zahlenverhältniss der an den verschiedenen Punkten vorkommenden Arten ergeben.

Ein solcher Vergleich ist aber vor der Hand unmöglich, weil die bezeichneten Gegenden noch nicht genau genug untersucht und beschrieben sind. Aus demselben Grunde mussten auch alle bisherigen Versuche einer schärferen Begrenzung und Parallele der untern, mittlern und obern Juraformation in den verschiedenen Ländern scheitern. Dem grösseren verticalen Verbreitungsbezirk einiger weniger Arten ist

kein zu grosser Werth beizulegen. Wenn z. B. *Terebratula varians* in der Schweiz und dem französischen Jura schon im *Ornaten*thone, bei uns unter den Versteinerungen des mittlern braunen Jura δ vorkommt, so darf ein solcher Umstand die alte Trennung des weissen und braunen Jura gewiss nicht stören.

Wir wagen schliesslich den Eindruck wiederzugeben, welchen die Durchmusterung einiger Juragebiete Europas auf uns gemacht. Gehn wir vom Moskauer Jura aus, so tragen alle Jurabildungen des Wolgaflussgebietes, des Dniepr sowie Kurlands und Lithauens denselben allgemeinen Charakter vorherrschend mitteljurassischen Bildungen. Schreiten wir weiter westlich vor, so stellt sich in Pommern, Posen, Polen und Gallizien auch der obere oder weisse und der untere oder schwarze Jura ein. Von dem letztgenannten Terrain entwickelt sich nach WSW die schwäbische Facies, nach WNW über Braunschweig, Hannover und Westphalen die englische. Am Nordrande letzterer erkennen wir insbesondere in Schottland und ebenso in Yorkshire noch eine grössere Aehnlichkeit mit der Moskauer Facies des mittlern Jura. Von Nord- über Mittel- und Süd-England nach Nord- und Ost-Frankreich bis in den Breisgau hinein nimmt diese Aehnlichkeit ab, und ist die Juraformation in einer solchen Mannigfaltigkeit und Grossartigkeit ausgebildet, dass sie in ihrem einheitlichen Charakter noch nicht deutlich genug darzustellen war. Bis aber diese Territorien gesichtet und gelichtet werden, bedarf es noch ausserordentlich umfassender und schwieriger, namentlich vergleichender Studien. Besässen wir für Frankreich, England oder Russland nur ein Paar Monographien, wie die aus 20-jährigen Arbeiten hervorgegangene Quenstedt's, in der That wir kämen mit dem allgemeinen Gliederungsschema der Juraformation bald ins Reine.

Anhang I.

Beitrag zur genauern Kenntniss der mitteldevonischen Gebilde.

An die allgemeine Betrachtung der Dolomitetage S. 24 bis 52 knüpfen wir einige speciellere Angaben über deren Natur und Lagerungsverhältnisse. Durch diese Angaben sollen auch die Unterschiede der Welikaja- und Dünafacies in petrographischer Beziehung beleuchtet, sowie einige die Genesis der Gesteine betreffende Schlussfolgerungen erzielt werden.

Wir geben zuerst ein Beispiel der Schichtenfolge aus der Welikaja-Facies (A), dann ein zweites (B) aus der Düna-Facies, beide mit den Analysen*) der meisten angeführten Schichten. Hierauf folgen einige Erläuterungen zu den Analysen der untern Dolomitabtheilung und Schlüsse die aus den Lagerungsverhältnissen und den Analysen direct und ohne Anwendung von Hypothesen hervorgehen. Dann erörtern wir die obere Abtheilung derselben Etage und insbesondere die Verhältnisse des Gypsvorkommens und gehen nun zu der Genesis der behandelten Materialien über. Schliesslich wird noch der Salzgehalt unserer Devonischen Formation und der benachbarten Gegenden allgemein besprochen.

*) Die Analysen in A wurden von Herrn Stud. Fr. Vielrose, den Verfasser auf einer dritten Excursion ins Pleskausche (1860) mit der Schichtenfolge an der Welikaja bekannt machte, ausgeführt und als Candidatenschrift im Manuscript vorgelegt. Die Analysen zu B entstanden in Folge einer für das Jahr 1858 gestellten Preisaufgabe, die Herr Stud. Baron Fr. Rosen in Angriff nahm und am Schlusse des Jahres 1859 nachdem er ältere Profilaufnahmen durch eigene Anschauung berichtigt hatte, ebenfalls in einer Candidatenschrift, der Hauptsache nach soweit führte wie hier dem Leser zur Anschauung kommt. Ebenso wurden einige Gesteine der obern Abtheilung der Dolomitetage auf des Verfassers Bitte von Baron Rosen aufs Gewissenhafteste ausgeführt und ist derselbe mit der Fortsetzung dieser Arbeiten beschäftigt, welche in einer grössern Abhandlung selbstständig veröffentlicht werden sollen. Die untersuchten Belegstücke befinden sich alle in der Sammlung unserer Universität.

A. Nr.	Mächtigkeit in engl. Fuss.	Obere und untere Abtheilung der devonischen Dolomitetage **an der Welikaja** bei Pleskau. Folge der Schichten von oben nach unten.	kohlensaurer Kalk.	kohlensaure Magnesia.	kohlensaures Eisenoxydul.	Silicate Quarz, Thon.	Wasser.	Summe.	Abtheilung.
1	9,774	Kalkstein, dolomitischer, gelblichgrauer, dichter, mergeliger; Schichtenfugen 1″—2,5″ von einander; unter der Benennung Ssuchaja opoka oder Iswestkowaja zum Kalkbrennen benutzt. Versteinerungen selten und schlecht erhalten	75,89	9,03	0,60	12,55	1,70	99,77	Oberer dolomitischer Kalkstein und Thon
II	0,840	desgl. in einer festern hie und da rothgefleckten, zusammenhängenden Bank. *Rhynchonella livonica*	67,8	10,25	0,93	16,54	4,56	100,08	
III	0,160	Thon, grünlichgrauer, bläulicher, röthlicher oder violetter, plastischer mit einer festern, versteinerungsreichen Zwischenlage. *Rh. livonica, Spirifer speciosus micropterus, Sp. muralis, Spirigerina reticularis*	nicht analysirt						
IV	0,976	Kalkstein, dolomitischer, gelblich-grauer, grüngeaderter oder durch röthliche und violette Flecke hier und da bunt gezeichnet, in einer Bank mit zwei zarten Schichtungsfugen. *Sp. reticularis*	89,48	6,26	0,34	3,52	0,57	100,17	
V	0,130	Dasselbe Gestein, an seiner Grenze mit der nächstfolgenden Schicht, rothgefärbt, eben, beinahe glatt. *Orthis crenistria, Glyptolepis*-Schuppen	85,87	6,32	0,48	7,37	0,20	100,24	
VI	1,628	Thon, blaugrauer, plastischer, mit zusammenhängenden Petrefactenlagen von 1″—4″ Dicke. Versteinerungen wie in III und dazu *Rhynchonella Meyendorffi* zahlreich	nicht analysirt						13,508′
VII	2,475	Kalkstein, dolomitischer, graulichgelber, weicher, dichter, genannt Belü Bük (weisser Ochse). Versteinerungen selten	74,31	15,56	0,82	8,24	1,00	99,93	Mittlerer dolomitischer Kalkstein
VIII	1,303	Kalkstein, gelblichgrauer, dichter, weicher mit etwas Malachit, sogenannter Bürjuk (Tatarisch, Wolf). Versteing. selten	89,98	5,19	0,31	3,77	0,68	99,93	
IX	1,628	*Korallen*kalk oder *Stromatoporen*bank, dolomitische von graulicher Farbe mit *Holopella absoluta*	84,89	9,85	0,58	2,94	1,67	99,93	
X	1,790	Kalkbank, dolomitische durch Bitumen und *Fucoiden* (*Forchhammera*) dunkelgrau gefärbt. Mit der vorigen zusammen Zügan (Zigeuner) genannt	73,09	15,12	0,47	9,71	1,44	99,83	
XI	2,475	Kalkstein, dolomitischer, bunter, grau und roth gezeichneter, aus körnigen und mergeligen Theilen bestehend, genannt Krassik (farbiger Stein). *Pleurotomaria bilineata*	75,52	14,43	0,80	9,09	0,15	99,99	
XII	0,840	Kalkstein, rogensteinartiger, ähnlich dem kleinkörnigen Oolith von Kandern in Baden oder dem silurischen Rogenstein von Bursvik auf Gotland; weiss, hier und da punktirt, genannt Sockel	90,62	6,72	0,34	2,48	0,33	100,49	
XIII	1,720	Kalkstein, dolomitischer, oben grünlich und darnach Selentschik, unten zuckerartig, weiss oder röthlich und Pestschannik (Sandstein) genannt. *Caulerpites pennatus.* Analyse des Pestschannik	74,51	18,15	0,86	5,85	1,00	100,37	
XIV	4,365	Dolomit, grauer körniger bis zuckerartiger, genannt Dikij Kamen, d. i. unbrauchbarer Stein	61,13	32,23	1,35	4,41	1,26	100,38	16,596′
Summe	30,104′							Summe	30,104′

A. Nr.	Mächtigkeit in engl. Fuss.	Obere und untere Abtheilung der devonischen Dolomitetage **an der Welikaja** bei Pleskau. Folge der Schichten von oben nach unten.	kohlensaurer Kalk.	kohlensaure Magnesia.	kohlensaures Eisenoxydul.	Silicate Quarz, Thon.	Wasser.	Summe.	Dolomitischer Antheil der wasserfreien Substanz auf 100 Theile berechnet. $\dot{C}a\ddot{C}$	$(\dot{M}g.\dot{F}e)\ddot{C}$	Abtheilung.
XV	? 0,5′—1′	Thonlage, undeutliche, verstürtzte	nicht analysirt								Unterer Dolomit- und Thon-Mergel.
XVI	0,456	Dolomit-Mergel, dolomitischer, grünlicher und bläulichgrauer	42,58	28,08	1,59	26,16	1,84	100,25	58,94	41,06	
XVII	0,651	Thon-Mergel, dolomitischer, grauer, grüner und rother, schiefriger	27,21	20,60	1,29	46,92	4,22	100,24	55,42	44,58	
XVIII	1,824	Dolomit-Mergel, grünlicher, violetter auch rothgestreifter unregelmässig zerklüfteter. Analysirt ein Stück aus der Mitte	40,90	27,35	1,45	28,74	1,51	99,95	58,68	41,32	
XIX	0,390	Dolomit-Thon, graulicher	27,18	20.51	0,97	51,12	0,32	100,10	55,86	44,14	
XX	1,041	Dolomit-Mergel, grauer mit *Fucoiden*	34,27	22,69	1,35	39,13	2,47	99,91	58,77	41,23	
XXI	0,422	Dolomit-Mergel, röthlicher	46,31	22,89	1,73	27,80	1,20	99,77	65,29	34,71	
XXII	2,344	Dolomit, fester, dichter, oben in einer hellgrauen, unten in einer röthlichen Bank	48,06	37,69	2,42	10,95	0,65	99,77	54,57	45,43	
XXIII	0,586	Dolomit-Thon, grauer schiefriger, mit Kalksinter-Lagen. Analysirt aus dem obern Theile	28,73	26,60	1,81	41,84	0,86	99,84	50,28	49,72	
XXIV	1,889	Dolomit, feste Bank, von grauer und violetter Farbe, doch nicht so dicht und ebenflächig wie Nr. XXII	45,69	31,98	2,19	18,49	0,91	99,26	57,21	42,79	
XXV	2,149	Dolomit, grauer, bräunlicher auch röthlicher, fester, dichter, oben mit ein wenig Kalksinter, unten rauher, härter, mit mehr Schichtungsfugen und aus diesem Theile analysirt	44,14	32,11	1,59	20,38	1,19	99,41	56,70	43,30	
XXVI	2,898	Thon-Mergel, grünlicher und violetter, bröckliger	nicht analysirt								20,534′
XXVII	1,237	Dolomit-Mergel, röthlicher fester mit *Fisch*resten									
XXVIII	1,303	Thon-Mergel, grünlichgrauer, brüchiger . . .									
XXIX	2,344	Dolomit, grünlichgrauer, mit Löchern in welchen Kalkspath; bald krystallinisch, bald thonig bald sandig mit Schichtungsfugen									
Summe	50,638′									Summe	50,638′

Sand, grünlichweisser und weisser, lockerer, glimmerhaltiger der untern devonischen Sandsteinetage mit weiter nach unten folgenden rothen und violetten Thonlagen.

Anmerkung. Das ganze Schichtensystem an der Welikaja bildet eine flache Mulde, in welcher der Thon Nr. VI unter- und oberhalb Pleskau, zwischen dem Kloster Snetogorsk und der Panteleimonkirche ausstreicht. Nr. I—XIV ist am rechten Ufer der Welikaja oberhalb des Sürotzky-Kloster, sowie am gegenüberliegenden Ufer gut zu verfolgen, Nr. XVI—XXV in der Nähe der sogenannten Mühlen-Schlucht, eine Werst unterhalb Snetogorsk, Nr. XXVI—XXIX beim Gute Tscherkassow, noch weiter flussabwärts. Die aufgeführten russischen Localbenennungen der Schichten werden nur in einigen tiefern Steinbrüchen an der Welikaja gebraucht. Da die grosse russische Eisenbahn Pleskau berührt und eine regelmässige Dampfboot-Verbindung zwischen Dorpat und Pleskau besteht, so hat so mancher Reisende leicht Gelegenheit eine kleine Excursion in das anziehende Welikajathal zu machen.

B. Nr.	Mächtigkeit in Fuss.	Untere Dolomitabtheilung der **Dünafacies** am rechten zu Bilsteinshof und am linken zu Kokenhusen gehörigen Ufer der Perse, kurz vor ihrem Einfall in die Düna. Folge der Schichten von oben nach unten. Abkürzungen: K. = Kokenhusen; B. = Bilsteinshof.	Analyse der lufttrocknen Proben. kohlensaurer Kalk.	kohlensaure Magnesia.	kohlensaures Eisenoxydul.	Silicate und Quarz.	Wasser.	Summe.	Dolomitischer Antheil der wasserfreien Substanz auf 100 Theile berechnet. kohlensaurer Kalk.	kohlensaure Magnesia.	kohlensaures Eisenoxydul.
1	5,250	Dolomit, grauer oder grünlichgrauer, krystallinisch körniger mit zahlreichen Kalkspath-Drusen und Adern und nur selten mit Braunspathrhomboedern in den Höhlungen; wo er der Luft ausgesetzt ist, weiss und härter. Grenzschicht der obern und untern Abtheilung. Analyse 1 von K., Anal. 1a von B.	52,33	40,32	0,69	5,44	1,06	99,84	56,06	43,19	0,75
1a			8.36 / 49,48	37,80	0,48	2,37	0,83	99,32	56,17	43,27	0,56
2	2,750	Dolomit, hellgrauer, dichter, krystallinischer. B.	51,63	40,26	—	6,89	1,31	100.09	56,19	43,81	—
3	3,000	Dolomit, hellgrauer, mit einzelnen Löchern und *Spirigerina reticularis*, B.	55,36	38,43	0,56	4,97	0,77	100,09	58,68	40,73	0,59
4	1,250	Dolomit, grauer, wie früher, doch mit zahlreichen Löchern und gelben Flecken, B.	52,90	40,30	0,41	4,81	1,38	99,80	56,51	43,05	0,44
5	2,500	Dolomit, grauer, dichter, kryptokrystallinischer mit einzelnen Löchern, B.	50,13	37,61	0,40	9,32	1,92	99,38	56,86	42,67	0,47
6	1,416	Dolomit, grauer, kryptokrystallinischer mit etwas Kalksinter auf den Klüften, nach unten in dünnschiefrigen bunten Lagen, B.	48,45	37,27	0,64	11,87	1,07	99,30	56,10	43,15	0,75
7	0,416	Dolomit; röthlich gelb bis rosa gefärbte, hin und wieder poröse oder mit Löchern versehene Bank. Mit Säuren stark brausend, B.	54,50	41,90	0,25	2,00	1,05	99,70	56,39	43,35	0,26
8	1,250	desgl. doch härtere krystallinische Bank von 9″ mit einer Zwischenlage von *Fucoiden* und hierauf 6″ dichtes, geflecktes Gestein das in die nächste Schicht übergeht, B.	52,70	39,80	0,28	5,72	1,27	99,77	56,80	42,89	0,31
9	2,000	Dolomit, gelblich grauer, hie und da gestreifter, kryptokrystallinischer, mit muschligem Bruche und von der Mitte an mit nicht weit von einander abstehenden Schichtungsfugen (wie Nr. 6) B.	51,04	39,42	0,41	7,52	1,13	99,52	56,17	43,38	0,45
10	0,916	Dolomit, grauer, gelbgefleckter, dichter u. kryptokrystallinischer bis krystallinischer mit Flecken von erdigem Bruche, B.	54,43	41,31	0,31	2,86	0,89	99,80	56,67	43,01	0,32
11	4,250	Dolomit, hellgrauer nach unten rothgestreifter, kryptokrystallinischer mit enger oder weiter stehenden Schichtungsfugen, B.	51,27	37,88	0,53	8,43	1,01	99,12	57,17	42,24	0,59
12	4,000	Dolomit, grauer, kryptokrystallin. oder bläulich rother u. dann krystallin., mit und ohne Flecken. Voller Löcher und zuweilen etwas Kalkspath. *Orthis striatula*. 12 v. K. 12a v. B.	53,11	40,13	0,49	5,22	1,06	100,01	56,66	42,81	0,53
12a			54,88	40,99	0,50	2,61	1,32	100,00	56,81	42,66	0,53
13	1,250	Dolomit, hellviolett grauer und hellgelbgefleckter u. geaderter, kryptokrystallin. 13 v. B., 13a v. Grütershof an der Düna	49,37	36.67	nicht bestimmt	12.22	1.36	99,62	57,38	42,62	—
13a			48,68	37,08		13,42	0,82	100,00	56.70	43,30	—
14	0,666	Mergel, dolomitischer, bunter von B.	42,68	32,38		22,42	1,92	99,40	56,86	43,14	—
15	1,833	Mergel, dolomitischer, grauer hie und da violet gefärbter, B.	43,38	30,37	0,58	20,57	4,92	99,82	58,36	40,86	0,78
16	0,790	Dolomit, violettgrauer, dichter, kryptokrystallinischer, an der obern Grenze mit einem rothen Streifen, B.	48,80	37,65	0,33	11,59	1,35	99,72	56,23	43,38	0,39
17	0,666	Dolomit, hellgrauer, kryptokrystallinischer. Nr. 17 aus dem obern Theil der Schicht. Nr. 17a aus dem mittlern, porösen oder löchrigen, rauhern Theil, B.	51,75	41,52	0,56	5,41	0,59	99,83	55,15	44,25	0,60
17a			54,70	42,29	0,74	0,91	0,97	99,61	55,97	43,27	0,76
18	0,290	Dolomit, hellgrauer, violetgestreifter, kryptokrystallinischer mit engern oder weitern Schichtungsfugen, B.	51,77	39,37	0,27	6,84	1,30	99,55	56,63	43,07	0,30
	34,493										

B. Nr.	Mächtigkeit in Fuss.	Untere Dolomitabtheilung der **Dünafacies** am rechten zu Bilsteinshof und am linken, zu Kokenhusen gehörigen, Ufer der Perse, kurz vor ihrem Einfall in die Düna. Folge der Schichten von oben nach unten. Abkürzungen: K. = Kokenhusen; B. = Bilsteinshof.	Analyse der lufttrocknen Proben. kohlensaurer Kalk.	kohlensaure Magnesia.	kohlensaures Eisenoxydul.	Silicate und Quarz.	Wasser.	Summe.	Dolomitischer Antheil der wasserfreien Substanz, auf 100 Theile berechnet. kohlensaurer Kalk.	kohlensaure Magnesia.	kohlensaures Eisenoxydul.
19	1,833	Dolomit, hellgrauer, kryptokrystallinischer, mit weiter oder näherstehenden Schichtungsfugen (Bänke oder Platten), B.	53,70	41,58	0,26	3,89	0,73	100,16	56,21	43,52	0,27
20	1,750	Dolomit, hellgrauer, krystallinischer, dichter, B.	53,29	40,84	0,21	4,22	1,03	99,59	56,48	43,29	0,23
21	1,750	Dolomit, hellgrauer, krystallin., löchriger, *Orthis striatula*, K.	53,82	41,75	0,43	2,69	0,83	99,52	56,06	43,49	0,45
22	5,00	Dolomit, grauer, krystallinischer, dichter ohne Löcher mit *O. striatula*, K.	53,46	41,22	0,37	3,75	0,70	99,50	56,24	43,37	0,39
23	2,00	Dolomit, grauer, krystallin., löchriger. *Orthis striatula, Spirorbis omphaloides, Holopella absoluta, Euomphalus Voronejensis, Schizodus* sp. Nr. 23 v. K.	54,00	41,77	0,41	2,67	0,25	99,10	56,15	43,43	0,42
23a		Nr. 23a v. Grütershof	52,79	41,92	0,50	3,63	0,92	99,76	55,44	44,03	0,53
24	3,00	Dolomit, hellgrauer, krystallinischer, dichter ohne Löcher. *Pecten Ingriae, Spirifer acuminatus* cf., *Pleurotomaria bilineata, Schizodus, Crinoiden*, B.	53,46	41,58	0,45	4,28	0,96	100,73	55,99	43,55	0,46
25	2,00	Dolomit, grauer, dünnschiefriger, auf den Schichtungsflächen dicht mit *Fucoiden* (*Chondrites taeniola* cf.) belegt, Schwefelkieshaltig, K.	49,88	38,30	0,27	9,30	1,57	99,32	56,39	43,30	0,31
26	2,50	Dolomit, grauer, dichter, kryptokrystallinischer in Bänken mit *Spirifer acuminatus* und *Schizodus*	55,05	41,08	0,46	2,55	0,63	99,77	56,99	42,53	0,48
27	4,166	Dolomit, grauer, wie Nr. 25 mit *Fucoiden, Rhynchonella livonica, Spirifer acuminatus* und *Fisch*resten	52,93	40,64	0,64	4,05	1,20	99,46	56,19	43,14	0,67
28	2,374	Dolomit, verschieden gefärbter, harter, körnig krystallinischer, löchriger oft verwitterter, mit *Spir. acuminatus, Holopella absoluta, Euomphalus Voronejensis* und *Fisch*resten, B.	55,36	40,70	0,51	1,82	1,25	99,64	57,32	42,14	0,54
29	3,00	Dolomit-Mergel, hell- oder dunkelgrauer mit *Dypterus*, B. .	47,11	35,22	0,99	14,72	1,22	99,26	56,53	42,27	1,20
30	0,50	Dolomit, mergeliger oder erdiger, gelblichgrauer, braungestreifter, B.	51,79	36,12	0,93	10,62	0,36	99,82	58,31	40,51	1,18
31	0,457	Dolomit, wie der vorige, doch grau von Farbe, B.	49,71	35,22	0,77	13,04	0,38	99,12	58,00	41,10	0,90
32	0,333	Mergel, dolomitischer, grauer, gestreifter, mit *Fisch*resten, B.	34,32	24,22	0,70	39,39	1,37	100,00	57,94	40,89	1,17
33	1,124	Mergel, dolomitischer, bunter, gestreifter, B.	5,54	4,14	0,10	83,54	6,53	99,85	56,61	42,30	1,09
34	0,25	Mergel, violetgrauer mit *Cyrtoceras* sp. K.	38,20	28,36	0,51	23,66	9,27	100,00	56,96	42,29	0,75
35	2,749	Mergel, grauer, reich an *Dypterus*resten, *Estheria Murchisoniana, Lingula minima* cf., Malachit-Spuren	29,45	21,57	0,58	43,17	4,54	99,31	57,04	41,77	1,19
36	1,50	Dolomit, hellvioletgrauer, mergeliger, übergehend in Dolomitsand und Sand, K.	46,20	34,80	0,63	16,03	2,58	100,24	56,60	42,63	0,77
	70,879										

Weisser lockerer Sand der untern devonischen Sandsteinetage.

Erläuterungen zu Tabelle A und B.

Nach dem äussern Charakter der Pleskauer Gesteine in A wird eine Dreitheilung des ganzen Profils nicht schwer, wobei der obere Thon und Kalkstein mit der S. 32 — 34 angegebenen, durch Petrefactenreichthum ausgezeichneten obern Abtheilung der Welikaja-Facies überhaupt zusammenfällt. An andern Punkten, wie z. B. bei Isborsk erreicht sowohl die obere als mittlere Abtheilung von A je 25′ — 30′ Mächtigkeit und führt erstere daselbst Gyps.

B oder die untere Abtheilung der Dünafacies betreffend, kommen hier zumeist Dolomite von feinkörnigem, krystallinischem, dem unbewaffneten Auge gewöhnlich dicht erscheinendem Gefüge vor. Unter der Loupe erkennt man indessen scharfkantige oder abgerundete Rhomboeder. In ersterem Falle bezeichneten wir Dieses als krystallinischen im letzteren als kryptokrystallinischen Habitus. Ausserdem treten auch amorphe Dolomite auf, die ein ganz dichtes gleichmässiges Gefüge besitzen, an welchem man selbst mit scharfer Loupe keine abgerundeten Krystallformen erkennt. Sie führen uns zu den mergeligen Dolomiten und Mergeln. Je krystallinischer der Habitus des Gesteins, um so weiter stehen gewöhnlich die Schichtungsfugen auseinander während sich beim Wachsen und Ueberhandnehmen des beigemengten Thons ein dünngeschichtetes bis schiefriges Gefüge einfindet. Die Feststellung von Unterabtheilungen nach äussern Charakteren ist in B nicht so leicht wie in A, wenn wir auch sogleich erkennen, dass hier wie dort die untersten Schichten thonreicher sind und mit Dolomitsand oder Kalksand schliessen. Die Schichten Nr. 1 — 4 oder die obern 12′ zeigen krystallinischen Habitus, dann folgen Nr. 5 — 19 oder 24′ mit kryptokrystallinischem, hierauf Nr. 20 — 24 oder 13,5′ abermals mit krystallinischem

und Nr. 25—28 oder 11′ mit kryptokrystallinischem Habitus. Schlagen wir zu letztern 11′ noch die amorphen Mergel Nr. 29 — 35 von 8,5′ Mächtigkeit so erhalten wir eine ziemlich gleichmässige Viergliederung des ganzen Systems die aber zur leichtern Orientirung wenig beiträgt.

An der allgemeinen Verwandtschaft der Schichtensysteme A und B ist sowohl nach ihren Lagerungsverhältnissen als ihren Versteinerungen nicht zu zweifeln. Auch hält es nicht schwer die Analogie zwischen unserer ganzen Dolomitetage und der mittlern Gruppe des devonischen Systems von Rheinpreussen, Westphalen, Belgien, Nassau, Harz, Devonshire und Cornwall herauszufinden. Die Systeme A und B stehen nach ihren Versteinerungen, der mittlern Nassauer Gruppe und nach ihrer chemischen Zusammensetzung insbesondere dem *Stringocephalen*-Dolomit jenes Herzogthums am nächsten, sowie sie denn auch den kalkhaltigen schiefrigen Gesteinen von Plymouth und Dartmouth in Süd-Devonshire nahe verwandt sind. Bei Rauge in Ost-Livland fanden wir eine aus scharfkantigen später wieder cämentirten Stücken bestehende Dolomitbreccie, welche an gewisse devonische Conglomerate bei Stonehaven und Arbroath in Schottland erinnert. Herr Pander (Saurodipterinen 1860. Einleitung) parallelisirt nach den Fischresten, unsere untersten 6′ mächtigen Mergel (und Dolomite Nr. 28?) und dazu noch die im untern devonischen Sandstein umherschwärmenden Thon- und Mergellagen (S. 16), mit dem Banniskirker Schiefer, ohne sich auf eine eingehendere Betrachtung einzulassen. Die schwarzen schottischen Schiefer würden hiernach das Aequivalent unseres untern Sandsteins und eines Theils der Dolomitetage sein!

Dass man in der Reihenfolge der Schichtensysteme A und B, weder nach kleinern noch grössern Vertikalmaassen eine glei-

che oder entsprechende Anordnung findet, springt sogleich in die Augen. Die Parallele gelingt auch nicht wenn wir die bei Isborsk mächtiger entwickelten obern Schichten der Welikaja-Facies und die obere gypsführende Abtheilung der Düna-Facies zu Hilfe nehmen. Dieses gilt sowohl für die später erörterte Zusammensetzung der Gesteine als für die Versteinerungen und veranlassten diese Umstände die Aufstellung zweier Facies. Lassen wir die obere Abtheilung des Profils A (Nr. I—VI) fort, weil dieselbe B fehlt und halten uns beispielsweise an einige hervorspringende Horizonte der übrigen Schichten so könnte die schwache *Fucoiden*lage in Nr. X mit Nr. 7 und die Gesteine VII und XI, dem Aeussern nach, mit 4 und 10 verglichen werden, oder IX mit *Holopella absoluta* sowie X mit *Fucoiden* und XI mit *Pleurotomaria* (*Murchisonia*) *bilineata* in den Horizont von Nr. 23—28 gebracht werden, während XX wieder *Fucoiden* führt die an 25 und 27 erinnern. Alle diese Versuche führen aber schliesslich dahin eine entsprechende Anordnung der Schichten in A und B nicht erkennen zu lassen.

Gehen wir jetzt zur chemischen Zusammensetzung der Gesteine. Aus den Analysen in A, die an lufttrockenen Proben ausgeführt wurden, erkennt man, dass in den Schichten der Gehalt an Kalkerde, Magnesia und Eisenoxydul ungleich ist, der kohlensaure Kalk von unten nach oben gegangen zunimmt, die andern beiden Stoffe an Quantität abnehmen. Die unlöslichen Silicate sind in der untern Abtheilung stärker vertreten als in der mittlern, und erreicht in der obern Abtheilung der Thon das Maximum der Entwickelung. Die günstigsten Bedingungen für das Molluskenleben und für die Erhaltung ihrer Reste finden wir in demselben Thon, während die Korallen in der kalkreichen Region IX zur grössten Entwickelung gelangten und in dem kalkreichsten, rogensteinartigen Kalkstein XII, diese Structur vielleicht durch Thiere hervorgerufen wurde. Wir sehen ferner, dass nach dem procentischen Gehalte hier keine reinen, unvermengten Normaldolomite vorkommen, d. h. keine Dolomite die aus einem Atom kohlensaurer Kalkerde (54,35 %) und einem Atom kohlensaurer Magnesia (45,65 %) bestehen. Berechnen wir aber von Nr. XIV abwärts die Gesteine zuerst als wasserfreie Substanzen und hierauf den dolomitischen Antheil derselben für 100 Theile und vereinigen dabei das kohlensaure Eisenoxydul mit der kohlensauren Magnesia zu einer Grösse, so resultirt nach den letzten Rubriken auf S. 243, dass dieser Antheil mehrmals einem Normaldolomit nahezu gleich zusammengesetzt ist, ja in Nr. XXII ganz mit demselben stimmt. Es ist Solches um so auffallender als alle diese Gesteine eine mehr mergelige oder thonige Natur besitzen. Für Nr. XIV wurde das Resultat der obigen Berechnung nicht in die Tabelle aufgenommen und beträgt 64,55 kohlensaure Kalkerde und 35,45 kohlensaure Magnesia und Eisenoxydul. Nr. XIV ist von unten nach oben die letzte über 20 % $\dot{M}g\ddot{C}$ haltende Schicht, liefert einen auffälligen Horizont, bildet die Grenze zwischen den untern Mergeln und mittlern Dolomiten und hat in Uebereinstimmung mit dem Mergel Nr. XXI, in seinem dolomitischen Antheile die Zusammensetzung einer Verbindung von drei Atom kohlensaurem Kalk (63,95 %) und zwei Atom kohlensaurer Magnesia und Eisenoxydul (36,05 %). Nr. XXIII führt in Folge der ausgewaschenen und als Sinter abgelagerten kohlensauren Kalkerde den relativ höchsten Magnesiagehalt aller in unserm devonischen System bisher analysirten Gesteine. Der Mittelwerth des dolomitischen Antheils von Nr. XIV—XXVI ist 57,84 kohlensaurer Kalk und 42,15 kohlensaure Magnesia und kohlensaures Eisenoxydul.

Wenden wir uns nun zu Tabelle B, so lehren drei Rubriken des für 100 Theile berechneten dolomitischen Antheils der wasserfreien Gesteine, dass hier die normaldolomitische Zusammensetzung noch viel entschiedener hervortritt als in Nr. XIV—XXVI von A. Das relative Verhältniss der betreffenden Bestandtheile schwankt hier wenig*) und wurde selbst in ziemlich weit von einander entfernten, doch demselben Horizonte angehörigen Schichten (Grütershof und Kokenhusen) sowie in Straten die leicht zerfallen (Nr. 28) wiedergefunden. Das Mittel und die Grenzwerthe für die Carbonate des in 100 Theilen berechneten dolomitischen Antheils der wasserfreien Gesteine betragen hier:

	$\dot{C}a\ddot{C}$	$\dot{M}g\ddot{C}$	$\dot{F}e\ddot{C}$
Grösster Grenzwerth . . .	58,68	43,08	1,20
Mittelwerth . -	56,68	42,77	0,604
Kleinster Grenzwerth . . .	55,15	40,51	0,23

Schlagen wir das kohlensaure Eisenoxydul zur Magnesia so erhalten wir folgende Mittelzahlen, neben welche wir den berechneten procentischen Gehalt einer isomorphen Mischung gleicher Atome kohlensaurer Kalkerde und kohlensaurer Magnesia setzen.

kohlensaurer Kalk	56,68	54,35	Normal-
„ Magnesia u. Eisenoxydul	43,374	45,65	Dolomit

Aus diesen Durchschnittszahlen ergiebt sich, dass neben 95% Normaldolomit 5% überschüssiger kohlensaurer Kalkerde vorhanden ist, oder für den Fall einer Auslaugung der kohlen-

*) Man vergl. die von Fresenius analysirten *Stringocephalen*-Dolomite Nassau's in Erdm. Journ. 54, S. 85 und Lieb. Kopp. 1851, S. 873 sowie R. Görz, die Nassauer Kalke, Wiesbaden 1854, S. 20.

sauren Magnesia, statt dieser 2,3 % kohlensaure Kalkerde zugeführt wurden. Von andern Hypothesen der Fort- und Zuführung schweigen wir hier. Den grössten Ueberschuss an kohlensaurem Kalk weisen die krystallinischen und versteinerungsführenden Schichten Nr. 3 u. 28 sowie die mergeligen Gesteine 15 u. 30 auf, doch stehen ihnen auch andere Schichten hierin nahe. Den geringsten Ueberschuss besitzt die an Magnesia reichste Schicht Nr. 17. Am wenigsten Magnesia enthält Nr. 30. Ausserdem kommt in den Gesteinen hier und da auch deutlich auskrystallisirter Kalkspath vor und ebenso ein jüngerer in den Spalten und Fugen abgelagerter Kalksinter. In der obersten oder sogenannten Grenzschicht schwankt die Zusammensetzung je nach Vertheilung der Kalkspathnester oder Adern. Analyse Nr. 1 zeigt, dass in dem auf 100 Theile berechneten dolomitischen Antheil des wasserfreien Gesteins, für einen Normaldolomit 1,71 % zuviel kohlensaurer Kalk, oder zu wenig kohlensaure Magnesia da sind. Vom demselben Stücke behandelten wir eine andere Quantität mit Essigsäure in der Kälte, da nach Karsten's Ansicht*) verdünnte Essigsäure aus dolomitischen Mergeln und Kalksteinen, d. h. aus Gemengen von Dolomit und unverändertem kohlensaurem Kalk nur kohlensauren Kalk herauszieht und die dolomitische Masse grösstentheils zurücklässt. In dem bezeichneten Probestück fanden wir:

Unlösslicher Antheil	78,51
Lösslicher Antheil	21,49
	100,00

Letzterer bestand aus:

kohlensaurem Kalk	15,38
„ Magnesia u. Spuren kohlensauren Eisenoxyduls	6,11

oder in 100 Theilen aus 71,57 $\dot{C}a\ddot{C}$ und 28,43 $\dot{M}g\ddot{C}$, also

*) Archiv f. Mineralogie etc. XXII. S. 572 und Bischof, chem. Geol. II. 1105.

einer Mischung von 2 Atom kohlensaurer Kalkerde und 1 Atom kohlensaurer Magnesia, oder auch einem Gemenge von $(\dot{M}g\,\dot{C}a)\,\ddot{C}$ und $\dot{C}a\,\ddot{C}$ ziemlich entsprechend. Für den unlösslichen Antheil ergiebt sich hieraus:

kohlensaurer Kalk	36,95
„ Magnesia u. kohlens. Eisenoxydul	34,90
Sand und Thon	5,44
Wasser	1,06
	78,35

In diesem ungelössten Theil fehlen den Carbonaten zur Bildung eines Normaldolomits 3,6 % $\dot{M}g\,\ddot{C}$ oder es verblieb dem Gemenge noch ein Theil ungelöster $\dot{C}a\,\ddot{C}$.

Die zweite Analyse (1[a]) zeigt auf den ersten Blick eine von Nr. 1 wesentlich verschiedene Zusammensetzung. Berechnet man aber diese Analyse dergestalt, dass das Verhältniss der an Kalk, Magnesia und Eisenoxydul gebundenen Kohlensäuremengen dasselbe bleibt wie in der ersten Analyse so erhält man über 8 % freien kohlensauren Kalk, geht man von einem Normaldolomit aus, sogar 12 %. Das analysirte Stück war graulichweiss, ganz krystallinisch, zuckerartig, unzersetzt, zeigte als feinstes Pulver unter dem Microscop nur ebenflächige und scharfkantige Spaltungsstücke, brauste mit verdünnterSalzsäure stark, löste sich indessen schwerer als das gelblichweisse und mit nicht so ebenen Spaltungsflächen oder Krystallpartikeln versehene Stück Nr. 1. Ein Theil von 1[a] wurde ebenfalls mit Essigsäure behandelt und ergab:

unlösslicher Antheil	83,784
lösslicher Antheil	16,216

In letzterm befanden sich:

kohlensaurer Kalk	8,287
kohlensaure Magnesia	7,929
	16,216

Im unlöslichen Antheil mussten daher wenn wir von dem Deficit in der Hauptanalyse absehen, enthalten sein:

kohlensaurer Kalk	49,53
„ Magnesia und Eisenoxydul	30,35
Thon und Sand	2,37
Wasser	0,83
	83,10

Da man nun kaum annehmen kann, dass in dem ungelösten Antheil 12—13 % ursprünglich selbstständigen Kalkspaths zurückblieben, sondern wahrscheinlich von den 11 % $\dot{M}g\,\ddot{C}$ die dem ungelösten Antheil zum Normaldolomit fehlen, gegen 8 % von der Essigsäure ausgezogen wurden, so wird man wohl kaum irren, wenn man die 8,287 % gelöster kohlensauren Kalkerde, mit jenem Ueberschuss von 8,36% identificirt, der sich bei der ersten Berechnung als freier kohlensaurer Kalk herausstellte und wenn man den gelösten Antheil nicht für Normaldolomit hält. Auch von Nr. 3 wurde ein Stück mit Essigsäure behandelt und ergab als unlöslichen Antheil 61,07 %, als löslichen 38,92 %. Da aber in Nr. 3 nicht einmal 1,5 % mehr Carbonate enthalten sind als in Nr. 1 und die Differenz in den löslichen Antheilen so bedeutend ausfiel, so unterblieb eine weitere Untersuchung. Jedenfalls erkennt man aus diesen Ergebnissen der Anwendung von Essigsäure, das Karsten's Methode keine Sicherheit bei Bestimmung des einem Dolomit mechanisch beigemengten kohlensauren Kalks giebt*).

Der Gehalt an kohlensaurem Eisenoxydul wächst in B mit dem Mergeligerwerden des Gesteins; am wenigsten besitzt Nr. 20, am meisten Nr. 19.

*) Siehe auch Forchhammer's (Erdm. J. XLIX, 52) Behandlung des dolomitischen Kalksteins von Faxö mit Essigsäure.

Was die unlöslichen Bestandtheile der in B aufgeführten Gesteine, nämlich Quarz, Thonerde, Eisenoxyd und Silicate betrifft, so bemerken wir dass von unten nach oben, bis auf 34', die Quantität derselben abnimmt, dann von Nr. 16 an steigt, um bis zur obersten oder Grenzschicht hin wieder zu sinken. Nr. 1, 12, 17 und 35 scheinen bei grössern Mengen kohlensaurer Kalkerde weniger Silicate und Quarz zu führen, dagegen steigt bei Nr. 15 und 30 mit letztern das Quantum beigemengter kohlensaurer Kalkerde. Im Allgemeinen schwankt also der Gehalt an Silicaten und Quarz in den einzelnen Schichten ohne Gesetzmässigkeit. Die microscopische Analyse des in Salz- oder Salpetersäure unlöslichen Rückstandes, zeigte höchst feine im Wasser leicht vertheilbare, bald grau- bald rothgefärbte Thontheilchen, ferner unregelmässige Stückchen Quarz, Feldspath und Glimmer, unter welchen aber auch deutlich erkennbare einfache und Zwillingskrystalle der drei letztgenannten Mineralien vorkamen. Letztere sind jedenfalls chemischer Entstehung, erstere grösstentheils mechanische Beimengungen.

Die Silicate wurden von Baron Rosen für Nr. 35 genauer bestimmt und berechnet. In der wasserfreien Substanz mit 54,09 dolomitischem Antheil und 45,22 unlöslichem, wurden für letztern erhalten

durch Schwefelsäure und theilweise durch Salzsäure zersetzbare Silicate:	Kieselsäure	21,03	38,06
	Thonerde	9,92	
	Eisenoxyd	3,83	
	Manganoxyd	0,23	
	Magnesia	1,05	
	Kali	1,81	
	Natron	0,19	
durch Schwefelsäure unzersetzbarer Quarz			7,16
			45,22

Aus 38,06 zersetzbaren Silicaten wurden berechnet

Kaolin	22,68
Kalifeldspath	11,85
Magnesiaglimmer ($\dddot{Al}\,\dddot{Si} + \dot{Mg}^3\,\dddot{Si}$)	3,53

Hieraus folgte als annähernde mineralogische Constitution des Dolomitmergels Nr. 35:

Dolomit ($\dot{Ca}\,\ddot{C} + \dot{Mg}\,\dot{Fe}\,\ddot{C}$)	50,69
Kalkspath	3,40
Kaolin	22,68
Kalifeldspath	11,84
Magnesiaglimmer	3,52
Quarz	7,16
	99,31

Ohne zahlreichere Analysen und ohne Controle der berechneten durchschnittlichen Zusammensetzung mittelst Schlämmanalysen und specifischer Gewichtsbestimmungen lassen sich die gewonnenen Resultate aber nicht verwerthen.

Ein besonderes Interesse haben noch die Schichten in der Grenzregion der Dolomit- und untern Sandsteinetage. Hier sehen wir entweder regellos tropfsteinartig in den untern Sand hineinragende, oder erbsensteinartige Lagen oder endlich ohne Verband dicht neben einander liegende Knollen und Kugeln von Sanddolomit und Dolomitsand*) auftreten, die nach oben ganz allmählig in gleichmässiger zusammengesetzte Schichten übergehen. Der späthige Habitus oder die Spaltungsflächen dieses Gesteins sind ein ganz bezeichnendes Merkmal desselben. Wir vermissten dort wo die Grenzregion der beiden Etagen entblösst war dergleichen Uebergangsgebilde oder Mittelgesteine nie, und fanden sie auch in den obern Schichten der untern Sandsteine an Punkten wo die Ausbildung von regelmässigen Dolomitbänken fehlt (Marc Camber bei Rönnen). Ausser den Beispielen in Tabelle A u. B heben wir

*) Wir nennen Gesteine, in welchen Dolomit vorherrscht, Sanddolomit, dagegen die, mit mehr als 50 % Sand, Dolomitsand.

sie an der Basis der Dolomite beim Pastorat Rönnen und am Goldinger Wasserfall hervor. Am letzteren Punkte erscheinen die Dolomitsandkugeln wie zu einem Strassenpflaster vereinigt. Dasselbe Material fanden wir als Ausfüllungs-Pseudomorphose von Salzkrystallen sowohl in der untern Abtheilung der Dolomitetage bei Adsel und Ronneburg als in der obern Abtheilung der kurischen Dolomite von Hohenberg bei Matkuln an der Abau. Endlich zeigt es sich auch in der obern Sandsteinetage dort wo die Kalkstein- oder Dolomitbildung im Abnehmen begriffen ist.

Kehren wir indessen zu unserm Profil B zurück. Man konnte schon vor den Analysen voraussetzen, dass dort wo die Ausscheidung von kohlensaurem Kalk und kohlensaurer Magnesia über lockerm Sande begann, sich eine grössere Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung des Grenzgesteins zeigen muss, die dadurch noch gesteigert wird, dass die sandigen Straten zum Filtrationsprocess besonders geeignet erscheinen und sie an der Perse gewöhnlich unter oder in dem Wasserspiegel gefunden werden, also bis auf den heutigen Tag dem Einfluss des Wassers mehr als andere Schichten ausgesetzt waren.

Vier von Baron Rosen sehr sorgfältig ausgeführte Analysen lehrten die ungleichmässige Zusammensetzung der bezeichneten Schicht deutlich erkennen. Nr. 36 der Tab. B giebt die Analyse eines Stückes aus dem obersten, dichten und gleichmässigen Theile der Schicht. Weiter nach unten tritt zu diesem Gestein ein fester dolomitischer Sandmergel von violetter, grünlicher oder gelblicher Farbe (36ᵃ), in welchem man auch Kalkspath bemerkt. Nun folgt ein noch sandigerer Dolomit oder Dolomitsand der stalactitisch in den Sand hineinragt und von welchem zwei Proben desselben Handstückes analysirt wurden (36ᵇ u. 36β).

	Nr. 36.	Nr. 36ᵃ.	Nr. 36ᵇ.	Nr. 36β.
Kohlensaurer Kalk . . .	46,20	38,40	16,73	10,18
„ Magnesia	34,80	31,20	13,84	6,32
„ Eisenoxydul . . .	0,63	0,49	0,19	0,16
Silicate und Quarz . . .	16,03	30,15	69,64	83,32
Wasser	2,58	Spur.	Spur.	Spur.
	100,24	100,24	100,40	99,98

Die Berechnung des dolomitischen Antheils der wasserfreien Substanzen für 100 Theile giebt in derselben Reihenfolge

Kohlensaurer Kalk . . .	56,60	54,79	54,39	61,10
„ Magnesia	42,63	44,51	44,99	37,94
„ Eisenoxydul . . .	0,77	0,70	0,62	0,96

Oder als Normaldolomit mit beigemengtem Kalk berechnet

Dolomit mit Einschluss des kohlensauren Eisenoxyduls	94,82	98,80	99,73	85,20
Kohlensaurer Kalk . . .	5,18	1,20	0,27	14,80

Mit der von unten nach oben erfolgenden Abnahme des des Sandes steigt offenbar der procentische Gehalt an kohlensaurer Kalkerde und kohlensaurer Talkerde. Da aber in derselben Richtung die Zunahme an kohlensaurem Kalk bedeutender als an kohlensaurer Magnesia ist, so muss sich in 36 b und a die normaldolomitische Zusammensetzung des dolomitischen Antheils deutlicher aussprechen als in 36.

Erläuterungen zur oberen Abtheilung des mittlern devonischen Systems.

Die chemische Zusammensetzung der obern Abtheilung unserer Dolomitetage lernten wir aus einem Gypsfreien Beispiel der Welikaja-Facies (A, Nr. I—VI) kennen. Bei Isborsk tritt in ihr Gyps auf, doch sind wegen der flachen Brüche und des dort getriebenen Raubbaues, die Profile des Gypsvor-

kommens mangelhaft. Vier Werst östlich von Isborsk befinden sich bei Dubniki oder Dubowiki, die jetzt vorzugsweise in Betrieb stehenden Gypsbrüche. Südlich von diesem Punkte liegen auflässige ältere Bruchstellen bei Sabrodje und Kräkowa; WSW-lich von Dubniki, jenseits eines von S—N, zum Peipus streichenden Thales oder einer Schlucht, die alten Brüche von Lapatowa (Lobat). An dem letztgenannten Punkte und bei Kräkowa kam der Gyps nur in grossen Pfosten (Mönchen) vor, die nach Rochow (Livl. Jahrb. der Landwirthschaft, Bd. VII, 1844, S. 12) von Kalksand (?) umgeben waren.

1860 nahmen wir bei Dubniki folgendes Profil von oben nach unten auf:

a) 2—5′ gelblicher, weicher, dolomitartiger Kalkstein mit *Spirifer*.
b) 5′ Mergel und Thon mit Gypsschnüren.
c) 1′ fester Gyps.
d) 2′ grüner Thon mit Fasergypsschnüren.
e) 2—3′ feste Gypsbank.

Die Gypse des jetzt verlassenen Bruches von Lapatowa wurden ebenfalls von Rochow (Livl. Jhrb. d. Landw. 1845, S. 15) analysirt. Analyse I der nächsten Tabelle entspricht wahrscheinlich den obersten nur wenige Zoll dicken Gypslagen in b; II vielleicht der Gypsbank c und dem früher unter dem Namen Karusa nicht verwertheten Material; III der festen Gypsbank e, die vorzugsweise in den Handel kommt*); IV ist dasselbe Material von Dubniki; V das Mittel von zwei, durch Prof. C. Schmidt (Livl. Jhrb. d. Landw. B. 11, 1850, S. 158) ausgeführten Analysen des gemahlenen Gypses von derselben Localität.

*) 1844 war der Gypspreis pr. Pud (40 Pfd.) beim Bruche 1½ Cop. S.; am Ufer des Peipus, 30 Werst von Dubniki, 3 Cop.; in Dorpat 5—6 Cop.; 1861 an denselben Punkten 9, 12 und 15 Cop.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Schwefelsaurer Kalk	74,18	61,15	50,81	52,96	71,99
Wasser	24,40	23,00	24,00	23,00	18,79
Thonerde	1,05	3,25	3,96	4,05	9,22
Kohlensaurer Kalk .	—	7,64	14,74	12,79	
Silicate	—	4,50	5,90	5,46	
	99,63	99,54	99,41	98,26	100,00

Eine unbestimmte Dolomitschicht aus dem Bruche bei Dubniki enthielt nach Rochow (a. a. O.)

Kohlensaurer Kalk .	32,50
„ Magnesia .	30,00
Wasser	17,25
Thonerde	10,25
Silicate	8,75
	98,75

Wir haben diese Angaben hergesetzt ohne sie besonders verwerthen zu wollen, es sei denn, dass wir auf den grossen Magnesiagehalt der letzten Analyse und den geringen oder nicht bestimmten von II—IV aufmerksam machen. Ebenso liegen uns aus der obern Dolomit-Abtheilung der Dünafacies drei Gestein-Analysen (Pacht, der devonische Kalk in Livland. Archiv der Naturforscherges. zu Dorpat. II, 267) vor, die wir wegen Unsicherheit derselben nicht aufnehmen, sondern uns lieber einer genaueren Betrachtung des Gypsvorkommens der Dünafacies zuwenden.

Aus den früheren Angaben (S. 38—49) erkennen wir, dass der Gyps sowohl am nördlichen Rande des ganzen Dolomitgebietes meist sporadisch auftritt, als ungefähr von der Mitte dieses Randes, aus der Umgebung Rigas, in einer zuerst SSO und dann SW streichenden, also nach O gekrümmten, mehr zusammenhängenden Zone quer durch das Dolomitgebiet nach

Lithauen zieht. Im Randgebiete wären von O nach W folgende Gypsvorkommnisse zu bezeichnen: in Livland bei Adsel, Palzmar und Treppenhof im obern Aagebiet, sowie bei Schöneck, Pullandorf, Stubbensee, Riga mit Kengeragge und bei Schlok; in Kurland bei Tuckum, Senten, Weggen, Eckhof, Appricken und vielleicht auch bei Libau, wo Schwefelquellen angegeben werden. Die quer durch das Dolomitgebiet setzende oder centrale Gypsregion erstreckt sich von Stubbensee und Riga über Stopinshof und Kengeragge, Selting-Gesinde und Dahlen, Kirchholm, Dünhof, Baldohn, Beibes-Moor, Barbern, Wittenhof, Wellekaln, Kurmen, Birsen und Umgebung, Dauzogir, Poswol, Pompijan nach Ponewesch und vielleicht bis Onikschti (SSW-lich von Kupischki), wo angeblich noch Schwefelquellen vorkommen sollen.

Gewöhnlich tritt der Gyps in den obern Lagen der obern Abtheilung unserer mitteldevonischen Bildungen auf. In dem sehr verjüngten System derselben an der livländischen Aa, scheint er aber der untern Abtheilung des Dolomits nahe zu liegen. Ueber das Gypsvorkommen bei Allasch und insbesondere über das Bohrloch von Pullandorf, sind wir nach einem uns erst vor Kurzem zugekommenen Profil desselben und nach verschiedenen dazu gehörigen Angaben zu folgender, S. 40 erläuternder Ansicht gelangt. Wahrscheinlich reichte der Gyps hier nur 58′ tief hinab und zeigte sich höchstens noch im Trümmergestein zwischen 80′ und 95′ Tiefe. Mit 95′ begann der sehr feste Dolomit der untern Abtheilung und hielt bis 140′ an, wo sich plötzlich lockerer Triebsand einstellte. Hier war man daher an der untern Grenze der Dolomite angelangt und musste in der nun folgenden Sandsteinetage eiserne Röhren legen. Innerhalb des Röhrensystems mag Kalksand und Thon vorgekommen sein, bis man gleich unter 200′

Tiefe auf vorherrschende Thon- und Mergellagen stiess, die bis 240′ durchbohrt wurden. Die ganze Dolomitetage hatte also hier 140′—150′ Mächtigkeit, wovon 60′—90′ auf die obere 90′—60′ auf die untere Abtheilung kommen.

Alberti (Halurgische Geologie 1852. II, 17) zählt den Gyps in Livland und Lithauen zu seinen sporadischen Acromorphen, d. h. zu fremdartigen, gewaltsam in das Schichtensystem eingedrungenen Massen, die keine gleichförmige Lagerung mit dem Nebengestein besitzen. Diese Ansicht ist irrig, doch leicht daraus erklärlich, dass Alberti unsere Gypsvorkommnisse nicht aus eigener Anschauung kannte.

Unser Gyps geht in den flachen Sätteln (Schipping-Krug an der Düna) oder Mulden (Aagebiet) unserer Dolomitetage gewöhnlich dort zu Tage, wo Schluchten oder Flussbette dieselbe durchsetzten. Nur an wenigen Punkten erscheint er auch in isolirten Hügeln (Stubbensee, Rauden, Liwenhof in Kurland). Er tritt zwischen Thon, Thon- und Dolomitmergeln in Lagen auf, die der Schichtung oder allgemeinen Schichtenfolge entsprechen (Adsel, Kirchholm, Dünhof, Wellekaln, Pawasser). Nur an wenigen Entblössungen (Schipping) konnte in ein und demselben Horizonte der allmählige Uebergang von Dolomit und Dolomitmergel in gypsführenden Thonmergel und Thon mit Sicherheit erschlossen werden. In den Dolomit und Mergel reichern Profilen sieht man ihn in regelmässigen Lagen von grösserer Ausdehnung auftreten; beim Ueberhandnehmen des Thons zeigt sich mehr Fasergyps. Im Allgemeinen drängt sich überall die Ueberzeugung auf, dass während der Thon- und Mergelbildung, innerhalb desselben Bildungsraumes, an gewissen Stellen Gyps ausgeschieden wurde. Nur ausnahmsweise findet man Gypsbänke von geringer Ausdehnung, gleichsam Bankstücke, mit seitlich gerade abgestutzten Rän-

dern die den Namen Pfosten oder Mönche führen. Bemerkt man an ihrer Oberfläche knollenförmige Erhabenheiten so bezeichnet der Lette diese Knollen mit dem Namen Gallus (Kopf. Stubbensee).

Gestört erscheinen die Lagerungsverhältnisse des Gypsvorkommens dort, wo kleine, feste Bankstücke in weichem oder brüchigem Material liegen (Darsenzeem). Ebenso tritt in Gegenden wo der Gyps am mächtigsten entwickelt ist (Birsen) und dichter bis körniger Gyps häufiger zu Tage geht, die regelmässige Lagerung nicht mehr so deutlich hervor. Der Grund davon ist hier offenbar die grössere Löslichkeit des Gypses, durch welche überhaupt der Boden Veränderungen erleiden musste. Letztere beurkunden sich in Erdfällen und Erdtrichtern die später mit Wasser erfüllt Teiche und kleine Seen bilden, sowie in Höhlen. Wir fanden sie am häufigsten und auffälligsten in der centralen Gypszone bei Baldohn, Barbern, Shushe an der Memel, Montigalischek, Rollischek, Koljutschin und Kownie, und erinnern an die bekannte Swenta Dshura oder die heilige Höhle. Im Randgebiete der Dolomitetage bemerkten wir nur kleine Erdtrichter, die dem Gypssucher stets einen sichern Anhaltspunkt geben.

Das Vorkommen des Gypses ist von dreierlei Art.

1) Bankgyps in 0,5′—3′ selten bis 5′ mächtigen Lagern oder Bänken, die aus einem Wechsel paralleler, ebener, oder gewundener bis wurmförmig geschlängelter Lagen (Gangränen) von hell- bis dunkelbraunem, bituminösem, blättrigem oder späthigem Gyps, von weissem Fasergyps und von dünnem Thon- oder Dolomit-Mergel bestehen. In diesen Bänken tritt der braune Gyps in Stern- oder Blumenform auf, ertheilt der Masse ein geflecktes Aussehen und hat den Namen Blumen-, Stern- oder Augengyps veranlasst. Dergleichen Zeichnungen erscheinen sowohl auf den Bruch- als Schichtungsflächen des Gesteins und erkennt man bei genauerer Betrachtung, dass sie Durchschnitte von Stellen sind wo der Gyps sich excentrisch strahlig oder späthig ordnete. Solches geschah aber erst nach erfolgter Sedimentbildung, da die braunen, späthigen Gypsstrahlen ganz unabhängig von den Schichtungsflächen verlaufen und man an gewissen Farbennuançen des Braun die alten horizontalen Schichtungsfugen der Fasergyps- oder Mergel-Schichten deutlich wiedererkennt (Stubbensee). In diesen Bänken geht der späthige Zustand des Gypses gewöhnlich Hand in Hand mit der braunen Färbung und sind die weissen Fasergypslagen fast immer scharf von dem braunen späthigen Gyps getrennt. Da der braune Gyps beim Glühen gleich weiss wird, so rührt seine Färbung von Bitumen her, das sich zuweilen (Wellekaln) in Klümpchen zu Erdpech concentrirt. Selten setzen Adern, Schnüre oder kleine Gänge von Fasergyps quer durch eine Gypsbank. Offenbar sind sie spätere Ausfüllungen von Klüften und dadurch anziehend, dass man in ihnen die Fasern des Gypses senkrecht auf den Wandungen der Gänge stehen sieht.

2) Fasergyps; reiner, gewöhnlich weisser, selten graublauer (Pawasser) oder honiggelber (Liwenhof bei Senten in Kurland), grob- bis feinfasriger und seidenglänzender, in dünnen oder bis 5″ starken Lagen, zwischen welchen häufig, grünlichgraue feine Thonschmitzen vorkommen. In dickeren Lagen zeigt er einen allmähligen Uebergang durch breitstrahligen in späthigen Gyps, oder es finden sich innerhalb des strahligen Gypses unregelmässig begrenzte Parthien des späthigen, hier weissen. An der Oberfläche des letztern (Dünhof) liegen dann und wann bräunliche, linsenförmige Gypskrystalle mit schwach angedeuteten Flächen ∞P, vorherrschenden $-P$

und $^1/_3$ P∞. Von diesen Linsen verwachsen zuweilen mehrere mit — P∞ und lassen — P, $^1/_3$ P∞ und die klinodiagonale Spaltungsfläche (∞P∞) einspiegeln. Nirgends bemerkten wir eine in Folge von angeblicher Raumausdehnung beim Umsetzen des Fasergypses in Gypsspath erfolgte Störung in der Lage der Fasergypstheile und schliessen daraus, dass man in vielen Fällen auch im Grossen kein Recht hat, aus ähnlichen Gründen gewisse Lagerungsformen des Gypses zu erklären. Sowohl im fasrigen als späthigen Theile der reinen und bitumenfreien Gypslagen kommt bei Dünhof etwas blauer, fasriger Cölestin, eingewachsen vor.

3) Dichter, körniger bis erdiger Gyps, tritt namentlich dort auf, wo der mergelfreie, reine Gyps massenhaft vorkommt (Birsen), fehlt aber auch an andern Localitäten nicht ganz (Kengeragge, Stubbensee). Er scheint umgesetzter Faser- oder späthiger Gyps zu sein und ist leichter löslich. Aechten Gypsalabaster fanden wir nie.

Aus der Natur des vorzugsweise in den Handel kommenden Bankgypses, erklärt sich leicht seine schwankende Zusammensetzung. Es liegen einige, freilich zum Theil praktische Interessen verfolgende Analysen von Gypssorten des obern livländischen Aagebietes und von Allasch vor, die wir den Herren Rochow und C. Schmidt (Livl. Jhrb. d. Landw. B. VIII. 1845, 15 und B. XI. 1850, 158) verdanken und hier neben einander stellen. Die erste Analyse bezieht sich auf einen dunkelbraunen späthigen Gyps vom Luike-Gesinde bei Adsel, der an einem Handstücke mit weissen Fasergypslagen wechselt und gleich über der festen Gypsbank daselbst lagert.

Bestandtheile.	Luike-Gesinde.	Adsel nach Rochow.	Adsel, gemahlener, n. C. Schmidt.	Palzmar n. Rochow.	Treppenhof nach S.	Allasch n. Schmidt.	Normaler Gyps.
Schwefelsaurer Kalk . .	70,71	63,36	75,70	64,94	74,53	74,22	79,13
Wasser	22,60	21,25	20,04	21,25	19,73	19,65	20,87
Kohlensaure Magnesia .	1,49	—		—			—
„ Kalkerde .	1,84	6,88		5,99			—
Silicate	—	4,98		4,25			—
Thonerde	2,13	3,00	4,26	2,85	5,74	6,13	—
Eisenoxyd	0,26						—
Bitumen . . . . . ,	0,34	—		—			—
	99,37	99,47	100,00	99,28	100,00	100,00	100,00

Im Mittel besässen diese Gypse also ungefähr 66 % Gyps. Wo die kohlensaure Magnesia bestimmt wurde steht sie zum kohlensauren Kalk in einem normaldolomitischen Verhältniss mit ganz geringem Ueberschuss an kohlensaurem Kalk.

Um die Verhältnisse der Gypslagerung anschaulicher zu machen, heben wir aus einer grössern Anzahl von Profilen drei hervor, deren Beziehungen zu einander einiges Interesse haben. Die von oben nach unten gehende Schichtenfolge I wurde 1856 beim Schipping-Krug, am rechten Ufer der Düna, oberhalb Kirchholm, aufgenommen; 1859 war der Bruch verlassen und zum Theil verstürzt. Nr. II entnehmen wir der Schrift des Grafen Plater: rzut oka na skład geognostyczny Inflant. Wilno 1832, S. 13. Tb. V, f. 3. Hier verzeichnete Plater das Profil eines Bruches der ein wenig oberhalb Nr. I lag und 1827 an einem alten schwedischen Befestigungsgraben eröffnet wurde. Nr. III ist die Schichtenfolge aus der Mitte der ausgedehnten 1,5—2 Werst vom Schipping-Kruge entfernten, am gegenüberliegenden linken Ufer der Düna befindlichen Gypsbrüche von Dünhof.

	I. Schipping-Bruch 1856.	II. Schipping-Bruch 1861.	III. Dünhofscher Bruch 1856.
A 2′	2′ Thon, graulicher	3 Ellen Thon mit Nestern erdigen Gypses.	2′ Dolomitmergel, gelblicher.
	0,5′ Dolomit, gelblicher, mergeliger, schiefriger		2′ Thon, blaugrauer.
B 2′	1,75′ Thon, grauer		Dünne Fasergypslage.
A 1. 2,33′	2,33′ Dolomit, gelblicher, mergeliger bis schiefriger u. fester mit Pseudomorphosen nach Kochsalz.		2′ Dolomit, gelblicher mergel.
B 1. 1,75′	1,5′ Thon, grauer		1,5′ Thon u. grauer schiefriger Gypsmergel.
A 2. 3,74′	0,25′ Mergel, weicher, gelbl.	0,25′ Kalkstein	0,33′ Dolomit, mergeliger.
	0,33′ Dolomit, grauer fester	0,33′ Schieferthon mit Gyps . . 0,17—0,25′ Faserg.	0,08′ Fasergypslage. 0,67′ Dolomit, mergel., grauer u. gelbl. poröser.
	Graue Thonschmitze		
	1,75′ Dolomit, mergeliger hellgrauer (a)	1,75′ (0,75 Ellen) Bank mit Sterngyps	0,58′ Thon. 0,17′ Fasergyps. 0,33′ Dolomit, fester. 0,17′ Fasergyps.
B 2. 4,67′	0,75′ Dolomit, grauer und bräunlicher, fester (b)	(?) 5 Ellen (?) fester Gyps mit fasrigem	0,66′ Dolomit, fester. 0,25′ grauer Thon. 0,33′ Gypsmergel. 0,17′ Fasergyps.
	0,91′ Dolomit, mergel. gelber		
	4,67′ feste Gypsbank. Oben 0,58′ brauner Augengyps, unten Wechsel grauer u. weisser dünner Lagen.		4,67′ feste Gypsbank mit dunkelbraunen Gypssternen oder Augen.
A 3.	1′ Dolomit, grauer krystallinischer in der Sohle des Bruches sichtbar (c)	1 ½ Ell. Kalkstein 5 Ellen (?) fester Gyps.	Sohle des Bruches.

Aus dieser vergleichenden Zusammenstellung erkennen wir sogleich eine in der That überraschende Gleichförmigkeit der Lagerungsfolge. Nr. II lässt sich auch mit seinen spärlichen und zum Theil unsichern Maassangaben zwischen I und III einordnen. Ja es scheint als müssten die in I und III vorkommenden Maassunterschiede den, durch die Natur der entblössten Stellen veranlassten, mangelhaften Profillaufnahmen,

zugeschrieben werden. Die Schichtenfolge am obern und untern Ende des Gypsbruches von Dünhof stimmte begreiflicherweise mit der der Mitte, doch fanden wir auch an weiter entfernten Punkten z. B. im Gypsbruche bei Pawasser (1860 und 1861) sowie bei Wellekaln an der Memel, leicht diejenige Abtheilung heraus, welche gewissen in I — III aufgeführten Schichten entspricht. Mit dem Gypsprofil von Isborsk gelang dieses Verfahren nicht.

Im Hintergrunde des Schipping-Bruches, d. i. vom Flusse ungefähr ½ Werst landeinwärts, sind an der Landstrasse daselbst, in nur wenig höherm Niveau, dolomitische Kalksteine mit *Platyschisma* und *Schizodus* in einem 8′ tiefen Bruche blossgelegt. Flussaufwärts von Schipping ist das Ufer der Düna verstürzt, flussabwärts sieht man einige Hundert Schritt unterhalb des Bruches, die untern krystallinischen Dolomite c von beiläufig 8′ Höhe ganz allmählig zum Spiegel der Düna herabsinken. Ueber c lagern hier 15′ gypsfreie, schiefrige Dolomitmergel und 8′ feste, dolomitische Kalksteinbänke mit *Platyschisma* und *Natica*. Das Gypslager befindet sich also in einem flachen Faltensattel und bildet einen Horizont mit den gypsfreien Mergeln. Die seitlichen Grenzen der Gypsschichten konnte man leider hier nicht beobachten, obgleich ein allmähliges Verjüngen derselben höchst wahrscheinlich ist. Ohne Zweifel gehören aber die Gypsbrüche bei Schipping und Dünhof einem Lager an, das sich von NNW — SSO erstreckte und von der Düna durchbrochen wurde. Dieselbe Richtung spricht sich auch in der Anordnung der Gypsvorkommnisse von Stubbensee, Akmenkalns, Selting-Gesinde, Baldohn, Barbern, Buthof, Kurmen und Birsen aus.

Der stetige Wechsel von Thon- und Dolomitlagen leuchtet aus der Tabelle hervor. Versuchsweise haben wir diesen

Wechsel durch drei Abtheilungen A B zu bezeichnen gesucht, wobei die oberste Abtheilung A, dem Dünhofschen Bruche zu entnehmen ist. Diese Theilung gewährt indessen solange nicht alle Schichten analysirt worden sind, wenig Vortheil. Von unten nach oben gehend, verlieren die Dolomitbänke an Festigkeit und werden reicher an Thon, statt dessen in den untern Schichten Gyps auftritt. Wo der Thon vorherrscht zeigt sich mehr reiner Fasergyps, wo er zurücktritt erscheint der Quantität nach mehr, der Qualität nach unreinerer Gyps. Dasselbe Verhältniss ergeben auch die Rochow'schen Analysen (S. 261).

Von den Schichten wurden drei dolomitische a — c von Schipping (I) analysirt und ist ihre Zusammensetzung folgende:

	a	b	c
Kohlensaurer Kalk	86,36	53,98	82,87
Kohlensaure Magnesia	11,52	39,61	14,24
Kohlensaures Eisenoxydul } . . .	0,63	} 1,97	0,93
Thonerde und Eisenoxyd }			0,13
Unlösliche Silicate	1,62	3,28	1,74
Wasser	0,14	1,16	0,13
Summe .	100,27	100,00	100,04

Die analysirten Gesteine brausten mit Säure stark; die Silicate liessen unter dem Microscop deutlich Quarz- und Feldspathkrystalle selten Glimmerblättchen erkennen. Auf eine Kalkreiche und Magnesia-ärmere Schicht (c) folgt hier nach oben die Gypsbank und bald darauf Normaldolomit (b) über welchem eine Schicht (a) lagert, die fast wie c zusammengesetzt ist und an deren Statt im Profil III Gyps-, Thon- und Dolomitlagen wechseln, in II aber eine Gypsbank auftritt. Da nun aus diesen Verhältnissen und einer vergleichenden Betrachtung der drei Profile überhaupt folgt, dass das Auftreten der Gyps-

lagen in keiner Beziehung oder keinem Causalverbande zu der Zusammensetzung der parallelen Gebilde, wie hier der Normaldolomite oder des dolomitischen Kalksteins, zu stehen scheint, so ist, unserer Ansicht nach, an eine Metamorphose der kohlensauren Kalkerde oder der Kalksteine in Gyps nicht zu denken.

Ausserdem müssen wir noch bemerken, dass an einigen Punkten (Wellekaln und Schönberg) das Gestein in der Nähe des Gypses ganz Magnesia-arm und vorherrschend aus kohlensaurem Kalk bestehend erscheint, während nach vorläufigen Untersuchungen die gypsfreien Schichten des Gypshorizonts auch noch an andern als den oben angegebenen Stellen (Stockmannshof) Magnesia-reich sind.

Neuere Gypsbildung wurde an den Lagerstätten unserer Gypse bisher nicht beobachtet. Plater fand freilich (S. 268) an mehreren Stellen seines Bruches (II) senkrechte Risse mit schönen Stalactiten, bemerkt aber nicht ob sie aus Kalk oder Gyps bestanden. Nach den „Nestern" erdigen Gypses, die Plater in der obern Teufe seines Profils angiebt, könnte man wohl auf Gypsstalactiten schliessen, da der erdige Gyps leichter löslich ist als der feste, krystallinische. Andererseits spricht sowohl die gänzliche Abwesenheit von neuen Gypsbildungen in mehreren 25—30 Jahre alten Brüchen bei Dünhof, als der daselbst vorkommende Kalktuff und Sinter für Kalkstalactiten. Bekanntlich bildete sich bei der Saline Nauheim aus Strahlgyps, Dornstein und zwar nach Bischof's Berechnung (Chem. Geol. II, 1056) ein strahliger den Dorn umgebender Gyps von ein Zoll Dicke in fünf Jahren. An den Dornwänden des Gradirwerks zu Staraja Russa im Gouv. Nowgorod setzte sich nach C. Schmidt (Dorpater Archiv I, 308) eine Schicht von 5—9''' Durchmesser in 18 Jahren ab.

Der in den Tagewassern unserer Provinzen gelöst vorkommende Gyps wird aber soviel uns bis jetzt bekannt ist, nirgends als solcher wieder ausgeschieden. Dieses beweisen die zahlreichen, überall wo unsere Gypslager auftreten, hervorbrechenden sogenannten Schwefelquellen, die richtiger Gypsquellen genannt werden sollten, da die Entwickelung von Schwefelwasserstoff und die Bildung pulverförmigen Schwefels nur eine zeitweilige nicht beständige Erscheinung derselben ist. Allgemeiner bekannt sind unter ihnen die Heilquelle Kemmer oder Kemmern im Randgebiete der Dolomitetage, sowie Baldohn, Barbern, Smordon und Poswol in der centralen Gypsregion. Ausser diesen meist gesättigten im Mittel + 4,5° R. besitzenden Gypsquellen wurden gewöhnlich ärmere bemerkt: bei Isborsk, Darsenzeem, Pullandorf, Schöneck, Kalnewen-Gesinde an der Sudde, bei Riga, Klein-Jungfernhof, Dahlen, Mitau (Dorotheenbrunnen), Tuckum, Libau, Jacobstadt (?), Spiting-Krug (?) und Dubna (?) an der Düna, ferner zwischen Krussen und Stenke-Krug an der Memel, sehr häufig im Birsenschen bis nach Pompijan, ja angeblich noch bei Onikschti, südlich von Kupischki.

Auf eine eingehendere Betrachtung der Zusammensetzung und der zahlreichen, namentlich ältern Analysen dieser und anderer Quellen der Ostseeprovinzen, wollen wir uns hier nicht einlassen, da Professor C. Schmidt mit einer umfassenden Bearbeitung unserer Quellen überhaupt und insbesondere der Dorpater Brunnenwasser und deren hygieinischen Einflüssen beschäftigt ist. Wir führen daher nur einige Analysen unserer bekanntern Heilquellen auf: Analyse 1 und 2 nach Seezen in der Wochenschrift Inland 1844. Nr. 9, S. 129; Analyse 3 und 4 nach Kersting bei G. Girgensohn: die Schwefelwasserquellen zu Kemmern, Riga 1847, S. 29 und Poggendorff's Annalen der Chemie XIV, S. 158. In

Analyse 3 und 4 sind die Carbonate als doppelkohlensaure Salze berechnet.

Feste Bestandtheile in Gran auf 16 Unzen (7680 Gr.).

	Baldohn 1844. (1)	Kemmern 1844. (2)	Kemmern 1846. (3)	Schöneck 1854. (4)
Schwefelsaures Kali . . .	0,0592	0,0876	0,102	0,118
„ Natron . .	0,1806	0,3220	0,559	0,213
„ Ammoniak	—	—	0,027	0,021
Schwefelsaure Magnesia .	0,5145	1,0576	1,031	—
„ Kalkerde .	14,1409	12,5760	12,867	0,651
Schwefel	—	—	1,016	—
Schwefelcalcium	0,0932	0,1776	0,149	—
Chlorcalcium	0,0611	0,1632	0,050	0,018
Kohlensaure Kalkerde . .	0,3717	1,9120	2,650	2,004
„ Magnesia . .	0,2573	0,7824	1,262	0,569
Kohlensaures Eisenoxydul	0,0432	0,0310	0,057	0,059
Thonerde	0,0480	0,0768	0,082	0,013
Kieselerde	0,7945	0,0480	0,042	0,139
Organische Materie . . .	—	—	0,823	0,107
Summe der Bestandtheile:	16,5642	17,2342	19,717	3,912

Genesis der mitteldevonischen Gesteine.

An den meisten Theorien der Dolomit- und Gypsbildung ist weniger ihr Inhalt als ihre für alle, oder zu zahlreiche Vorkommnisse beanspruchte Gültigkeit zu tadeln. Der Fehler entsprang daher, dass man sie im günstigsten Falle auf chemische Experimente begründete, ohne die Natur und insbesondere die Lagerungsverhältnisse der genannten Gebirgsarten an verschiedenen Punkten gehörig zu Rathe zu ziehen. In letzterer Beziehung ist bis auf den heutigen Tag nur wenig geschehen, wenn auch kaum Jemand mehr daran glaubt, dass

jeder Kalkstein, Dolomit und Gyps — und wir sprechen hier nur von Gebirgsarten — auf dieselbe Weise entstanden sei. Noch vor Kurzem wies Daubrée in seinen Studien über die Metamorphose (Anal. des Mines. 1859, T. XVI) auf die doppelte Entstehungsweise von Dolomit, Gyps, Anhydrit und Steinsalz hin. Wir aber stellten uns die Aufgabe sowohl Lagerungsverhältnisse als chemische Zusammensetzung unserer mitteldevonischen Gesteine genau zu erörtern um daraus zu erkennen ob sie, oder wie viel an ihnen ursprünglicher Entstehung oder späterer Umbildung ist. Sowie aber dieses ganze Capitel nur als Beitrag zur Kenntniss unserer mitteldevonischen Gebilde bezeichnet wurde, so sind auch die Untersuchungen, von welchen hier die Rede ist, nicht als erschöpfende anzusehen.

Betrachten wir das Material der untern Abtheilung unserer Dolomitetage, so ging aus den Analysen für Tabelle B hervor, das alle Gesteine derselben in ihrem dolomitischen Antheile eine dem Normal-Dolomit nahe kommende, wenig veränderliche Zusammensetzung besitzen. Selbst in den kieselreichern Schichten und an der Grenze der Dolomit- und untern Sandsteinetage spricht sich dieses Gesetz aus, oder mit andern Worten eine Unabhängigkeit vom Quantum der zum Theil an Stell und Ort krystallysirten zum Theil als Detritus zugeführten Kieselerde und Silicate verschiedener Art. In der Welikaja-Facies, Tabelle A, fand in den Mergeln XIV — XXV etwas Aehnliches statt, nur dass sich hier ausser der normaldolomitischen Zusammensetzung auch noch eine von drei Atom kohlensaurem Kalk und zwei Atom kohlensaurer Magnesia zeigte. Diese Gleichmässigkeit in der Zusammensetzung der untern Abtheilung, insbesondere der Dünafacies, beweist, dass wir es entweder mit einem ursprünglich gleichförmigen Kalk-

stein, der später ganz gleichmässig in Dolomit verwandelt wurde, zu thun haben, oder mit einem ursprünglichen Dolomit, der später grössern oder geringern Veränderungen unterworfen war.

Obgleich von vorne herein eine in sehr langen Zeiträumen so gleichmässig resultirende Metamorphose eines 70′ mächtigen Schichtensystems wenig Wahrscheinlichkeit hat, so wollen wir dennoch die Möglichkeit derselben annehmen.

Bei dieser Voraussetzung musste die Metamorphose entweder über trockenem oder unter Wasser befindlichem Boden erfolgen. In ersterem Falle wurden die ursprünglichen Kalksteine durch, kohlensaure Magnesia gelöst enthaltende, Tagewasser verändert, die während des langen bis zur Quartärperiode anhaltenden Trockenliegens devonischer Gebilde, oder nach Befreiung derselben vom Quartärwasser wirkten. Im zweiten Falle konnte die Umwandlung entweder unter der devonischen oder unter der quartären Wasserbedeckung erfolgen.

Gegen die Wahrscheinlichkeit einer Dolomitbildung durch atmosphärisches Wasser spricht ganz entschieden der Umstand, dass wir unter den jüngsten oder obersten Schichten der Dolomitetage gerade Magnesia-ärmere ja sogar Magnesiafreie Kalksteine finden und auch in dem zu Tage gehenden Zechstein SW-Kurlands keine Magnesia vorkommt. Unsere jetzigen Quellen laugen wo sie Magnesia-reiche Gesteine, namentlich Dolomitmergel und Gypslager durchsetzen, wohl kohlensaure Magnesia aus und wie es scheint sogar zusammen mit kohlensaurem Kalk im normaldolomitischen Verhältniss, dennoch sind die Quantitäten gering und bemerkten wir weder in älteren noch neuesten Tuff- und Sinterbildungen jemals Dolomit. Unter allen bisher untersuchten Neubildungen dieser Art besitzt ein

ein im Correspdzbl. d. naturf. Ver. zu Riga 1857, Nr. 5 aufgeführter, röhrenförmiger Kalksinter oder richtiger Kalksand von Ringenberg bei Riga den grössten Magnesiagehalt*). Er besteht aus 1,75 kohlensaurer Magnesia neben 37,62 kohlensaurem Kalk, 0,50 Eisenoxyd und Thonerde und 59,30 Sand. Eine der Magnesia-reichsten Quellen ist der grosse Soolsprudel von Nauheim (Lieb. Kopp. 1852, 979) welcher einen Sinter absetzt, der von 1,20 — 11,69 % kohlensaurer Magnesia neben 85,41—83,42 % kohlensaurer Kalkerde enthält. So reiche Magnesiaquellen haben wir durchaus keinen Grund für den Zeitraum von der Devonformation bis auf die Gegenwart in unserm Terrain anzunehmen. Wir sehen auch nicht ein warum man den Magnesiagehalt unserer devonischen Gesteine aus den silurischen Dolomiten kommen lassen soll, und können T. Kjerulf's Versuch, die Magnesiaquelle gewisser norwegischer, für devonisch gehaltener Dolomite, den *Melaphyren* zuzuschreiben, ebenso wenig auf unsere Gebilde ausdehnen, abgesehen davon, dass sich schon Bischof (chem. Geol. II, 1186) gegen eine solche Herkunft der Magnesia überhaupt aussprach. Nach Kjerulf**) „erfolgten während und nach Ablagerung von Schichten, die auf den jüngsten silurischen ruhen und die Murchison zum Old Red rechnet Ausbrüche von Magnesia-reichen Gesteinen. Zwischen den silurischen Straten Norwegens findet man noch keinen Magnesiakalkstein, weil in jener Zeit noch kein Augitporphyr und Melaphyr (Trapp) hervortrat. In Russland findet man eben

*) Wir brauchen kaum daran zu erinnern, dass dieser Gehalt an Magnesia wohl zu unterscheiden ist von dem des Vegetationsbodens oder des an- und aufgeschwemmten Landes überhaupt, der bei Analysen nach Zersetzung der mechanisch beigemengten Silicate und Dolomittrümmer erhalten wird.

**) Geologie des südlichen Norwegens. Christiania 1857, S. 73.

die Magnesia-Kalksteine bei Oka auf dieser höhern devonischen Stufe". Die silurischen Straten Est- und Nord-Livlands sind bekanntlich zum Theil sehr reich an Magnesia, während wir die jüngern Trappgesteine in ihrer Umgebung ganz vermissen. Nur Hornblende-arme Quarzporphyre*) erheben sich aus dem Granit-, Glimmer- und Hornblende-Gneis in der Nachbarschaft unserer Silurformation und konnten nicht die Magnesia-Quelle für das Silurmeer abgeben. Ebensowenig that es der Hornblende-Gneis. Wenn wir also für unsere Silurschichten vergebens nach einer solchen Magnesiaquelle suchen, so zweifeln wir auch daran, dass das devonische Meer durch die norwegischen Melaphyre bis Woronesh hin mit so bedeutenden Magnesia-Quantitäten gespeist wurde.

Gehen wir nun zur Erörterung der Annahme, dass die Metamorphose der ursprünglichen devonischen Kalksteine unter dem devonischen Meerwasser selbst oder unter dem Quartärwasser erfolgte und heben von den zahlreichen Theorien und Hypothesen der Dolomitbildung nur einige hier möglicherweise Anwendung findende hervor.

1) Ein Bittersalzreiches Meerwasser wirkte lange auf die ursprünglichen Kalksteine und bildete dabei zuerst Gyps und kohlensaure Magnesia, welche in freier Kohlensäure des Wassers als doppelkohlensaure Magnesia gelöst, bei längerer Berührung mit Kalksteinen ein Austreten ihres zweiten Atoms Kohlensäure veranlasste. Dieses Atom Kohlensäure verband sich mit kohlensaurem Kalk zu löslichem zweifach kohlensaurem Kalk während kohlensaure Magnesia ausgeschieden wurde. Der durch diese Vorgänge löchrig gewordene aufgelockerte Kalkstein wurde nun

*) Die Analysen der *Porphyre* von der Insel Hochland hat Herr J. Medwedjew ausgeführt und wird die Resultate seiner sorgsamen Arbeit hoffentlich bald veröffentlichen.

von der sich ausscheidenden kohlensauren Magnesia aufs innigste durchdrungen und gab Dolomit.

Wie sollen wir diese merkwürdige, schon von Bischof (a a. O. II, 1108) bestrittene Theorie, auf unsere untern Dolomite anwenden? Wo blieb der Gyps oder wo sind seine Zersetzungsproducte insbesondere der Schwefel wiederzufinden? Gerade wo kein Gyps oder wenig Eisenkies, Brauneisen und Eisensalze bei uns gefunden werden, da erscheint der Dolomit krystallinisch und am gleichmässigsten zusammengesetzt, während dort wo Ersteres der Fall ist, wie in der obern Abtheilung der Dolomitetage, die dolomitische Zusammensetzung schwankt oder in den Hintergrund tritt. Auch die Annahme eines Bittersalz-reichern Meerwassers ist zu erörtern. Ohne Zweifel musste während der Dauer des devonischen Meeres eine Verschiedenheit in den chemischen oder rein mechanischen Niederschlägen seines Wassers stattfinden. Nehmen wir aber einen spätern Magnesiagehalt desselben an, so können wir solchen auch früher setzen. Das metamorphosirende Wasser soll nach Ausbildung der Kalkschichten gewirkt haben. Warum haben dann aber die obersten Teufen (Tb. A, I—XIII) der ganzen mitteldevonischen Formation am wenigsten Magnesia erhalten und die untern, festern, mehr? Oder wechselten vielleicht die Magnesia- und Kalkzeiten des devonischen Meeres in gar wunderbarer Weise?

Eigenthümliche dem Thierleben ungünstige Bedingungen des ältern Quartärwassers haben wir, nach frühern Betrachtungen, Grund anzunehmen, ein grosser Magnesiagehalt desselben ist aber eine Hypothese die auf gar schwacher Grundlage ruht.

Wir können nun freilich das Bittersalz-haltige Meerwasser fallen lassen und den letzten Theil der Hypothese 1, wie folgt, selbstständig betrachten.

2) Ein im Meerwasser befindliches Magnesiabicarbonat veranlasste in der früher angegebenen Weise die Bildung von löslichem doppelkohlensaurem Kalk und führte dem vorhandenen kohlensauren Kalk die kohlensaure Magnesia zu, wodurch Dolomit gebildet wurde. Jedenfalls müsste aber dabei ein Gemenge von kohlensaurer Magnesia und Kalkerde entstehen nicht aber ein krystallinischer oder krystallisirter Dolomit wie er in der untern Abtheilung der Dünafacies vorkommt.

3) Die leichter als kieselsaure Kalkerde lösliche im devonischen Meerwasser befindliche kieselsaure Magnesia, wird durch die freie Kohlensäure desselben Wassers zersetzt. Die Magnesia trennt sich wegen ihrer Neigung zur Doppelsalzbildung von der Kieselsäure und vereinigt sich mit der Kohlensäure zu kohlensaurer Magnesia. Dieser Prozess könnte unter gewissen Verhältnissen vielleicht einen primären Dolomit liefern. Wo aber gerieth dann in unsern untern meist kieselarmen Dolomiten die Kieselsäure hin? Eine primäre oder directe Bildung der Dolomite oder kohlensauren Erden konnte nach Bischof nur in einem eintrocknenden Binnenmeer erfolgen, aus welchem nicht nur die freie sondern auch die halbgebundene Kohlensäure verdunsteten oder entwichen. Dürfen wir aber, selbst bei einem, der Sedimentbildung folgenden, Nachsinken des devonischen Meergrundes, den tiefern Lagen des bei uns freilich nur 150′, an andern Punkten aber viel mächtigern Schichtensystems, eine solche Entstehung zuschreiben?

4) Durch Wechselwirkung des, kohlensaure Kalkerde enthaltenden, Quellwassers mit den Talkerdesalzen des Seewassers, wurde kohlensaure Talkerde niedergeschlagen und auf diese Weise Dolomit oder dolomitischer Kalkstein gebildet. So konnten ursprüngliche Dolomite entstehen, doch sprechen

gegen diesen Prozess unsere Lagerungsverhältnisse, der von oben nach unten zunehmende Magnesia-gehalt, die Unkenntniss dessen, woher dergleichen Quellen kamen und warum sie so überreich flossen.

Sehen wir uns in dieser Weise veranlasst, die gebräuchlichern Hypothesen der Dolomitbildung für unsere Gesteine nicht gelten zu lassen, so werden wir doch zu der Annahme gedrängt, dass sie ursprünglicher Entstehung sind, was Daubrée (Berg- u. Hüttenm. Zeit. 1861, 259) von den Dolomiten im Allgemeinen für möglich hält. Fehlt uns auch bis auf den heutigen Tag jede experimentelle Erfahrung um eine solche Bildung zu erklären, so will Solches so lange nicht viel sagen, als bei unsern Experimenten noch keine vollkommenern, für Arbeiten mit Flüssigkeiten bei hohem Druck und höherer Temperatur geeigneten Apparate zur Anwendung kamen und das Agens Zeit nicht in beliebiger Weise zu Gebote steht. Da sich aber Beobachtungen und Thatsachen häufen, nach welchen die Möglichkeit einer direct aus dem Meerwasser erfolgenden Dolomitbildung unzweifelhaft erscheint (Naumann's Lehrb. d. Geogn. I, 1858, 523. 714. 763) so mag die Zeit nicht ferne sein, wo man den Schlüssel zur Erklärung dieser Bildung findet. Schon die Umstände, dass in weit von einander entfernten devonischen Gebilden, wie den *Stringocephalen*-Schichten Nassau's und unsern mitteldevonischen Schichten, zu ein und derselben Zeit und in entsprechenden Horizonten so auffällig verwandte Gesteine auftreten*) und dass ferner in einem ganzen Schichtensystem wie den untern Dünadolomiten eine

*) Wie die Nassauer Stringocephalen-Dolomite (von Diez, Elbthal etc. vgl. Görz a. a. O.) zur Darstellung von Wassermörtel geeignet sind, so gilt dasselbe für unsere untern Dünadolomite und z. B. die Schicht Nr. X. der Welikaja-Facies.

ausdauernde, gleichmässige Zusammensetzung des dolomitischen Antheils der zum Theil krystallinischen zum Theil mergeligen, mit mehr oder weniger mechanischen Beimengungen versehenen Gesteinen auftritt und der überschüssige kohlensaure Kalk nur in geringen Grenzwerthen schwankt und auch keine Volumverringerung oder Vergrösserung der Straten bemerkt wird, schon diese Umstände weisen auf einen, lange Zeit und zu einer bestimmten Periode ganz gleichmässig vor sich gehenden ursprünglichen Prozess hin, der auf diese Weise durch metamorphosirendes Wasser kaum in Scene gesetzt werden konnte.

Die Verlegenheit in welche uns das Räthselhafte der Entstehungsweise des Dolomits oder der kohlensauren Magnesia versetzt, wird beim kohlensauren Kalk dadurch vermindert, dass einige Geologen jeden versteinerungsführenden Kalkstein für ein zoogenes Product halten. In zahlreichen Fällen ist Solches gewiss richtig in vielen aber nicht. Betrachten wir unsere untern Dolomitschichten, so finden wir nur sparsame Steinkerne und Abdrücke von *Conchiferen*, die nach unserer gegenwärtigen Anschauung, zu keiner Zeit Dolomit- sondern stets Kalkschalen absonderten. Nach Zerstörung der Membran und nach einer gewissen Lithomorphose der Sinkstoffe wurde dieser Kalk gelöst, warum aber nicht in Dolomit verwandelt wenn Dieses mit dem neben ihm liegenden angeblich auch von Thieren stammendem Kalk geschah? Wir finden freilich in den Höhlungen des frühern Sitzes der Mollusken sowohl Kalkspath- als Dolomitkrystalle, doch nie die ganze Schale in Dolomit verwandelt. Ein Theil der Schalen bildete sich aber wenigstens in Kalkspath um. Jedenfalls war ein Unterschied zwischen dem Thiergehäuse und dem dasselbe umhüllenden und oft erfüllenden Kalkschlamm vorhanden. Warum soll es

nun nicht auch einen Dolomitschlamm gegeben haben und der in unsern Dolomiten vorkommende, wenige Procent betragende überschüssige kohlensaure Kalk nicht den Thierresten zugeschrieben werden, insbesondere dort wo wir mit dem Wachsen der Menge überschüssiger kohlensaurer Kalkerde auch häufigere Thierspuren oder löchrige Bänke bemerken. Gewiss haben wir die Erfahrung zu verwerthen, dass in Magnesia-reichern Gewässern das gegenwärtige Thierleben sparsam vertreten ist, dürfen aber ebenso wenig vergessen, dass die ausgestorbenen Thierformen der ältesten Perioden nicht unter Verhältnissen lebten die unsern jetzigen ganz entsprechen. Ob in unsern mergeligen oder weniger krystallinischen Gesteinen, die Spuren der Schalthiere ganz verwischt wurden, weil der Zustand der umgebenden Masse mehr zur Vertheilung des gelösten kohlensauren Kalks aufforderte, oder ob dieselben nur sehr sparsam darin vorkamen, lässt sich schwer entscheiden.

Wenden wir uns nun zur obern, gypsführenden Abtheilung unserer Dolomitetage. Die Lagerung ist auch hier eine wenig oder nicht gestörte. Im Allgemeinen tritt aber der krystallinische Habitus der Dolomite zurück, sie schwanken mehr in ihrer Zusammensetzung, führen weniger Magnesia, scheinen häufig verändert zu sein, sind weicher mergeliger und lösen sich leichter in Säuren oder brausen mit ihnen stärker als die Gesteine der untern Abtheilung. Aus diesen Gründen und weil veränderte dolomitische Kalksteine bei der Verwitterung Magnesia verlieren (Roth. Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. XI, 144) könnte man veranlasst werden hier, insbesondere im Gypshorizont weniger Doppelsalze und mehr Gemenge von kohlensaurem Kalk und kohlensaurer Magnesia anzunehmen. Dennoch ist eine Täuschung leicht, da z. B. die Schicht b beim Schipping-Krug (S. 270, I) und die auf S. 295

beschriebene und analysirte Dolomitlage bei Dünhof zu beweisen scheinen, dass ein erdiger oder in feinster Pulverform als Dolomitschlamm erscheinender ursprünglicher Zustand des Normaldolomits möglich ist. Auch was die leichtere Löslichkeit oder das Brausen der Gesteine mit Säuren betrifft, so hängt diese Eigenschaft vom Agregatzustande des Dolomits und vielleicht vom beigemengten Thon oder Bitumen ab. Dass endlich eine Verwitterung namentlich der zu Tage gehenden weichern Schichten erfolgte, erkennt man hier wie in der untern Etage an den Bittersalzausblühungen am deutlichsten, doch ist Dieses ein anderer Act, als die Metamorphose der Schichten im Innern der Erde.

Wie wir bemerkten finden sich in dieser Abtheilung auch einige Magnesia-arme oder gar freie Kalksteine*). Sie führen entweder sparsame oder zahlreiche Anzeichen von Schalthieren unter welchen auch wohlerhaltene Schalen vorkommen. Das Fortgeführtwerden der Muschelschalen hält Bischof (a. a. O. II, 1143) „für einen bündigen Beweis dafür, dass der kohlensaure Kalk ebenso aus der Masse des Gesteins gelöst wurde. So fordert es der Umwandlungsprozess, mag er durch Austausch gegen kohlensaure Magnesia oder durch blosses Auslaugen des kohlensauren Kalks vor sich gegangen sein.“ Was soll nun aber das Auslaugen von kohlensaurem Kalk aus einem Gestein heissen, das ganz aus kohlensaurem Kalk besteht und in welchem nur die Kalkschalen fortgewaschen sind?

Das Experiment lehrt wie nur aus chemischen Verbindungen der kohlensauren Kalkerde und der kohlensauren Mag-

*) Wir analysirten sie nicht selbst, sondern stützen uns hier auf eine Mittheilung Dr. Kerstings, der diese Gesteine jetzt, statt der früher aus dem Auslande bezogenen, zur Darstellung der Kohlensäure für die Mineralwasseranstalt in Riga benutzt.

nesia erstere leichter als letztere und ebenso Kalksilicate leichter als Magnesiasilicate vom kohlensauren Wasser gelöst werden. Da wir nun in den höhern Schichten des obern Systems jene Magnesia-armen Kalksteine mit *Platyschisma* und *Natica* etc. zuweilen finden, so würde bei der Annahme einer auflösenden Wirkung des Wassers, wenn im Gestein ein Gemenge von kohlensaurem Kalk und kohlensaurer Magnesia vorhanden war, letztere zunächst entfernt worden sein. Mögen diese Schichten nun ursprünglich Kalksteine, dann durch Metamorphose entstandene Gemenge von kohlensaurer Kalk- und Talkerde gewesen sein, die wieder ausgelaugt wurden, oder mögen sie einen andern Entwickelungsgang durchgemacht haben, so besteht doch die Hauptmasse desselben Horizontes aus Dolomiten, die wir für ursprüngliche halten. Denn wir bemerkten in den Höhlungen solcher Dolomite Kalkspath und auf den Steinkernen von *Platyschismen* und *Spiriferen* (Ewst- und Ogermündung) einen schneeweissen Ueberzug von Kieselerde. Hier wurden offenbar aus der chemischen Verbindung der kohlensauren Kalk- und Talkerde und aus Kalksilicaten sowohl kohlensaurer Kalk als Kieselsäure ausgelaugt und letztere bei ihrer Neigung zur thierischen Materie in der Gegend der Kalkschale abgesetzt. Nach Roth (a. a. O.) zeigen unveränderte dolomitische Kalksteine bei der Verwitterung eine Zunahme der Magnesia dadurch, dass kohlensaurer Kalk fortgeführt wurde. Nr. XXIV der Welikaja-Facies, sowie die auch in den untern Dünadolomiten vorkommende wenn auch unbedeutende Sinterbildung, spricht ganz entschieden für diesen unveränderten Zustand und ebenso der bedeutende Magnesiagehalt aller Schichten 1—24 und XIV—XXV. Je näher die Gesteine der Erdoberfläche oder der Luft liegen desto bedeutender ist der ihnen entstammende Sinter oder Tuffabsatz.

Was die Gypsentstehung betrifft, so lehren unsere Profile dass dieses Material eine alte Bildung ist und ohne Zweifel in einem zusammenhängenden Lager, vor dem Durchbruche der Düna oder vor Bildung des Dünabettes vorhanden war. Auch scheinen die Lagerungsverhältnisse des Gypses und die Zusammensetzung der benachbarten Schichten auf eine, mit den, in einem Horizont und ganz gleichförmig gelagerten Dolomiten, gleichzeitig erfolgte ursprüngliche Bildung hinzuweisen. Höchstens konnte eine Metamorphose des Kalksteins oder der Dolomite bald nach deren Ausbildung erfolgen. Denn dagegen, dass der Gyps durch Quellen in sein jetziges Terrain geführt wurde, sprechen seine Lagerungsform und die oben angeführten Gründe.

Die Metamorphose des Kalksteins durch ein Bittersalzreiches Meerwasser ist nach der obigen Theorie I nicht schwer anzunehmen, wenn wir die schwefelsaure Magnesia nur stellweise und periodisch erscheinen lassen. Der schwefelsaure Kalk konnte aber ebenso gut vor und während der Kalksteinbildung im devonischen Wasser enthalten sein. Wir finden in einem Horizonte, hier reinen Gyps und dort Magnesiareiche Gesteine. Folgen wir der gebräuchlichsten Hypothese einer Gypsbildung, so musste z. B. nach Ausbildung der Gypsbank zwischen b und c (S. 268, I) die doppelkohlensaure Magnesialösung umherirren und den ursprünglichen Kalkstein b in Dolomit verwandeln. Hier in I kam es höher hinauf nicht mehr zur Gypsbildung, während ein Paar Werst weiter bei Dünhof (III) in derselben Region bei ähnlichen Vorgängen, im Laufe der Metamorphose, auf 3' Mächtigkeit 8 Lagen von Dolomit, Gyps und Thon zur Ausbildung kamen! Da die Gesteine in der Nähe des Gypses oft ganz gypsfrei sind, so musste entweder das Material aus welchem die Gypsbank durch Umwandlung hervorging oder die einwirkende Flüssig-

keit hier und da verschieden sein. Was sollen aber die Schichten auser dem kohlensauren Kalk besessen haben wenn es nicht kohlensaure Magnesia war und warum wurden sie wenn ihnen letztere fehlte, als die höherliegenden Schichten, nicht zuerst umgewandelt. Auch sehen wir nicht ein warum die Metamorphose, dort wo kein Thon den Zutritt des Wassers verhinderte, gewisse Schichten nicht traf und warum im Thon selbst der reinste Gyps vorkommt. Die Anhänger der Metamorphose werden doch nicht gar behaupten wollen, dass sich der Thon erst nach diesem Act so rein und vollständig absonderte? Forchhammer (Erdm. J. XLIX, 52) meint, es sei leicht zu begreifen, weshalb der Gyps seine Bildung neben dem Dolomit hat. Da der Gyps, sagt er, früher kohlensaurer Kalk war, dessen Kohlensäure durch Schwefelsäure der Mineralwasser und Quellen ausgetrieben wurde, so musste diese Kohlensäure, wenn Wasser da war eine grosse Menge kohlensaurer Kalkerde auflösen und diese Wechselwirkung in der Auflösung hat mit dem Seewasser dolomitische Kalksteine gebildet. Für unser Terrain ist aber vor Allem zu beweisen, dass der Gyps aus kohlensaurem Kalk entstand und woher denn die Magnesia-reichen Quellen und Mineralwasser in solcher Masse kamen.

Nach diesen Bemerkungen ist es uns nicht möglich eine durch Bittersalz-reiches Meer- oder Quellwasser erfolgte Umwandlung unserer Gesteine in Gyps für wahrscheinlich zu halten. Gehen wir daher zu einer andern Theorie der Gypsentstehung.

Der Gyps kann sich aus präexistirendem Eisenkies gebildet haben. Das Doppelschwefeleisen geht in Eisenvitriol über und liegt dieser im kohlensauren Kalk so bildet sich Gyps nnd kohlensaures Eisenoxydul und aus letzterm Braun-

eisen. Beim *Fucoiden*-Reichthum gewisser unsererer Dolomitschichten könnte man wohl annehmen, dass im Grunde des, an schwefelsauren Salzen reichen Meeres, in Gährung begriffene oder verbrennende *Fucoiden*, sowohl der Säure als auch den Basen dieser Salze sowie dem Eisenoxydul allen Sauerstoff entzogen und dadurch Schwefelmetalle gebildet wurden, welche sich in Gyps, kohlensaures Eisenoxydul und Eisenoxydhydrat verwandelten. In diesem Falle müssten bei uns neben dem Gyps sowohl Carbonate des Eisens als Brauneisen, letzteres als Pseudomorphose nach Spatheisen oder Eisenkies, vorkommen, welche wir aber nicht finden. Selbst wenn das Eisenoxydul- und Eisenoxyd-Quantum abnehmen sollte, je näher man einer Gypsbank kommt (Analyse a—c) und eine Zersetzung und Entfernung dieser Basen stattfand, so ist doch sowohl der Unterschied in ihren Quantitäten als ihre Menge selbst sehr geringe. Zur Bildung einer 5′ mächtigen Gypsbank bedurfte es bedeutender Eisenkiesmassen. Unsere Gesteine besitzen dagegen nur wenig fein vertheilten amorphen Eisenkies, der sich an der Luft leicht zersetzt und zur Bildung von Bittersalzausblühungen Veranlassung giebt. Wohlerhaltene Kieskrystalle fanden wir bei Pawasser neben krystallinischem Gyps. Wo bei uns *Fucoiden* zahlreicher auftreten stets etwas Eisenkies als spätere Bildung vorhanden, der hier wie in den *Fucoiden*freien Schichten zu Bittersalzausblühungen führt. Wo sich Gyps zeigt, fehlten mit einer Ausnahme (Isborsk) *Fucoiden*. Auch fällt es auf, warum in den gypsfreien Dolomit- und Mergelschichten in und neben den Gypslagern keine Spur von *Fucoiden* gefunden wird, wenn sie eine der Ursachen der Gypsbildung waren. Im dunkelbraunen, späthigen Gyps erkennen wir freilich die Gegenwart von dem, wahrscheinlich aus vegetabilischen Stoffen entstan-

denen *Bitumen*. Doch wechselt der braune Gyps stets mit schneeweissem, fasrigem. Das *Bitumen* scheint in vielen Fällen (S. 265) während und nach der Gypsbildung einen Einfluss auf den späthigen Zustand des Gypses ausgeübt zu haben, wenn auch anderseits der späthige Gyps (Dünhof und Liwenhof in Kurland) ganz bitumenfrei vorkommt. Jedenfalls bemerkten wir, dass im Bankgyps der Gyps gewöhnlich dann späthig erscheint, wenn er braun oder bituminös ist. An einigen Punkten (Luike-Gesinde, Analyse S. 267) hängt die Späthigkeit des Gypses vielleicht von einem grössern kohlensauren Kalk- oder Talkerde-Gehalt ab.

Konnten wir auch nicht zugeben, dass unser devonischer Gyps durch den Einfluss von *Fucoiden* auf Bittersalzwasser etc. entstand, so steht doch fest, dass gypshaltiges Wasser durch Kohle und organische Reste überhaupt leicht zersetzt wird. Letzteres geschieht offenbar mit unseren Gypsquellen, doch ist wegen des an ihnen oft nicht bemerkbaren oder unterbrochenen Zersetzungsprozesses, die Ursache desselben wohl mehr in den oberflächlichen, mit dem Tagewasser hinabgeführten vegetabilischen Resten, als in denjenigen der Tiefe zu suchen.

Der Gyps kam nur zu gewissen Zeiten und in mehr oder weniger beschränkten Räumen zur Ausbildung. Dieses beweist das ausschliessliche Auftreten des Gypses in der obern Abtheilung und in dem Horizont des *Spirifer tenticulum*. Auch spricht das Vorkommen des Gypses am Nordrande unseres mittlern devonischen Systems für ein flacheres, vielleicht stagnirendes Wasser, während in der centralen Gypszone insbesondere in der Umgebung Birsens, wo die wenn auch hie und da unterbrochenen Gypslager sich in einem Flächenraume von beiläufig 43 Quadratwerst ausbreiten, eine solche Annahme schon gewagt erscheint. Bischof ist geneigt

dem Wasser der ältern Meere einen grössern Gehalt an Magnesia- und Kalksalzen zuzuschreiben, ein Wasser das unter günstigen Verhältnissen verdunstend und concentrirt verschiedenes Material zum Niederschlag brachte. In dem häufigen Wechsel unserer Thon-, Gyps- und Dolomitlagen spricht sich der Einfluss verschiedener Temperaturen und Zeiten aus. Mögen auch nach der gebräuchlichen Anschauungsweise die klimatischen Verhältnisse der Devonzeit andere als jetzt gewesen sein, so müssen und können wir doch nur auf analoge Vorgänge in der Gegenwart hinweisen und finden sie in Seen welche gypshaltiges Wasser besitzen, im Frühjahre blos mechanische Niederschläge und in der wärmern Jahreszeit kohlensauren Kalk und Gyps als chemische Bildungen ausscheiden.

Wir sahen uns also veranlasst auch in der obern Abtheilung unserer Dolomitetage den grössten Theil der Dolomit-, Mergel-, Thon- und Gypsbildungen für ursprüngliche zu halten. Sowohl diese Gesteine als die der untern Abtheilung wurden in spätern Perioden, vornehmlich in den obern Teufen, oder wo sie überhaupt dem Einflusse der Luft und des Wassers mehr ausgesetzt waren, stärker angegriffen und verändert. Solches lehren uns die Bittersalzausblühungen, der Kalksalpeter (z. B. an der Felswand unter welcher die Ruine von Bauske), die häufigen Kalktuff- und Sinterbildungen, Gyps- und andere Quellen. Nur das aus der organischen Welt stammende Material, insbesondere auch die Kalkschalen der todten Mollusken und die sparsamen Kochsalzbildungen waren schon seit der ältesten Zeit einer wesentlichen Veränderung unterworfen während der Auslaugungsprozess sonst nur wenig Umbildungen und Neubildungen hervorrief.

Fassen wir schliesslich die Entwickelungsweise unserer ganzen devonischen Formation allgemein ins Auge, so ergiebt

sich, dass in dem devonischen Meere, nach der ältesten vorherrschend mechanischen Ablagerung der untern Sandsteine eine zweite Periode eintrat, wo sich bei tieferm Wasser vorzugsweise Dolomite ausschieden und bei flacherm, vielleicht einem allmählig sinkenden Boden angehörigen, ausserdem Gyps und wieder mehr mechanische Niederschläge gebildet wurden, an welche sich in der letzten und jüngsten Devonzeit die Ablagerung unserer obern Sandsteinetage eng anschloss. Alle diese Gebilde erlitten, im Vergleich zu andern Gegenden nur geringe, sei es durch mechanische oder chemische Einflüsse hervorgerufene Veränderungen, wie sowohl sie selbst, als unsere Quartärbildungen beweisen.

Ueber den Salzgehalt der mitteldevonischen Gebilde.

Vom häufigen Kameraden des Gypses, dem Salze, haben wir bisher fast ganz geschwiegen, weil dessen Auftreten bei uns nicht der Art ist um daraus zu begründeten Schlüssen über die Entwickelung der Sedimentbildungen des devonischen Meeres zu gelangen. Da aber die Frage ob und wie viel Salz unser Boden besitzt allgemeineres Interesse hat, so wollen wir dieselbe hier auch in historischer Beziehung nicht ganz unerörtert lassen. Einen populären Aufsatz über denselben Gegenstand haben wir schon früher im „Inlande" veröffentlicht.

Der Kochsalzgehalt unseres, erst seit 1845 allgemein als devonisch erkannten Terrains, mag seit undenklichen Zeiten bemerkt worden sein. Die erste Veranlassung zum Salzsuchen gaben aber in dem uns benachbarten alten polnischen Livland und Lithauen oder den jetzigen Gouvernements Witebsk, Kowno und Wilna, angebliche Salzfunde, zahlreiche schwache Salzquellen und Gypsvorkommnisse nicht aber, wie

leicht erklärlich, die analogen geognostischen Verhältnisse, unter welchen die altbekannten doch weit entfernten Salzquellen bei Staraja Russa im Gouvernement Nowgorod hervorbrechen. Man erwartete von den, in russischer oder polnischer Sprache nach dem Salz benannten Localitäten (z. B. Solomiasto oder Salzflecken und Drusseiki, Salzdorf, im Birsenschen) dasselbe, was in Westeuropa das Wörtchen „Hall" (ἅλς) gelehrt hatte. Unter König August III. wurde, in Folge eines von Bauern in einem Gypsbruche des Gouv. Wilna angeblich gefundenen grossen Stückes Steinsalz, mehren Beamten eine Untersuchung anvertraut die keinen gewünschten Erfolg hatte. 1802 erhielt die russische Regierung vom Vorkommen des Steinsalzes an der Grenze Kurlands und Lithauens Kunde und schickte einen Wilnaer Professor behufs genauerer Kenntnissnahme dieses Vorkommens ab. Er kehrte unverrichteter Sache heim. 1810 wiederholte sich dieselbe Anzeige für die Umgebung Birsens im Gouv. Kowno und wurden auf Befehl der Regierung bei Kownie, einem Gute, das zu jener Zeit Herrn Petraschewski gehörte, Bohrversuche gemacht, die nur Gyps und kein Salz erbohrten. 1825 endlich sandte man, auf Anregung des Kammerjunkers Lächnizki, diesen und den Oberberghauptmann des Königreichs Polen Ulmann, sowie den Markscheider Wansowitsch, nach Lithauen, Kur- und Livland um Salz zu suchen. Den beiden letztgenannten Männern verdanken wir die ersten wissenschaftlichen Bemerkungen über die Geognosie der bezeichneten Gegenden, Salz fanden sie indessen nicht.

Welche Bedeutung die Salzfrage in den Augen der Regierung hatte, erkennt man aus den Erlassen derselben in jener Zeit, nach welchen jeder Grundbesitzer das Recht erhielt, auf seinem Boden Salz zu suchen, zu gewinnen und

nach erfolgter Kronsabgabe von 60 Cop. Bco. per Pud zu verkaufen. Letztere Abgabe sollte, je nach den Verhältnissen der Auffindung und Gewinnung des Salzes, auf mehre Jahre erlassen und ausserdem der Entdecker behufs des Abbaus von Steinsalz oder der Einrichtung von Siedereien mit einer bis 10000 Rbl. betragenden Summe unterstützt werden. Dem Entdecker von Steinsalz oder Soole auf Kronsbesitzlichkeiten erkannte man besondere Belohnungen zu.

Bei Staraja Russa, am Ilmensee im Gouv. Nowgorod, wurden von 1819—1834 zwei Bohrlöcher bis auf 830′ Tiefe gebohrt und eine Salzsoole von 1,36 % erhalten. Die erste genauere Analyse dieser Soole veröffentlichte 1836 der Academiker Neljubin. 1833 nahm M. v. Behaghel das, nach dem Gründer der livländischen öconomischen Societät benannte, auf Salzsoole zu treibende Blankenhagen'sche Bohrloch bei Pullandorf, 2,5 Werst südwestlich von der Allasch-Kirche, in Angriff und führte dasselbe auf Kosten der genannten Gesellschaft bis zum Januar 1836, 240′ tief, doch ohne gewünschten Erfolg. Andere kleinere Bohrlöcher wie das sogenannte Zimmermann'sche oder Stubbenseesche gaben ebenfalls keine Salzsoole. In unseren Provinzen liess man nun die Salzfrage längere Zeit ruhen bis mit Gründung der Naturforschergesellschaft zu Dorpat, seit dem Jahre 1853 unseren und benachbarten salzhaltigen Quellen wieder mehr Aufmerksamkeit geschenkt wurde.

Was unsere Untersuchungen in Betreff der Salzfrage betrifft, so gelang es ungeachtet vieler Bemühungen nicht, die häufigen Mittheilungen über das Vorkommen von Salz in Krystallen irgendwo bestätigt zu finden, weder in Liv- und Kurland, noch in den Gouvernements Pleskau, Witebsk und Kowno. Dagegen boten sich vollgültige Beweise dafür dar,

dass die Dolomite mit den ihnen untergeordneten Gesteinen, einst wenn auch nicht grössere Salzlager, doch wenigstens weitverbreitete Lagen mit Salzkrystallen besassen, welche letztere durch Wasser gelöst und fortgeführt wurden. Es ist und war daher nicht unmöglich, hier und da einmal einen Salzkrystall oder grössere Stücke und Nester von Salz zu finden. Jedenfalls musste aber der Salzgehalt unserer oberflächlichen Schichten in stetem Abnehmen begriffen sein, wenn auch die ältern hierauf bezüglichen Angaben keine wissenschaftliche Beweiskraft haben. Wir erinnern hier an die Angabe, dass das Schwefelwasser von Baldohn 1799 in 10 ℔. $4^2/_7$ Gran Kochsalz und 1819 nur noch 2 Gran enthielt, und dass Gmelin für den kleinern Salzsee bei Schaschkojam an der Mschaga (Gouv. Nowgorod) einen grösseren Salzgehalt angiebt, als ihn die Analyse jetzt irgendwo in den Gewässern dieser Gegend nachzuweisen im Stande ist.

Den Beweis für das frühere Vorhandensein von Salz in den Schichten des Dolomitgliedes fanden wir sowohl in den würfelförmigen, grössern und kleinern Löchern der Dolomite und Gypse, als namentlich in den zahlreich auftretenden Afterkrystallen, Pseudokrystallen oder Pseudomorphosen von Dolomit, dolomitischem oder sandigem Kalkstein und von Gyps nach Kochsalz. Indem die Salzkrystalle ausgewaschen wurden, entstanden dadurch gewöhnlich würfelförmige hohle Räume, in welchen sich andere Substanzen als Ausfüllungspseudomorphosen absetzten. Man trifft diese Pseudokrystalle stets auf der untern oder derjenigen Seite der Dolomite, Kalksteine, Mergel oder Gypsstraten an, welche auf Thon zu liegen kam. Sie stehen zahlreich zusammen, ohne regelmässige Gruppirung; ihre Grösse schwankt zwischen einer Linie und zwei Zoll Durchmesser, und ist ihre Form die eines vollkom-

menen oder mehr oder weniger verschobenen Würfels. Die Flächen dieser Krystalle sind entweder flach muldenförmig vertieft oder fallen mit niedrigen, ebenen Stufen nach innen zu ab. Seltener (Düna) findet man Höhlungen im Gestein, in welchen eine würfelförmige Dolomitmasse stufenförmig ansteigt. Letztere Bildungen erinnern ausserordentlich an die Salzkrystalle, welche sich bei niedriger Temperatur in dicker, mit viel fremden Salzen verunreinigter Lauge bilden, gehören aber nicht zu den Pseudomorphosen, da hier der Salzkrystall und der Kalkstein oder Dolomit gleichzeitig nebeneinander bestanden und erst nach Auswaschung des Salzes ein Abdruck seiner nach innen absteigenden Krystallflächen hinterblieb.

Das Vorkommen der Pseudomorphosen betreffend, so scheinen sie an keinen bestimmten Horizont der Dolomitetage, gewöhnlich aber an die Gegenwart von Thon gebunden zu sein. Bei Adsel kommen sie z. B. an den sandigen Kalklagen vor, welche in einem 12′ mächtigen, über dem untern Sandstein lagernden, Thonmergel befindlich sind, und an der kurischen Memel unter oberm Sandstein; an der kurischen Aa und an mehren andern Stellen ganz in der Nähe des Gypses. Ihre Zusammensetzung ist daher sehr veränderlich. Die von Adsel enthalten kein Kochsalz, wenig Talkerde und viel Kieselerde, die von den meisten andern Localitäten mehr Thon, Talkerde, sehr wenig Kieselerde und deutliche Anzeichen von Kochsalz. Ihre Farbe schwankt zwischen grau und gelb. Gyps nach Kochsalz fanden wir bei Isborsk, Pullandorf und im Birsenschen.

Zum Beweise, wie häufig die Pseudokrystalle sind, führe ich einige Punkte ihres Vorkommens an. An der kurischen Aa bei Pawasser in der Nähe des Gypses; 0,5 Werst oberhalb Stalgen über Thon, desgl. beim Sallgaln-Pastorat und 2 Werst oberhalb Bauske; an der Memel bei Gemauert Poniemann, an der Ekau beim Lahtsche-Gesinde; an der Islitz bei Ruhenthal; an der Muhs bei Rahdens Pomusch; an der Düna in den Dünhofschen Gypsbrüchen, beim Schipping- oder Skippe-Krug, bei Kirchholm und Steinholm; bei Ronneburg an der Sprohje und Gohje; bei Adsel an der livländischen Aa. Löcher, die von ausgewaschenen Salzkrystallen und nicht von Schwefelkies herrühren, doch ohne Ausfüllung blieben fanden wir bei Stubbensee im Kalkmergel über Gyps, ferner im Gyps bei Birsen, bei Kirdani an der Tatolla und bei Kurmen an der Memel. Die Analyse einer 3″ mächtigen, porösen, mit Löchern die von Salzkrystallen stammen, versehenen, über Thon und unter reinem grauen Gyps liegenden Schicht bei Dünhof, ergab:

Wasser	0,59
kohlensaure Kalkerde	52,70
„ Magnesia	40,70
kohlensaures Eisenoxydul	1,07
unlösliche Bestandtheile (Thon, Quarz- und Feldspath-Krystalle)	4,90
	99,96

Das Vorkommen dieser, in unserem Terrain als solche früher unbemerkt gebliebenen Pseudomorphosen, steht nicht vereinzelt da und gewinnt an Bedeutung durch ähnliche Vorkommnisse in andern Gegenden. Im bläulich grauen Keupermergel Würtembergs, welcher über Gyps und unter Schilfsandstein liegt, erkannte man zuerst an den Würfeln des sogenannten krystallisirten Sandsteins, die grosse Analogie mit den verschobenen und mit eingedrückten Flächen versehenen Salzwürfeln des rothen Thonmergels von Berchtesgaden. Entsprechende Afterbildungen fand man dann in der Trias von Cassel, im Muschelkalk bei Hehlen, im bunten Sandstein von Münden in 40 — 50 über einanderliegenden Schichten; in der Trias von Chessy bei Lyon; im Gyps von Aix in der Provence;

im gelblichen, zwischen zwei Gypslagen befindlichen Mergel bei Paris; in der Wealdenbildung Deutschlands; im Zechstein von Frankenberg, im silurischen Mergel der Steinsalzformation in der Nähe von Camillus im Onondaga County und zu Lenox am grossen Canal im Madison County (New-York) etc.

Aus dem Vorkommen unserer Pseudomorphosen erklärt sich die allgemeine Vertheilung geringer Kochsalzquantitäten im ganzen mitteldevonischen Terrain sehr leicht. Wo die Dolomitetage mächtiger entwickelt ist wird auch gewöhnlich mehr Kochsalz vorhanden sein. Solches lehrt Staraja Russa wo bei der grössten, uns bekannten, über 300′ betragenden Mächtigkeit der mitteldevonischen Gebilde auch die reichste Soolquelle hervorbricht. Dass aber bei der grössern oder geringern Stärke der Salzsoolen auch noch andere Momente als die Mächtigkeit der Schichten zu berücksichtigen sind, versteht sich von selbst. Beispielsweise setzen wir den Salzgehalt einiger unserer Quellen neben den der Soole von Staraja Russa (Nr. 1). Nr. 2 bezieht sich auf das Brunnenwasser von Stubbensee bei Riga, Nr. 3 und 4 auf das der Gesinde Muzenek und Schkilter in der Adselschen Gegend der livländischen Aa*).

	1.	2.	3.	4.
Chlornatrium .	13,657	0,4916	0,2766	0,2117

Bei Staraja Russa erhielt man im Zarützin Bohrloch bei 41 Faden Tiefe, an der Grenze der gypsarmen Dolomite und der untern Sandsteine, die erste Quelle mit Salzspuren; eine reichere 1,36 % Kochsalz haltige Soole wurde innerhalb der untern Sandsteine, nach einigen Angaben bei 735′ nach andern in 830,5′ erbohrt. Grosses Vertrauen verdienen diese

*) A. Göbel in dem Sitzungsber. der Naturf.-Ges. zu Dorpat 1854, S. 117 und C. Schmidt, die Salzquellen zu Staraja Russa, im Dorpater Archiv für Naturkunde I, 293.

Mittheilungen nicht. Jedenfalls ist die Soole zu schwach um sie mit grössern Salzlagern in Verbindung zu setzen. Auch erscheint es nicht gerathen, wegen angeblicher Herkunft der reichern Salzsoole von Staraja Russa, an Gyps- und Salzführende Lager der untern Sandsteinetage zu denken. Eben so haben wir keinen Grund den Salzgehalt der bezeichneten Soole unserer silurischen Formation zuzuschreiben, wenn auch in Nordamerika salzreiche obersilurische Schichten bekannt sind. Will man in unserm devonischen Terrain auf Salzsoole bohren, so muss es dort geschehen, wo die Dolomitetage am mächtigsten entwickelt ist, wo Gyps- und Thonlager nicht fehlen und der Salzgehalt der Quellen dazu auffordert. Stärkere Soolen als in Staraja Russa haben wir aber kaum zu erwarten.

Dem devonischen Meerwasser hat also weder Kochsalz noch Gyps gefehlt. Da dasselbe seinem Sättigungszustande durch Gyps stets näher war als durch Kochsalz, so musste sich zuerst schwefelsaurer Kalk ausscheiden oder der Gyps das Liegende der Lager mit Salzkrystallen bilden. Dieses Verhältniss konnten wir in unserm Terrain nicht nachweisen. Da wir aber Ausfüllungs-Pseudomorphosen von Gyps nach Kochsalz fanden, so muss letzteres nach seiner Bildung ausgewaschen worden sein. Und weil endlich auch eine dolomitische Ausfüllungsmasse in Stelle der Salzkrystalle trat und wir nach frühern Betrachtungen unsern Dolomit und Gyps für ursprüngliche Bildungen halten, so muss die Auswaschung der Salzkrystalle frühzeitig und unter der devonischen Meerwasserbedeckung erfolgt sein. Wie aber das Kochsalz unter den gegebenen Verhältnissen auskrystallisirte, ist schwierig zu erklären, wenn man nicht, wie beim Gyps, ein, der Sedimentbildung des flachen Meerwassers nachfolgendes, Sinken des Bodens annimmt.

Zusätze und Berichtigungen.

S. 5 Zeile 6 v. u. lies für „überlagert“ überlagern.
S. 7 Z. 7—9 v. o. lies für den Satz „Von hier — auf“ Von hier nach Ostrow hin finden wir Dolomite bei Nowo-Jachnowo und bei genannter Stadt, sowie in dem sogen. Tatarinschen Bruche zwischen Ostrow und Orlü; von Tscherochü gehen dolomitische Kalksteine an der Welikaja ununterbrochen bis in die Nähe des Peipus zu Tage.
S. 8 Z. 1 v. u. lies für Becken — Bucht.
S. 9 Z. 8 v. u. lies für 4 Jahren — 6 Jahren.
S. 10 Z. 12 v. o. lies nach „Moisama“ bei Talkhof.
S. 10 Z. 14 v. o. lies nach „Narowa“ sowie an der Borowna einem linken Zuflusse derselben.
S. 11 Z. 5 v. o. lies nach „gehörig“ und bei Strutteln an der Wehshe einem linken Nebenflusse der Abau.
S. 19 Z. 7 v. o. lies nach „wurde“ Bei Riesa tritt ein kieselreicher dichter Dolomit mit obersilurischen Versteinerungen unter devonischen Thonen auf. Dagegen erscheint das Verhältniss des Pentameren-Dolomits (Zone 6) bei Talkhof und des untersilurischen Kalksteins bei Omut und an der Borowna im Narowagebiet zu den darüber liegenden devonischen Mergeln nicht auf einen allmähligen Uebergang beider Formationen hinzuweisen.
S. 19 Z. 10 v. u. lies für „Neubach“ Swehtuppe und nach „Cremon“ Hinzenberg (Teufelskammer).
S. 21 Z. 15 v. u. lies für Rannaküllа — Kannaküllа.
S. 34 Z. 2 v. o. lies für *Serpula* — *Spirorbis*.
S. 34 Z. 3 v. o. lies für „die Grenze zwischen der obern und untern Abtheilung“: ebenfalls einen in der.
S. 39 Z. 12 v. u. lies für *Tellina (Nucula) trigona* A. Roem. aff.: *Schizodus trigonus* A. Roem. sp.
S. 40 Z. 8 v. u. lies für „*Schizodus* und der *Tellina* oder *Nucula*“ *Schizodus devonicus* und *Sch. trigonus*.
S. 43 Z. 2 v. o. Bemerkung: Ein abermaliger Besuch dieser Localität lässt uns, nach den aufgefundenen Versteinerungen, den Gyps wieder zur obern Abtheilung ziehen.
S. 45 Z. 11 v. o. lies nach „Libau“: Nach Engelmann (Kurl. landw. Mitthlg. 1847. S. 189) soll der Untergrund zwischen Libau und der heiligen Aa Bruchstein sein.
S. 116 Anm. lies für S. 74 — S. 84.
S. 208 Z. 3 v. o. lies für „sprechen“ sprächen.
S. 263 Z. 12 v. u. lies für „Schlipping“ Schipping.
S. 295. Der analysirte Dolomit mit Essigsäure in der Kälte behandelt, gab 46,084 % löslichen und 53,916 % unlöslichen Antheil, es wurde hier daher ungleich mehr gelöst als bei Nr. 1 und 3 der untern Abtheilung der Dünadolomite.

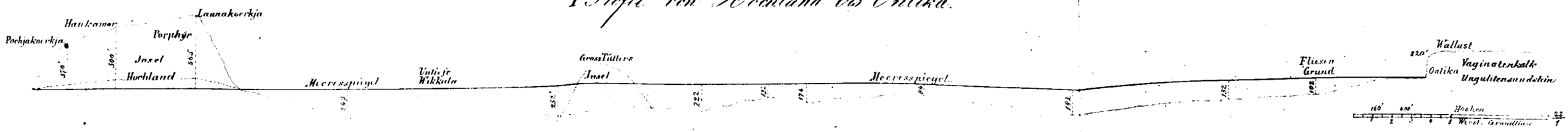
Auf Tab. B ist in dem obern Profil, dort wo östlich von Riga die erste punctirte Linie die Düna schneidet, „Kengeragge“ hinzusetzen und die obere Grenze der gypshaltigen Thone bis zu diesem Puncte zu führen.

Auf Tab. C in der Mitte der mittlern Profilzeichnung für „quartärer Sand, Thon und Torfkohle“ zu setzen: jurassischer Sand, Thon und Braunkohle.

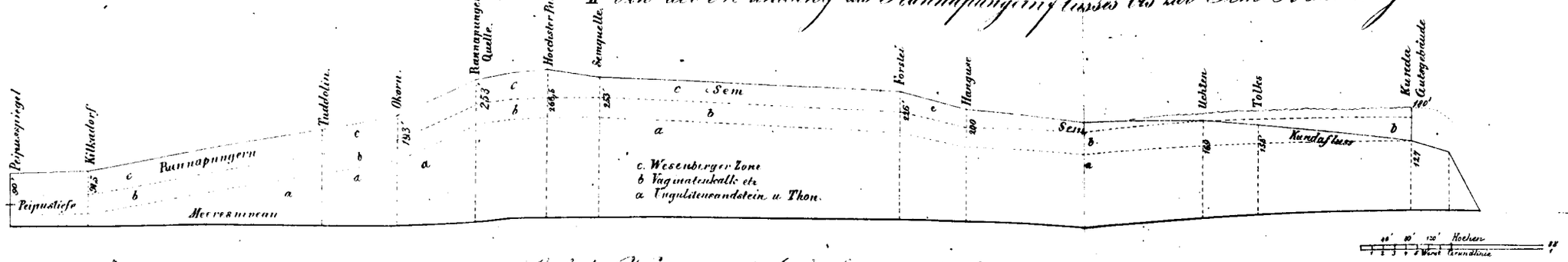
Auf Tab. D in der obersten Profillinie beim Bohrloch der Name: „Mitau“ hinzuzufügen.

Statt der Seitenzahlen 269—300 lies 267—298.

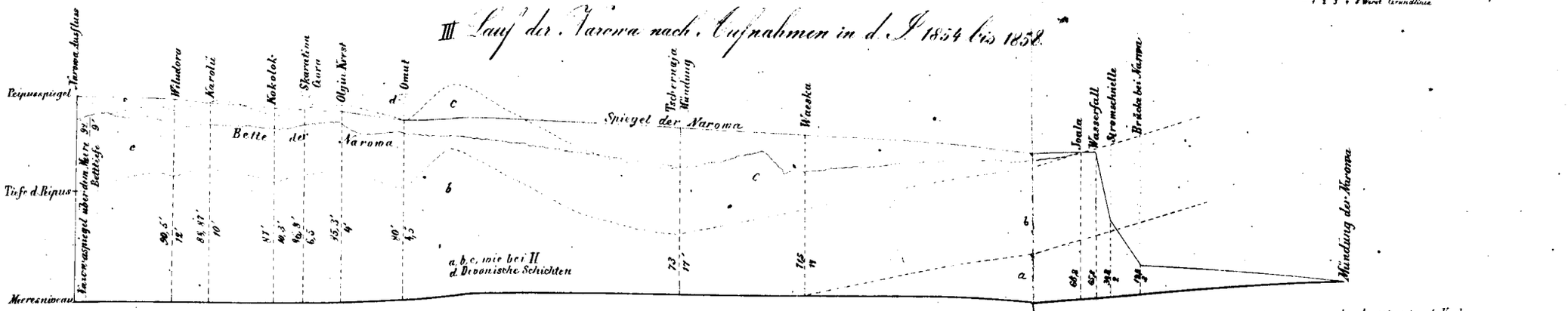
I Profil von Hochland bis Ontika.



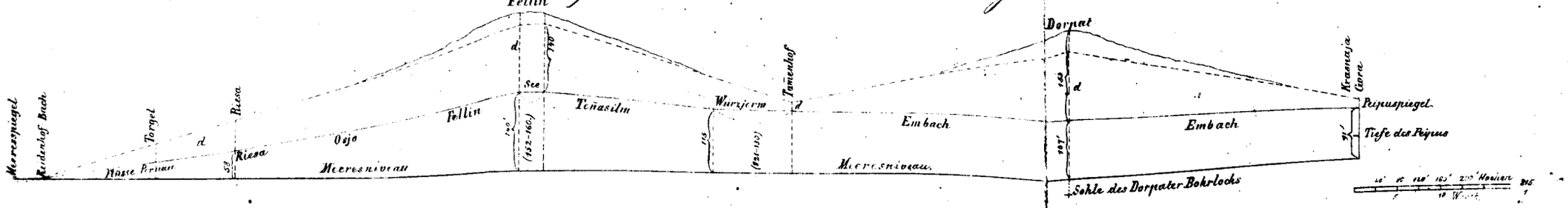
II Von der Mündung des Rannapungern Flusses bis zur Sem-Mündung.



III Lauf der Narowa nach Aufnahmen in d. J. 1854 bis 1858.

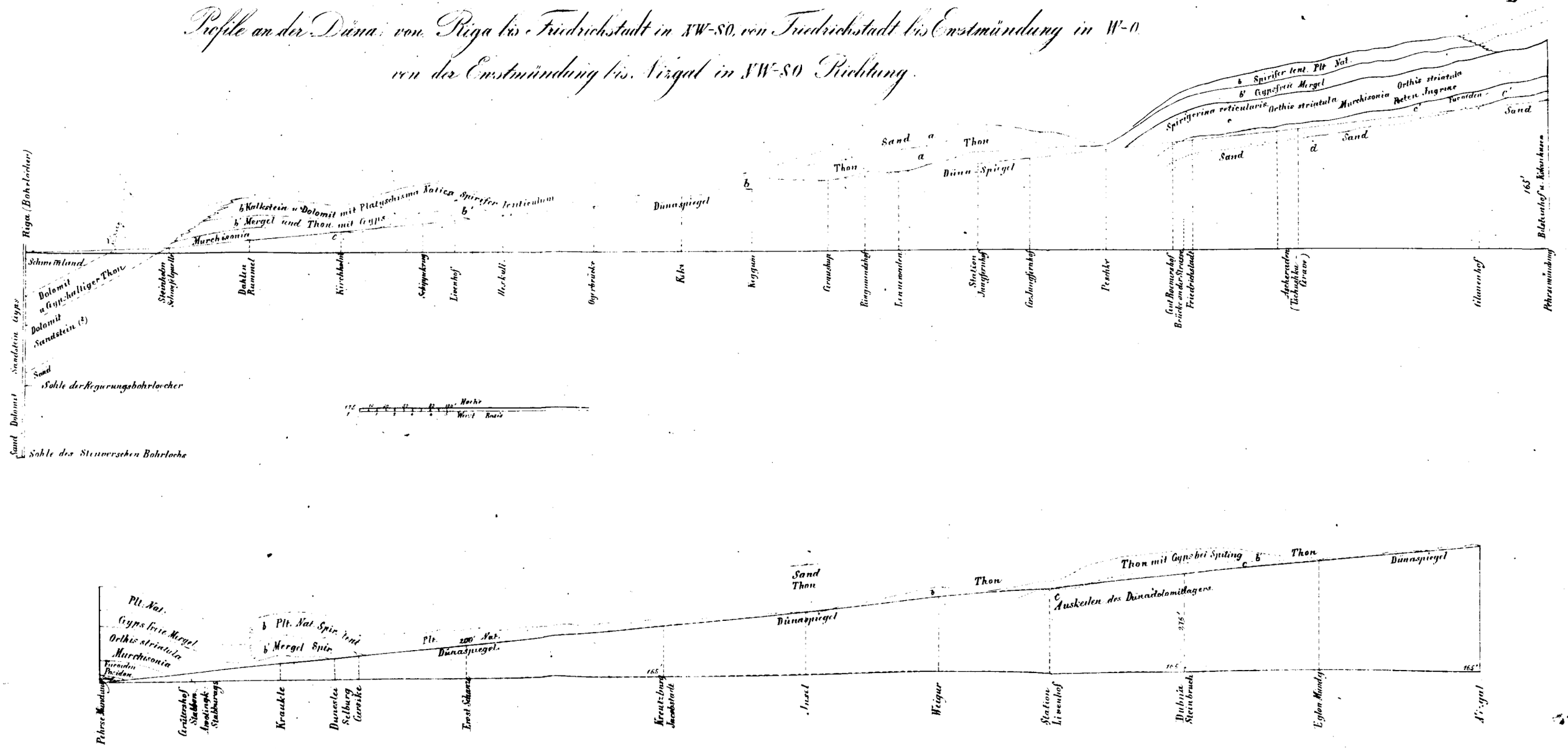


IV Vom Meeresspiegel bei Pernau bis zur Embachmündung.

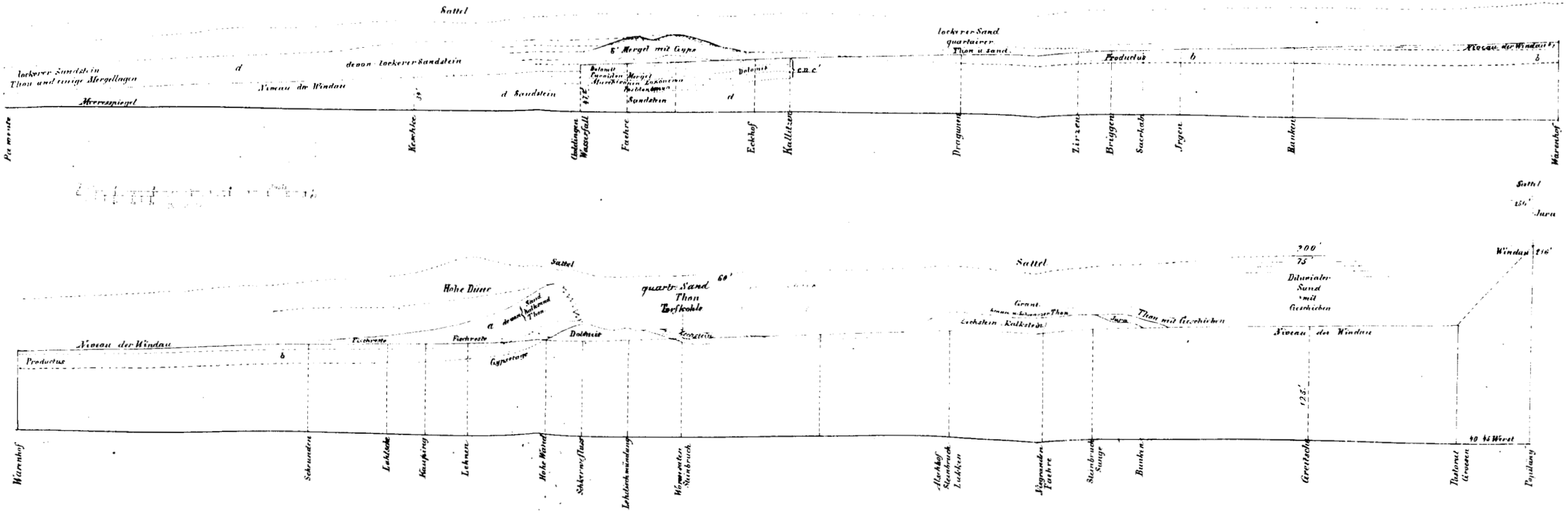


B

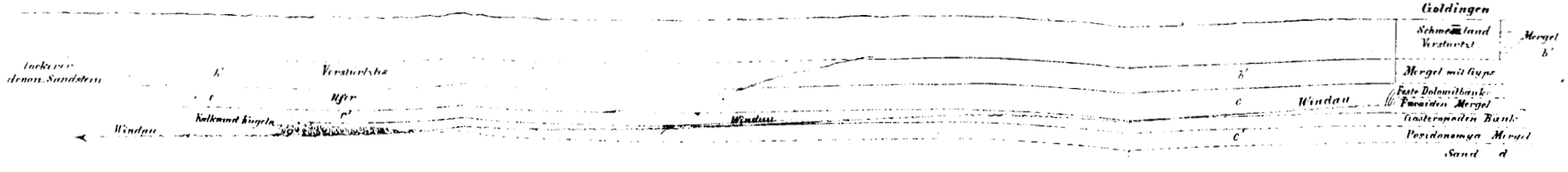
Profile an der Düna: von Riga bis Friedrichstadt in NW-SO, von Friedrichstadt bis Enstmündung in W-O, von der Enstmündung bis Nizgal in NW-SO Richtung.



Profile an der Windau von der Aau-Mündung Pawentagesinde bis Groesen an der Kurischen Grenze



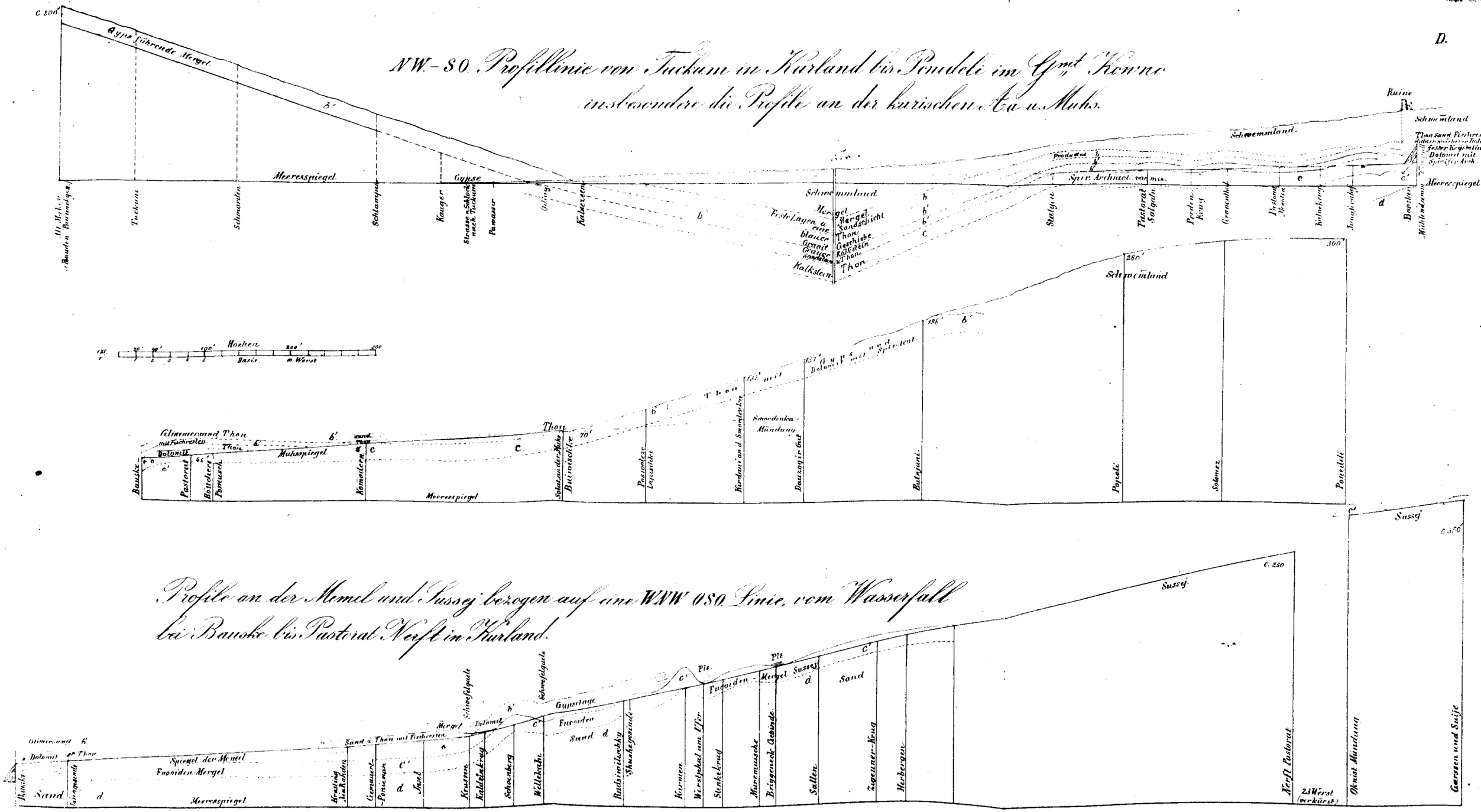
Profil an der Windau vom Goldinger Wasserfall einige hundert Schritt abwärts. Basis Höhe = 1.1.



C. Schultz Stein- u. Buchdruckerei in Riga

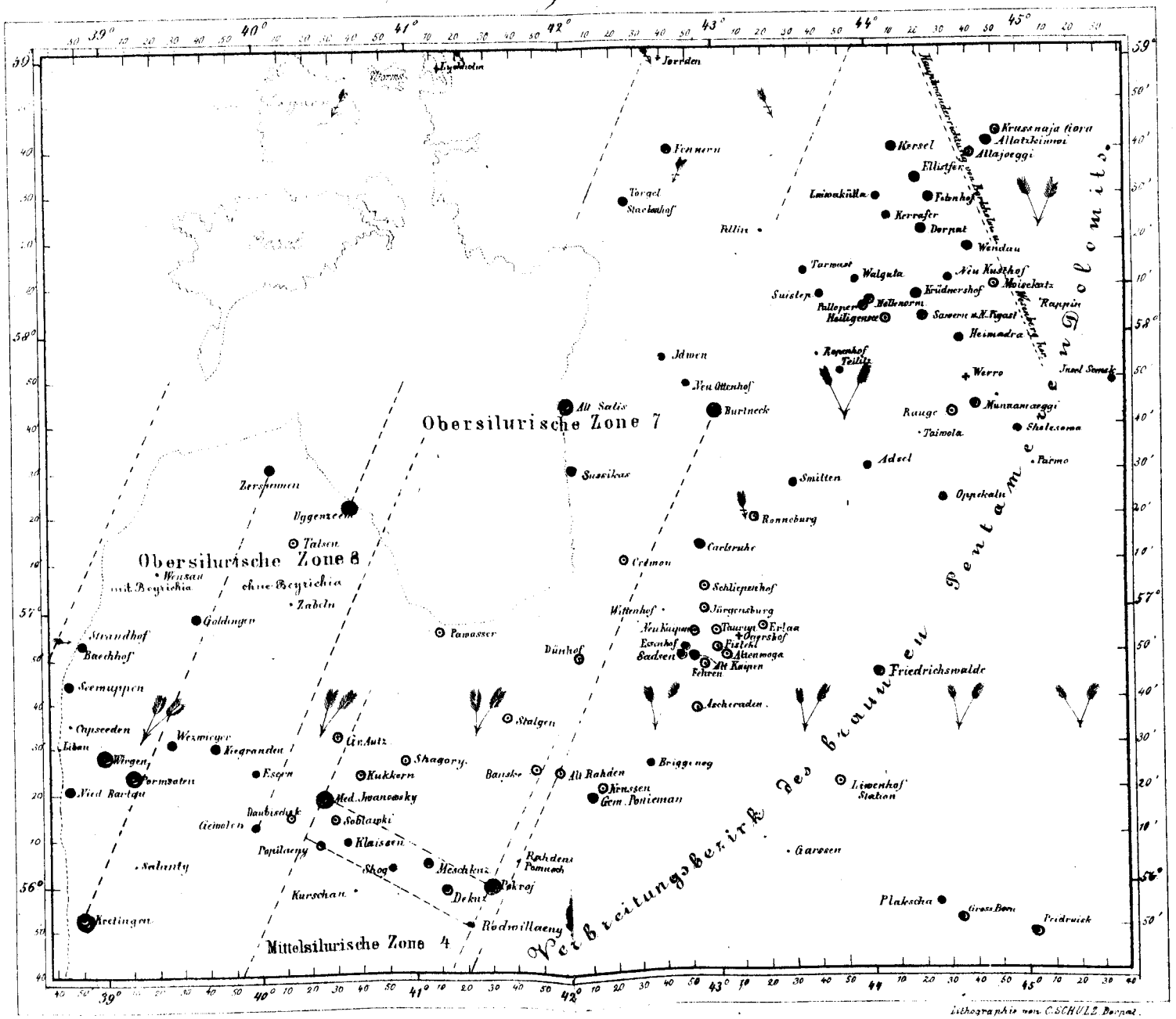
D.

NW.-SO. Profillinie von Tuckum in Kurland bis Pondeli im Gouv. Kowno insbesondere die Profile an der kurischen Aa u. Muhs.



Profile an der Memel und Sussej bezogen auf eine WNW OSO Linie, vom Wasserfall bei Bauske bis Pastorat Werft in Kurland.

Karte zur Kenntniss der Verbreitung silurischer Geschiebe und der quartaeren Stromrichtungen in Liv. Kurland u. im Gouvernement Kowno.



Erklärung der Zeichen

⊙ Untersilurische, ● Mittelsilurische, ● Obersilurische Geschiebe, ✦ Quartaer Schrammen, ▼ Spielraum der Stromrichtungen während der aeltern Quartaerzeit.

Geognostische Karte der Ostseeprovinzen LIV-EST- UND KURLAND.

von

Dr C. GREWINGK
Professor an der Universität Dorpat.

(Vgl. F. Schmidt, die Silurformation Est u. Livlands u. C. Grewingk, Geologie v. Liv u. Kurland im Archiv für Naturkunde, 1te Serie Bd II Dorpat 1858-1861.)

Abkürzungen der Bergnamen: auf Hochland H.K. Haukawer L.H. Launekowija; in Estland: Eb. M. Ebbafer Maragi, Em. M. Emma M; in Livland: M.M. Munna M, W.M. Waella M, T.B. Teufels Berg; Sp.K. Stapums Kalns; Br.K. Breegoches K, B.K. Ilbras K, Rleets K, N.K. Nessaule K, B.K. Baku K, L.K. Lange K, X.K. Kiske K, G.K. Gassing K, S.K. Spire K, in Kurland: H.B. Hunings Berg, Br.K. Breewu K, Sch.K. Schmugaulu K, T.K. Tabor K. Höhenangaben in engl. oder russ. Fuss.

Maassstab 1:1,200000.

5 0 5 10 15 20 25 30 35 40 Werst — 1 2 3 4 5 6 7 8 Meilen.

——— fertige Eisenbahnen. - - - - projectirte Eisenbahnen.

Formation.	Farbe.	GESTEINE u. VERSTEINERUNGEN	
Quartaere		Recente Küstenbildungen mit subfossilen Ostsee-Mollusken. Binnenlandbildungen mit Torfmergel, Tuff, Raseneisen. Drift mit erratischen Blocken. Elephas primigenius. Bos primigenius. Cervus tarandus. Celaphus. Caloes fossils.	
Jura — entsprechend d. braunen Jura d. Ost- sowie Osteuropa u. Kellowaystone		Schwarzer Thon u. Braunkohlenflötze m. Eisenkies, eisenschüssiger Sand; Sandstein, thoniger Braun- u. Gelbeisenstein, grauer u. gelber bis brauner oolithischer Kalkstein. Serpula tetragona. Belemnites semihastatus. B. Panderianus. B. canaliculatus. Ammonites ornatus. Duncan (Sow) pollux (Rein), castor (Rein). Am. triplicatus. Am. coronatus (Brug et M.V.M.) Terebratula varians. Nautilium. Cerithium echinatum. cf. Rostellaria bispinosa. cf. Pleurotomaria ornata. Buccinum incertum. Turbo Meyendorffi. Gryphaea dilatata. Ostrea. Pecten fibrosus. Lima duplicata. Avicula echinata. Av. Münsteri. Gervillia aviculoides. Inna lineata. cf. Arca concinna. Cucullea. Pectunculus. Nucula. Hamieri et variabilis. cf. Trigonia clavellata. Cardium concinnum. Cypriná. Astarte cordiformis. Isocardia cornuum. Panopaea antiqua. P. Lepechiana. Lyonsia. Alduini. Pholadomya Dyboisi. Pinites jurassicus.	
	Zechstein	Gelber u. grauer Kalkstein, Mergel u. Dolomit mit Schizodus. Schlotheimi. Gervillia. keratophaga. Modiola simplex. Turbo. Taylorianus. Astarte. Vallineriana.	
Devonische Formation — Obere	Obere	Sand, Sandkalk, Thon u. Mergel, mit Dipterus. Holoptichius. Glyptolepis. Osteolepis. Dendrodus.	
	Gyps	**Düna Facies.** Obere Abtheilung Kalkstein, Dolomit, Thon m. Gyps, Mergel, in Kurland auch Sand u. Sand, kalk m. Coccosteus. Asterolepis. Dendrodus. Holoptichius. Glyptolepis. Osteolepis u. Lingula subparallela. cf. Platyschisma et Natica Kirchholmensis. Spirifer tenticulum. Sp. Archiaci. Rhynchonella livonica. Produdus subaculeatus. Schizodus trigonus. Gomphoceras. Phragmoceras. Encrinites. Spirorbis omphalodes. Stromatopora concentrica. Ficus. Im Dolomit Dipterus. Ptyctodus. Untere Abtheilung Dolomit, Mergel, Kalksand. Pleurotomaria bilineata. Pl. decorata et quadricinctus. Pl. delphinuloides. Holopella absoluta. Euomphalus Veronejensis. Natica. Spirigerina reticularis. Rhynchonella livonica. Orthis striatula. Spirifer acuminatus. Sp. Archiaci var. minor. Lingula minima. cf. Schizodus. Arca oralana. Avicula. Pecten. Ingrae. Cyrtoceras. Gomphoceras. Orthoceras. Spirorbis omphalodes. Serpula. Encrinites. Eichenia. Warchisoniana. Pentamerus. membranacea. Pleurodus. Asterolepis. Dendrodus. Dipterus. Holodus. Glyptolepis. Osteolepis. Cheirolepis tenuiola.	**Welikaja Facies der Karte.** Obere Abtheilung Kalkstein, versteinerungsreicher Mergel, Thon m. Gyps. Rhynchonella livonica. Rh. Meyendorffi. Spirigerina reticularis. Athyris concentrica. Spirifer micropterus (Buch pl). Sp. Archiaci. Sp. muralis. Sp. tenticulum. Sp. gracilis. Sp. nodosus. Sp. uniterus. Orbis striatula. Op. crenistria. cf. Avicula socialis. cf. Av. ureana. cf. Av. Woerthi. Modiola aviculoides. Isocardia. Tannis. Pecten. Ingrae. Euomphalus Veronejensis. Gomphoceras. Cyrtoceras. Orthoceras. Dinocrinites oligoptilus. Cyathocrinus. Spirorbis omphalodes. Stromatopora concentrica. Dipterus. Glyptolepis. Asterolepis. Coccosteus. Untere Abtheilung Dolomit, scher Kalkstein, bunter, oolithischer, punctirter, Korallenbank, Mergel, Thon u. Kalksand. Spirigerina reticularis. Rhynchonella livonica. Spirifer Archiaci. Sp. tenticulum. Orbis striatula. Holopella absoluta. Euomphalus Veronejensis. Pleurotomaria bilineata. Stromatopora concentrica. Caulopites permatus. Fucoiden. Ptyctodus. Dipterus. Dendrodus. Cyrtichias. Glyptolepis. Osteolepis.
	Untere	Sand, Sandstein, Thon u. Mergel. Asterolepis. Coccosteus. Homostius. Heterostius. Dendrodus. Dipterus. Glyptolepis. Osteolepis. Lingula bicarinata. Miliola. Aulacophicus sulcatus. Cryptolinus	
	6	Grenzgebiet der devonischen u. silurischen Formation.	
Silurische Formation — Obere	8	Obere Oeseler Schichten. Sandiger Kalk, Mergel, Sandstein, gelber krystallin, fester u. mergeliger Dolomit. Orthis Murchisoni. Phacops. Dalmanites. Proetus latifrons. Bunodes. Beyrichia tuberculata. B. Wilkensiana. Leperditia sp. n. Eurypterus remipes. Pterygotus. Tentaculites. Orthoceras bullatum. O. imbricatum. O. crassiventre. Turritella obsoleta. Trochus helicites. Murchisonia angulata. Pleurotomaria undulata. Grammysia angulata. Pterinea reticulata. Lucina prisca. Spirifer elevatus. Spirigerina prunum. Sp. didyma. Chonetes striatella. Rhynchonella nucula. Rh. Wilsoni. Leptaena filosa. Orthis orbicularis. Cyclocrinus rugosus. Heliolites inordinata. Calamopora. Heisingeri. Alveolites. Fougti. Arepora. Labechia. Syringopora faxicularis. Aulopora repens. Trematopora tubulosa. Cyathophyllum articulatum. Heliophyllum. Halli. Harlanus. Halli.	
	7	Untere Oeseler Schichten. Dolomit u. Mergel. Lichas ornata. Lycoll landica. Calymene Blumenbachi. Proetus concinnus. Encrinurus punctatus. Beyrichia. Klöedeni. Orthoceras annulatum. Euomphalus. Fu. natus. Facultatus. Orthis orbicularis. O. elegantula var. Leptaena transversalis. Rhynchonella. Wilsoni. Rh. sphaeroidalis. Spirifer crispus. Marsita sp. Spirigerina reticularis. Korallenbänke. Heliolites. Halli. Propora spinipora. Catenipora distans.	
	6	Pentameren Dolomit, Joerdensche Schicht. Pentamerus estonus. P. oblongus. P. borealis. Leperditia marginata. Bronteus signatus. Bellerophon didatatus. Rhynchonella aprinis. Leptaena corrugata. Spirigerina umbricata. Sp. Byboisi. Sp. nitida. Sp. reticularis. Orthis Davidsoni. O. hybrida. Strophomena pecten. Piloidictya scalpellum. Heliolites megastoma. Calamopora alveolaris. Cal. gotlandica. Cal. basaltica. Catenipora labyrinthica. Cat. escharoides. Stromatopora. Fincularia nodulosa. Fin. megastoma. Mergeliger Kalkst.	
	5		
	4		
	3	Borckholmer Schicht. Weisser krystallin Kalk, dolomitischer Kalkstein mit Kieselconcretionen. Mergel. Encrinitenlager. Lichas margaritifer. Proetus vanuxiculatus. Orthoceras calamiteum. Leperditia brachynotha. L. obliqua. Pleurorynchus dipterus. Spirigerina undifera. Diplophyllum fasciculus. Stromatopora mammillata. Discopora rhombifera. Syringophyllum Hisingeri. Constellaria. Eschreste.	
	2ter	Lyckholmer Schicht. Dichter Kalkstein m. muschligem Bruch, Mergel. Bronteus laticauda. Orthoceras anellum. Phragmoceras sphynx. Subulites gigas. Orbis insularis. O. Actoniae. O. solaris. Porambonites gigas. Lingula quadrata.	
	2	Wesenberger Schicht. Dichter Kalkstein m. muschlig. Bruch. Lichas Eichwaldi. Encrinurus multisegmentatus. Orbisinia anomala. O. Verneuili. Leptaena deltoidea. L. sericea. Orthis testudinaria. Cyclocrinites Spaski. Favosites Troosti. Syringophyllum organum.	
	1b	Jewesche Schicht. Grauer, lockerer mergeliger Kalk. Receptaculites Eichwaldi. Leptaena quinquecostata. Hemicosmites pyriformis. H. porosus. Protocrinites. oviformis.	
	1a	Brandschiefer. Zethus rex. Phacops dubius. Asaphus acuminatus. Encrinurus spinulosus. Beyrichia complicata. Bellerophon Uexkanowki. Leptaena sericea. L. Humboldti. Porambonites deformatus. Orthis lynx. O. calligramma.	
	1	Vaginatenkalk. Asaphus expansus. A. ranicops. Illaenus crassicauda. Cybentrotus. Leperditien-Mergel. Orthoceras duplex. O. ragnatum. O. telum. O. centrale. Lituites lituus. L. convolvens. L. Odini. L. falcatus. Euomphalus qualteriatus. Pleurotomaria elliptica. Orthisina adscendens. O. inflexa. Orthis lynx. O. calligramma. Leptaena imbrex. Siphonotreta unguimitata. Crania antiquissima. Echinosphaerites aurantium. Favanea. Monticulipora petropolitana et Pander.	
	56		
Silurische Formation — Unter — primordial	Glauconitkalk.	Illaenus. Asaphus. Orthisina plana. Orthis calligramma. O. extensa. O. parva. O. obtusa. Rhynchonella nucella.	
	Glauconitsand.	Obolus siluricus. Lingula. Cowodonten. Polythalamien	
	Alaunschiefer.	Graptolithes. Dictyonema. Hisingeri (Goepp)	
	Ungulitensandstein.	Obolus. Apollinis. Keyserlingia. Helmersenia	
	Blauer Thon mit Polythalamien	Nodosarinen, Textilarinen, Uvalinen, Rotalinen.	Platycoelites
	Quarzporphyr von der Insel Hochland.		
	Granit, Glimmer- und Hornblende-Gneis. Dioriti.		
	Geglättete und geritzte Felsen.		

Lithographie u. Druck v. Gebr. Delius in Berlin.