download unter www.biologiezentrum.at

DER PALÄOZOISCHE HORST VON PODOLIEN UND DIE IHN UMGEBENDEN SENKUNGSFELDER.

Ein tektonisches Studium.

Von

Dr. W. Teisseyre.

Mit 2 geologischen Kartenskizzen (Taf. XII und XIII) und 4 Textfiguren.

Einleitung.

Obwohl die geologische Literatur von Podolien sehr umfangreich ist, blieb die Tektonik dieses Gebietes zumeist fast ganz ausser Betracht, was nicht zu verwundern ist, zumal die meisten einschlägigen Fragen erst an der Hand von hypsometrisch-geologischen Detailaufnahmen sich darbieten.

Den flach gelagerten paläozoischen Schichten Podoliens wurde zuerst von Bloede eine sanfte, durch Vergleich meilenweit von einander entfernter Orte erkennbare Neigung nach Südwesten gegen die Karpathen hin zugeschrieben.[1]) Von Tietze wird diese Bewegung als »ein Faltenwurf von geringer Intensität, aber von grosser Amplitude« gedacht, . . . »auf dessen südwestlichem Flügel wir uns bei Lemberg befinden«.[2])

Durch Suess wurden die Beziehungen der Karpathen zu ihrem Vorlande definirt und dadurch der erste Grundstein zu einer Tektonik des letzteren gelegt. Es wurde auf die Alth'sche Beobachtung hingewiesen, dass das podolische Schichtensystem, wo es bis nahe an die Karpathen herantritt, durch eine Senkung plötzlich dem Auge entzogen wird. Durch diese Störung sei das sehr auffällige Nichterscheinen der paläozoischen und cretacischen Gebilde Podoliens am Pruthflusse erklärlich, in einer Meereshöhe, bis zu welcher dieselben noch das von Norden benachbarte Dniesterthal weit und breit beherrschen.[3])

Die Hypothese, dass die im Süden des unteren galizischen Dniester gelegene Gegend (Pokucie) noch in der Zeit nach der Bildung der diluvialen Dniesterschotter von successivem Nachsitzen betroffen wäre, wurde von Bieniasz aufgestellt.[4])

---

[1]) Bloede: Versuch einer Darstellung der Gebirgsformationssysteme im europäischen Russland 1845, p. 181.

[2]) Tietze: Die geognostischen Verhältnisse von Lemberg. Jahrb. d. geol. R.-A., 1882, p. 93.

[3]) Suess: Antlitz der Erde, 1883, Bd. I, p. 242. Alth: Über die paläozoischen Gebilde Podoliens. Abhand. d. geol. R.-A., Bd. VII, H. 1—5, p. 4.

[4]) Bieniasz: Geologiczny Atlas Galicyi (Geologischer Atlas Galiziens), Heft 1, Krakau 1887, p. 45, 76. Vergl. darüber auch: Teisseyre, dortselbst Heft 8, Krakau 1900, p. 285. In den ostgalizischen Karpathen ist nach einigen Angaben von Tietze und von Zuber »stellenweise sogar der Diluviallehm nach seiner Ablagerung ein wenig gehoben worden« (Zuber: Jahrb. d. geol. R.-A., 1882, p. 371).

download unter www.biologiezentrum.at

Unter den neueren Fortschritten der podolischen Geologie ist der von Niedźwiecki gegebene Nachweis über die Mikrofauna der letzten Schmandproben aus der Tiefbohrung in Lemberg im Jahre 1894 als ein Ergebnis zu nennen, welches für die Auffassung der localen Tektonik von Wichtigkeit ist.[1])

Von mir wurden Studien über die Tektonik von Podolien auf paläomorphologischer Basis, zum Theil auch gelegentlich von Detailaufnahmen für den geologischen Atlas Galiziens, seit längerer Zeit in Angriff genommen und wurde darüber zuerst im Jahre 1893 eine Mittheilung veröffentlicht, aus Anlass der Discussion über die Aussichten der soeben erwähnten Bohrung.[2]) Das Resultat der letzteren stimmte mit meinen früheren Beobachtungen über die Dislocationen an den Grenzen des paläozoischen Gebietes überein.

In neuerer Zeit beginnt das tektonische Studium in der localen Literatur Podoliens sich nach und nach erst einzubürgern. Leider fehlt es dabei noch nicht an Widersprüchen, an Verwechslungen unterschiedlicher Erscheinungen und an vorzeitigen Verallgemeinerungen. Es wird erst mit vereinten Kräften möglich sein, diese Lücke unserer Kenntnisse nach und nach auszufüllen.

Während ich bereits in einigen vorläufigen Skizzen eine summarische Uebersicht über die sich im galizischen und im Bukowinaer Flachlande darbietenden tektonischen Fragen zu geben versuchte, soll nunmehr zur Ausfüllung dieses Rahmens beigetragen werden — durch Darstellung von localgeologischen Details, welche vom tektonischen Standpunkte wichtig sind, welche theils von Neuem beschrieben, theils aber ergänzt und überhaupt kritisch gewürdigt werden sollen.

Das Silurgebiet.[3])

Hiezu Taf. XII.

Die subcenomane Oberfläche des Silur ist nicht nach Südwesten[4]), sondern überaus sanft (circa 150 *m* auf 100 *km*) nach Südosten geneigt. Es kann das silurische Gebiet in Zonen eingetheilt werden, innerhalb welcher die absolute Höhe der silurischen Oberfläche in nordöstlicher Richtung constant bleibt, während sie hingegen innerhalb der unterschiedlichen Zonen um so tiefer liegt, je weiter dieselben nach Südosten gelegen sind.[5]) (Vgl. die Tabelle auf S. 103).

Die Fallrichtung der paläozoischen Schichten wurde ursprünglich von Bloede als südsüdwestlich, hingegen von Barbot de Marny und Alth als westlich, später aber von Alth als südwestlich und zuletzt von Szajnocha von Neuem als südsüdwestlich bezeichnet.

---

[1]) Niedźwiecki: Kosmos, Lemberg 1896, H 5—7.

[2]) Teisseyre: Całokształt płyty paleozoicznej Podola galicyjskiego. (Gesammtgestalt der paläozoischen Platte von Galizisch-Podolien.) Kosmos, Lemberg 1893, p. 319 ff.

Teisseyre: Ogólne stosunki genetyczne wyżyny wschodnio-galicyjskiej. (Allgemeine morphologische und genetische Verhältnisse der ostgalizischen Hochebene.) Berichte der physiogr. Commission Krakau, Bd. XXIX.

Teisseyre, dortselbst: Paleomorfologia Podola. (Paläomorphologie Podoliens) p. 188—191.

Teisseyre: Kilka uwag krytycznych o morfologii Podola. (Einige kritische Bemerkungen über die Morphologie von Podolien.) Kosmos, Lemberg 1895, H 6.

Teisseyre: Atlas geologiczny Galicyi. (Geol. Atlas Galiziens.) H. 8, Krakau 1900.

Teisseyre: Die Tektonik des Vorlandes der Ostkarpathen. Verhandl. geol. Reichsanst. 1903. Heft 12.

[3]) Die in der vorliegenden Publication angegebenen geologisch-hypsometrischen Beträge rühren, wofern nicht ausdrücklich eine andere Quelle angegeben ist, aus meinen eigenen an Ort und Stelle an der Hand der Generalstabskarte im Maassstabe 1 : 25.000 vorgenommenen Beobachtungen her. Bezüglich einer genaueren localen Beschreibung der letzteren mag grossentheils auf das von mir bearbeitete 8. Heft des geologischen Atlas Galiziens hingewiesen werden (pag. 159—259). Dortselbst wurde auch den bei solchen Schätzungen unvermeidlichen Irrthumsquellen je nach Möglichkeit Rechnung getragen (pag. 157—159).

[4]) Alth: Geolog. Atlas Galicyi. Heft 1, p. 8.

[5]) Zu vergleichen ferner bezüglich der Fallrichtung der paläozoischen Schichten: Bloede: l. c. 1845, p. 181.

Barbot de Marny: Ergebnisse einer Reise in Galizien, Podolien und Wolhynien. Petersburg 1866, Verhandlungen d. geol. R.-A., Wien 1867, p. 174 (Referat).

Barbot de Marny: Über die jüngeren Ablagerungen des südlichen Russlands. Sitzungsbericht d. Akad. Wissensch. Wien, Bd. LIII, p. 339.

download unter www.biologiezentrum.at

Die Meereshöhe des Silur beträgt	innerhalb einer nordöstlich verlaufenden Zone, welcher die folgenden Ortschaften angehören:
270—290 *m*	Jagielnica Stara, Czortków und Skorodyńce am Sereth, ferner Chorostków und sodann Kałaharówka und Tarnoruda am Zbrucz
260—280 *m*	Jagielnica, Karolówka bei Tłuste, Uhryń am Sereth, ferner Horodnica und Ścianka am Gniłabach, zuletzt Kręciłów und Kałaharówka am Zbruczfluss
240—260 *m*	Chartanowce, Oleksińce, Lisowce, Ułaszkowce, Zalesie bei Uhryń, Piłatkowce, Dawidkowce an der Niczława, Trybuchowce an der Gniła und Husiatyn am Zbrucz
240—220 *m*	Bedrykowce und Żyrawka, Bilcze und Winiatyńce, Strzałkowce, Borszczów, Wysuczka, Lanowce, Kozaczyzna und Skała am Zbrucz
220—200 *m*	Gródek, Szczytowce, Holihrady, Winiatyńce, Skowiatyn, Sapachów und die Gegend am Zbrucz zwischen Niwra und Skała
200—180 *m*	Doroszowce, Babińce, Krzywcze, Niwra
180—150 *m*	Das Gebiet an der Mündung von Niczława und Zbrucz in den Dniesterfluss
140 *m*	Bielowce, Boryczkowce bei Okopy

Leider stimmt keine von diesen einander ausschliessenden Auffassungen mit der thatsächlichen, hypsometrischen und geographischen Verbreitung der einzelnen Unterabtheilungen des Silur einerseits und mit den hypsometrischen Verhältnissen der heutigen Flussläufe andererseits überein.

Auf diesem Wege ergibt es sich, dass im Falle eines nordwestlichen Streichens die am Zbruczfluss herrschenden Schichten von Skała überall dort am mittleren Serethfluss erscheinen müssten, wo heute sei es Devon, sei es die Czortkower Etage hervortaucht (vergl. die Karte Taf. XII).

Ihrerseits müsste diese letztere auf die Mündung des Serethflusses und im Dniesterthale auf die Strecke Uście Biskupie—Uścieczko beschränkt sein.

Alth: Über die paläozoischen Gebilde Podoliens und deren Versteinerungen, I. Abth., Abh. d. k. k. geol. R.-A., Bd. VII, H. 1—5, p. 21.

Alth: Pamiętnik Akad. Umiejętności (Denkschriften d. Akad. d. Wissensch.), Krakau, Bd. VI, 1881, p. 5.

Alth: Geol. Atlas Galicyi, H. I, p. 8.

Szajnocha: Stratygrafia pokładów sylurskich etc. (Stratigraphie der Silurschichten Podoliens.) Berichte der physiogr. Commission, Bd. XXXIII, 1889, p. 185 ff. (Referat: Verhand. d. geol. R.-A., 1890, p. 146.)

download unter www.biologiezentrum.at

In analoger Weise wäre die Verbreitung einer jeden Silurabtheilung längs der übrigen Flussläufe total verschieden, als sie nach den Untersuchungen von Alth, Stur und Wolf und nach den späteren geologischen Karten von Bieniasz thatsächlich ist. Inwiefern diese letzteren, nebst den in meinen früheren einschlägigen Publicationen vorgeführten hypsometrischen Daten zum Vergleiche herbeizuziehen sind, wird durch die beistehende Tabelle ersichtlich gemacht (pag. 105).

Ausserdem ist mit dem von Autoren angenommenen nordwestlichen Streichen die Lage der devonischen Platte im Westen des silurischen Gebietes kaum in Einklang zu bringen. Es müsste das Devon im Südwesten des Silur sich befinden, wenn diese Annahme eine richtige wäre, resp. aber im Südsüdwesten, wenn nach dieser Himmelsrichtung die Schichten abdachten, so dass am Dniester bloß die Gegend von Zaleszczyki, und nicht die ganze Strecke zwischen diesem Orte und Niżniow devonische Entblössungen besitzen würde.

Die Ansicht, dass die paläozoischen Schichten Podoliens nach Südsüdwesten geneigt sind (Bloede), stimmt jedenfalls, auch im Bereiche des Silur selbst, noch weniger mit den gegebenen Thatsachen überein, als die vorige Annahme.

Schliesslich bleibt einerseits nur die Vermuthung übrig, dass das Schichtenfallen des Silur ein fast westliches ist. Andererseits sind aber einige mehr lokale Abweichungen des Streichens an der Peripherie des silurischen Gebietes möglich, ebenso wie das Devon an den Grenzen seines Verbreitungsgebietes parallel den beiden unten zu besprechenden galizischen Horsträndern streichen muss.

Direct westliche Neigungsrichtung dürfte in Südpodolien ausgeschlossen sein, zumal die Meereshöhe der oberen stratigraphischen Grenze der Schichten von Czortków längs des Serethflusses nach Süden auf Distanz von 40—50 *km* hin um 40—60 *m* abzunehmen scheint.[1])

Eine analoge, circa 1 *m* auf 1 *km* betragende Südneigung wäre auch bezüglich des Grenzniveaus der Czortkower und Borszczower Schichten längs der Wasserscheide zwischen dem Niczława- und Serethfluss zu constatiren.[2])

Demnach kann erstens die Neigung der Schichten im galizischen Silurgebiete nur eine westwestsüdliche sein. Zweitens scheint speciell die Gegend am Dniester überhaupt durch etwas mehr nach Südwesten orientirtes Einfallen der Schichten charakterisirt zu sein.[3]) Drittens ist in Nordpodolien vor Allem das Streichen der Grenzzone zwischen dem Silur und Devon zu Rathe zu ziehen.

Die fast nordsüdliche Linie, welche die am weitesten nach Osten vorgeschobenen Punkte des Devon vereinigt, Kozówka—Zaleszczyki (Kartenskizze Taf. XII), liegt unweit im Osten von der Grenze Kozówka-Boryczówka-Uścieczko, auf welche in den zahlreichen Fluss- und Bachbetten Podoliens die am weitesten nach Westen auslaufenden Entblössungen des Silur entfallen.

Wofern vom Silur in Uścieczko und von dem Dniesterthal sammt seiner Umgebung bis auf Distanz von etwa 10—20 *km* nach Norden hin abgesehen wird, ist diese westliche Verbreitungsgrenze des Silur, längs welcher die »Uebergangsschichten« des Silur unter das Devon hinabtauchen, fast geradlinig sowie annähernd **horizontal**. Sowohl bei Kozówka und Boryczówka und den übrigen silurischen Vorkommnissen der Umgebung von Trembowla einerseits, als auch bei Biały Potok im Nordwesten von Czortków andererseits, vielleicht noch weiter südwärts in der Gegend von Jagielnica, ist die obere hypsometrische Grenze der Uebergangsschichten an die Cote von 270—300 *m* gebunden, als ob diese ganze circa 60 *km* lange Strecke

---

[1]) Zwischen Budzanów und Skorodyńce (Kartenblatt Buczacz-Czortków) entfällt diese stratigraphische Grenze, sowie sie auf der geologischen Karte von Bieniasz (Geol. Atlas Galicyi, Heft 9) eingetragen ist, auf 240—260 *m*, hingegen zwischen Kasperowce und Zerawka (Kartenblatt Mielnica) auf circa 200 *m*.

[2]) In Nowostawce am Niczławafluss erheben sich die Borszczower Schichten bis zur Cote 235—240 *m*. Nach der geologischen Karte von Bieniasz zu urtheilen, ist es zugleich die Meereshöhe der unteren stratigraphischen Grenze der Czortkower Schichten in dem nachbarlichen Orte Kolendziany. Desgleichen wurde diese stratigraphische Grenze von Bieniasz bei Sinkow am Dniester in einer Art und Weise gezogen, dass sie hier an die Isohypse von etwa 190 *m* gebunden sein müsste.

[3]) Es scheint dies nicht bloss am Südwestrand des paläozoischen Horstes stattzufinden, sondern in gewissem Grade auch im Gebiete der in einer späteren Arbeit zu beschreibenden muldenförmigen Depression am unteren galizischen Dniester (von Czernelica ostwärts über Mielnica hin).

	Wenn man von Osten nach Westen fortschreitet, beträgt die Meereshöhe der					Die absolute Höhe der heutigen Flussläufe	Die danach anzunehmende Neigungsrichtung der paläozoischen Schichten	Die Beobachtungen, welche gegen die von Autoren angenommene Neigungsrichtung der paläozoischen Schichten sprechen
	I. Schichten von Skała	II. Schichten von Dźwinogrod (nach Bieniasz' stratigraphischer Eintheilung)	III. Schichten von Borszczów	IV. Schichten von Czortków	V. Uebergangsschichten			
Kartenblätter 1 : 75000 Skalat—Grzymołów und Trembowla (Teisseyre l. c. 1900, pag. 160)	Kozina 280 *m*, Faszczówka circa 270 *m*, Kokoszyńce 280—290 *m*, Kałaharówka 270 *m*				Kozówka—Boryczówka 300 *m* Załawie 270—280 *m*	Gnieznabach zwischen Trembowla und Borki Wielkie, sowie Serethfluss zwischen Strussow und Tarnopol 260—300 *m*	Wahrscheinlich Westnordwesten	Im Falle nordwestlichen Schichtenstreichens müssten die Schichten von Skała fast überall im Gebiete des Kartenblattes Trembowla zum Vorscheine kommen, was nicht der Fall ist
Kartenblätter Kopyczyńce und Buczacz—Czortków (l. c. pag. 170)		Ścianka nad Gnilą, Horodnica: 260 *m*, Trybuchowce 250—255 *m*		Czortków 280 – 290 *m*	Janów, Dereniówka 300 *m*	Serethfluss zwischen Holihrady und Ułaszkowce 160—190 *m*	Beiläufig westliche Neigungsrichtung	
Kartenblatt Borszczów (l. c. pag. 171)	Kociubińczyki 230 *m*, Skała 230 *m*		Nowostowce—Kolendziany 235—240 *m*, Dawidkowce-Tarnawka 240 *m* Kozaczyzna 235 *m*, Łanowce 230 *m*, Borszczów—Wysuczka 220—230 *m*, Strzałkowce 220 *m*	Lisowce—Oleksińce 250 *m*, Bilcze 230 *m*	Zalesie am Sereth 260 *m*		Beiläufig Westwestsüden	Nordwestlich von Skała am Zbrucz liegen die Orte Dawidkowce und Kolendziany an der Niczława. Nordwestliches, resp. auch nordwestwestliches Streichen ist ausgeschlossen
Kartenblatt Mielnica (l. c. pag. 172)	Kudryńce 180 *m*, Paniowce 160 *m*, Bielowce—Boryczkowce 140 *m*	Uście Biskupie 150 *m*, Mielnica S. 160 *m*, Dźwinogród—Łatkowce 160—170 *m*	Korolówka 190 *m*, Skowiatyn 215 *m*, Babińce górne 190 *m*, Mozorówka (NW) 170—180 *m*, Sapahów 210 *m*, Krzywcze 180—190 *m*, Filipkowce N 180—190 *m*	Nowoziółka—Kostiukowa 220 *m*, Winiatyńce 210 *m*, Holihrady, Lesieczniki, Szczytowce } 200 *m*, Sinków 190 *m*, Doroszowce 180 *m*, Kasperowce—Żerawka 200 *m*	Kasperowce—Żerawka 230 *m*	Serethfluss zwischen Holihrady und Ułaszkowce 160 – 190 *m*, Unterlauf des Sereth 134 – 168 *m*, Unterlauf des Niczławabaches 140—160 *m*	Beiläufig Westwestsüden	Die Strecke Holihrady—Ułaszkowce am Sereth liegt im Nordwesten jener von Korolówka – Filipkowce. — Der Unterlauf des Niczława und des Sereth befinden sich im Nordwesten, resp. Westwestnorden von Paniowce—Kudryńce. Diese Streichrichtungen sind ganz ausgeschlossen

download unter www.biologiezentrum.at

download unter www.biologiezentrum.at

in ihrem Streichen gelegen wäre. Es scheint danach die fragliche Erosionsgrenze des Silur ihre constant südsüdwestliche Orientirung und ihre wenig veränderliche Meereshöhe der in dieser Gegend westwestnördlichen Fallrichtung der Schichten zu verdanken.

Die Meereshöhe der Uebergangsschichten verringert sich längs der Westgrenze des Silur ziemlich plötzlich, erst wenn man sich dem Dniester nähert. Damit geht es Hand in Hand, dass hier die besagte Erosionsgrenze des Silur immer mehr und mehr nach Süden zurückweicht, um das Dniesterthal bei Uścieczko anstatt bei Czernelica zu erreichen, welch' letzterer Ort an dieser Linie gelegen wäre, falls sie ihre gerade südsüdwestliche Richtung bis zum Dniester behielte.

Zwischen Hołowczyńce (Tłuste S.), wo die Abrasionsfläche des Silur (Zaleszczyker Schichten) bis zur Isohypse von circa 265 *m* sich erhebt, und dem Orte Uścieczko am Dniester, wo das Silur westwärts unter das Devon in einer Meereshöhe von etwa 160 *m* hinabtaucht, beträgt die Neigung der Schichten nach Westwestsüden bedeutend mehr als 100 *m* auf 10 *km* (Kartenskizze Taf. XII). Darauf wäre die für diese Gegend von Szajnocha vermuthete »Bruchlinie« zurückzuführen.[1]) Von Interesse ist es aber, dass die westnordwestliche Neigung der Schichten längs der Westgrenze des Silur auch in Nordpodolien mindestens 30—40 *m* auf 2—3 *km* betragen muss. Es ist dies thatsächlich der Fall zwischen den bis zu 300 *m* sich erhebenden silurischen Uebergangsschichten in Kozówka und Boryczówka einerseits und dem von Westen benachbarten Gnieznathal andererseits. Das letztere ist in dieser Gegend bis zur Cote von 270—280 *m* im Devonsandstein erodirt.

Die stratigraphische Grenze zwischen dem Silur und Devon schwankt nur ganz wenig auch längs des Dniesterflusses in südsüdöstlicher Richtung von Uścieczko nach Zaleszczyki, wo diese Grenze auf die Isohypse von 160—180 *m* zu entfallen pflegt.[2])

Bereits bei Strzałka nördlich von Zaleszczyki erhebt sich die Grenze zwischen Silur und Devon anscheinend auf 200 *m*. Es stimmen diese Daten mit der Annahme eines südsüdöstlichen Streichens überein, zumal dieser Punkt südöstlich von Uścieczko liegt. Wenn übrigens das Streichen in dieser Gegend ein nordwestliches und nicht ein nordnordwestliches wäre, müsste entweder die Linie Uścieczko—Kozówka einer sanften Flexur entsprechen, oder aber müsste das Czortkower Silur am Dżurynbache nordwärts bis Czerwonogród, hingegen am Strypafluss bis nach Rusiłów entblösst sein, d. h. bis dorthin, wo diese in Wirklichkeit im Devon erodirten Thäler von der Cote von 200 *m* gekreuzt werden (Kartenskizze Taf. XII).

Das devonische Gebiet.

(Kartenskizze Taf. XII.)

Erst im Devon, in der Nachbarschaft der vorkarpathischen Senkung, stellt sich ein südwestliches Fallen ein, welches durch die vorbesprochenen hypsometrischen Verhältnisse im centralen Silurgebiet entschieden ausgeschlossen ist und welches ebensowenig dem Silur am Dniester zuzukommen scheint.

Seine ursprüngliche Auffassung, dass die Schichten der gesammten paläozoischen Platte Podoliens nach Westen einfallen, änderte Alth offenbar erst in Folge seines Studiums über die Gegend am Dniesterfluss, innerhalb welcher namentlich die Devonstrecke zwischen Niżniów und Niezwiska durch besonders deutliches, à la vue zu unterscheidendes Südwestfallen der Schichten sich auszeichnet.

Demgegenüber muss hier der Ansicht beigepflichtet werden, dass bezüglich dieser Schichtenneigung das Gebiet am Dniester ganz abweichende Verhältnisse darbietet, Verhältnisse, welche auf die silurische Platte nicht zu übertragen sind.

Es stellt sich heraus, dass die höchsten Punkte der subtertiären und subcenomanen paläozoischen Oberfläche Podoliens am Unterlaufe derD niesterzuflüsse Złota Lipa, Koropiec, Baryszka und Strypa concentrirt sind, wo das anstehende untere Devon bis 330—335—340 *m* und wahrscheinlich noch mehr bei

[1]) Szajnocha: Sprawozd. komisyi fizyogr. (Berichte d. physiogr. Commission.) Krakau 1889, Bd. XXXIII, pag. 198. Teisseyre: Atlas geol. Galicyi. (Geol. Atlas Galiziens.) Heft 8, Krakau 1900, pag. 162.

[2]) Bezüglich der hypsometrischen Entwickelung des Silur und des Devon in Zaleszczyki werden von Alth (Geol. Atlas Galicyi, Heft 1, pag. 9 und 25) einige Ziffern angegeben, welche mit meinen Beobachtungen ziemlich gut übereinstimmen. Die untere Grenze des Devon in Zaleszczyki nach Alth 170 *m*; die obere: 220 *m*.

download unter www.biologiezentrum.at

Kowalówka, Cerkwiska, Leszczańce, Rusilów etc. ansteigt. Das vorerwähnte Gebiet von relativ sehr deutlich nach Südwesten einfallenden Devonschichten befindet sich auf der Südwestseite dieser markanten Devonhöhen und stellt den südwestlichen Horstrand der paläozoischen Platte dar.

In der Querrichtung dieser devonischen Böschung ist der Niveauunterschied der Oberfläche und der Schichten des Devon mindestens 150—170 *m* auf 15 *km* zu veranschlagen. Es trifft dies zu für die Strecke von Czernelica (Devon zwischen Czernelica und Chmielowce bis 320 *m*) nach Südwesten bis Czortowiec, wo das Devon nirgends mehr zum Vorscheine kommt, unter Tags aber kaum eine absolute Höhe von 130 bis 150 *m* erreichen dürfte.

Durch die bogenförmigen Dniesterkrümmungen in der Gegend zwischen Niżniów und Niezwiska (Kartenskizze Taf. XII) wird ein einige Kilometer breites, hingegen mehrere Kilometer langes Gebiet gekreuzt, innerhalb dessen die subjurassische, resp. die subcenomane [1]) Devonoberfläche eine absolute Höhe von 200 *m* erreicht. Dasselbe ist circa 10 *km* von den orographischen (Sokołów 415 *m*) und den devonischen Anhöhen (bei Cerkwiska 398 *m*, Devon 330—340 *m*) entfernt, welche der Kammlinie des Przemyślany-Czernelicaer Höhenzuges angehören (Kartenblatt Monasterzyska und Tyśmienica-Tłumacz). In diesem 200 *m*-Gebiete der devonischen Oberfläche liegt Ostra, Dolina, Isaków, Podwerbce, Niezwiska und Łuka. Nach Südwesten hin wird dieses Gebiet von der Dniesterbiegung bei Horyhlady überschritten, wo das Flussbett in einer absoluten Höhe von 185 *m* sich befindet. Wie aus der geologischen Aufnahme von Bieniasz (Geol. Atlas, Heft 1) hervorgeht, taucht dort das Devon unter dem Jura nicht mehr hervor. Wenn man in entgegengesetzter Richtung, z. B. von Dolina am Dniester gegen Nordosten, nach Kośmierzyn (Taf. XII) und Siekierzyn fortschreitet, vergrössert sich die Meereshöhe des Devon bereits in einer Entfernung von 2 bis 3 *km* um etwa 50 bis 80 *m*. Diese relativ rasch nach Nordosten ansteigende Devonböschung streicht gegen Nordwesten über Koropiec, hingegen nach Südosten zwischen Rakowiec und Kuniszowce hindurch, was in übereinstimmender Weise bereits von Alth und Bieniasz beobachtet wurde.[2])

Es darf bei diesen Untersuchungen nicht vergessen werden, dass das Relief des Devon hügelig ist, ebenso wie es mitunter sogar bei subcenomanem Silur[3]) der Fall sein kann.

Die bereits auf den Karten von Bieniasz ersichtlichen Devoninseln, jene von Kowalówka (Monasterzyska N), jene von Słobódka dolna (Monasterzyska S), jene von Cerkwiska und jene von Zubrze bei Porchowa, überragen thatsächlich um etwa 20—40 *m* die Devonoberfläche in angrenzenden und dazwischen liegenden Thalstrecken, in welchen diese Formation unter mesozoischen Bildungen nicht hervortaucht.

Eine analoge Bedeutung hat die niedrige Devoninsel von Smykowce bei Tarnopol, wo in einer Vertiefung der devonischen Oberfläche Cenoman erhalten bleibt. Bei Sokolniki an der Strypa verharren in dem nämlichen gegenseitigen Lagerungsverhältnis das Devon und das Senon.

Die hügeligen Erosionsformen der devonischen Oberfläche scheinen aber namentlich im Südwesttheil des devonischen Gebietes bemerkenswerthe Dimensionen zu erreichen, wo sie bereits durch Bieniasz bekannt sind und wo namentlich die miocäne Abrasion unwirksam gewesen zu sein scheint.

Speciell in dieser ausserhalb des Verbreitungsgebietes der sarmatischen Stufe gelegenen Gegend sind die diluvialen Dniesterschotter grossentheils aus der Umlagerung der früheren jungtertiären Schotter entstanden. Wenigstens sind dieselben hier an die höchsten Punkte (330—400 *m*) der Oberfläche gebunden, in deren Umgebung diese Schotter ringsherum, oft in weitem Umkreise, zumal auf der Oberfläche, nicht zu sehen sind. Ganz anders verhält es sich in dem benachbarten sarmatischen Antheil Südpodoliens (Kartenblatt Mielnica), wo die Dniesterschotter nirgends die Höhencote von 300 *m* überschreiten.[4])

---

[1]) In Semenówka bei Niezwiska, zwar nach Bieniasz' geologischer Karte von Tyśmienica-Tłumacz.

[2]) Alth: Wapień niżniowski. (Der Kalkstein von Niżniow und seine Versteinerungen.) Akad. d. Wissensch., Krakau, Bd. VI, 1881, pag. 5, deutsch in: Beitr. zur Paläontologie, Bd. I, S. 183.

[3]) Ueber vermuthliche durch Abrasionen nicht ganz verwischte Reste des vorcenomanen silurischen Reliefs: Atlas geolog. Galicyi, Heft 8, pag. 172 unten; vergl. auch: Calokształt płyty paleozoicznej. (Gesammtgestalt der paläozoischen Platte Podoliens.) Kosmos 1893, Heft VIII—IX. Separat-Abdruck pag. 7—8.

[4]) Näheres darüber im Geol. Atlas Galicyi, Heft 8, pag. 285—286.

download unter www.biologiezentrum.at

Nun kommt es im Südwesttheil des devonischen Gebietes am Dniester oft vor, dass diese Schotter devonische Geschiebe enthalten, nichtsdestoweniger aber 20—30 *m* hoch über den benachbarten oder überhaupt bekannten Culminationspunkten der devonischen Oberfläche gelegen sind (z. B. bei Repużyńce: devonische Geschiebe an der Cote von 360 *m*; im Südosten von Kościelniki: devonische Geschiebe in einer Höhe von 330 *m*).[1])

Jedenfalls ist alsdann die devonische Oberfläche hügelig. Demnach können die den Südwestrand des paläozoischen Horstes krönenden Devonhöhen vielleicht sogar die Isohypse von 360 *m* überschreiten, doch an Punkten, welche ausserhalb der heute vorhandenen Entblössungen, wahrscheinlich weit abseits von den Vorkommnissen des Dniesterschotters zu suchen sind.

Der obere Jura und das Cenoman spielen wegen zu geringer Mächtigkeit keine sehr beachtenswerte Rolle in der verticalen Entwickelung der devonischen Gegend am Dniesterfluss.

Was das Senon anbelangt, beläuft sich der hypsometrische Niveauunterschied zwischen den höchsten, dem südwestlichen Horstrand angehörenden Punkten dieser Formation (340—350 *m*) bei Monasterzyska, Porchowa, Sokołów, Kuniszowce etc. einerseits, sowie in dem von Südwesten anstossenden Theil der vorkarpathischen Senkung auf der Linie Tłumacz—Czortowiec (Kartenblatt Kołomyja) in runden Zahlen 100 *m* auf 10—15 *km* Distanz: Senon in Oleszów 280—290 *m*, in Bratyszów 280 *m*, in Odaje bei Horyhlady 280 *m*, in Isaków—Niezwiska 280—300 *m*, in Semenówka—Olejowa 280—285 *m*, in Czortowiec 220—240 *m* u. s. w. Unabhängig davon offenbart sich zahlenmässig das bekannte hügelige Relief der Kreideoberfläche. Es sollen diese Verhältnisse erst bei der Beschreibung des vorkarpathischen Senkungsfeldes in einer späteren Arbeit näher besprochen werden. Es genügt an dieser Stelle zu vermerken, dass der grösste Betrag der Abnahme des Senon an Meereshöhe (10—12 *m* auf 1 *km* Distanz) auf eine Strecke von 7—10 *km* Breite im Südwesten der sogleich noch zu besprechenden Höhenlinie Kamuła—Czernelica (= Berdo-Narol-Linie) sich vertheilt, worauf weiter gegen Südwesten hin die Oberfläche des Senon nur relativ viel weniger in dieser Richtung geneigt ist. So z. B. verliert die obere Kreide auf der Strecke Monasterzyska—Stanislau an absoluter Höhe etwa 90 *m* im Abstande der ersten 7 *km* von der Linie Berdo—Narol, d. h. von Wyczułki und Izabella, wo das Senon bis 350 *m* ansteht, nach Baranów, wo diese Formation nach der Karte von Bieniasz nur bis 260 *m* sich erhebt. Weiter südwestwärts zwischen Baranów und Wołczyniec bei Stanislau (Senon bis 240 *m*) nimmt die Oberfläche der Kreide nur um etwa 20 *m* ab, trotzdem diese beiden Orte 24 *km* von einander entfernt sind.

Auf der Südwestseite der markantesten devonischen Anhöhen dacht somit das gesammte podolische Schichtensystem sanft in der Richtung gegen die Karpathen hin ab. Jenseits der diesen vorkarpathischen Horstrand überragenden Devonhöhen gelangt man aber zu einem weit ausgedehnten Gebiete, in welchem die Oberfläche dieser Formation nach der entgegengesetzten Richtung, gegen das Silur hin, ostwärts überaus sanft geneigt ist. Am Strypafluss bei Wiśniowczyk und Sokolniki einerseits, sowie zwischen Czernelica und Chmielowa am Dniester andererseits, erreicht das Devon bis 320 *m* absoluter Höhe, hingegen weiter im Osten, sowohl am Sereth bei Trembowla einerseits, als auch bei Uścieczko am Dniester andererseits bloss 300 *m*. Beschränkt man sich bezüglich der zu vergleichenden Punkte auf die näher dem Dniester gelegene Gegend zwischen Czernelica—Uścieczko, nordwärts bis Bazar und Hołowczyńce (Tłuste S), ist die Neigung der devonischen Oberfläche eine nordöstliche.[2])

---

[1]) Näheres darüber im Geol. Atlas Galicyi. Heft 8, pag. 285—286.

[2]) Die Meereshöhe der devonischen Oberfläche beträgt auf der Nordseite des Dniester bei Kowalówka etwa 330 *m*, bei Cerkwiska 330—340 *m* (Kartenblatt Monasterzyska), bei Leszczańce (Kartenblatt Jagielnica-Czernelica) etwa 335 *m*, in Rusiłów bis 330—340 *m*; ferner beträgt die Meereshöhe des Devon in Jazłowiec fast 320 *m*, in Beremiany 320 *m*, in Duliby etwa 310 *m*, in Skomorochy etwa 320 *m*, in Żnibrody 300—310 *m*, in Żnibrody (N) etwa 320 *m*, an der Mündung des Zloty Potok 280—290 *m*, in Świerszkowce und Chmielowa 290—310 *m*, in Drohiczówka etwa 280 *m*, in Szutromińce 280—290 *m*, in Latacz beinahe 290 *m*, in Koszylowce und Sadki 300—310 *m*; hingegen auf der Südseite des Dniester: zwischen Chmielowa und Czernelica 320 *m*, in Kopaczyńce etwa 300 *m*, in Czernelica etwa 290 *m*, in Repużyńce 280—290 *m*, in Kolanki etwa 260 *m*, in Biłka fast 280 *m*, endlich in Siemiakowce 260—280 *m* und in Strzylcze kaum 220 *m*. — Teisseyre l. c. 1900, p. 175, Anmerkung 3, p. 250—252 ff. — In Nordpodolien beträgt die absolute Höhe des Devon beinahe 320 *m* fast überall in der Gegend von Sokolniki, Złotniki, Hajwaronka und Wiśniowczyk am mittleren Strypafluss; hingegen 290—300 *m*, seltener 310 *m* am Sereth- und Gnieznafluss im Gebiete des Kartenblattes Trembowla (l. c. p. 165).

download unter www.biologiezentrum.at

Was die Schichten des Devon in dieser Gegend anbelangt, ist nur so viel zu constatiren, dass denselben kein à la vue auffälliges Abdachen innewohnt. Ob ihre Neigung mit jener der devonischen Oberfläche übereinstimmt, kann nur theoretisch beurtheilt werden. Wie bereits oben gezeigt, ist längs des Dniester erst viel weiter im Osten, zwischen Uścieczko und Zaleszczyki, ein beinahe westwestsüdliches Einfallen des Devon und Silur mit grosser Wahrscheinlichkeit nachweisbar.

Die Störungslinie Berdo[1])—Narol[2]), ihre Bedeutung für das paläozoische Gebiet.

Alle Daten stimmen mit der Annahme überein, dass das Devon am südwestlichen Horstrand, und zwar zu beiden Seiten der Gegend, auf welche die maximale senkrechte Entwickelung seiner Oberfläche entfällt, eine fast einseitige Anticlinale von überaus grosser Amplitude und mit steilerem Südwestflügel darstellt. Der letztere ist von später zu besprechenden Schichtenknickungen und anderen localen Störungen begleitet. Dieser theoretischen Auffassung entspricht in Wirklichkeit eine devonische Aufwölbung, gleichsam eine Terrainabstufung, deren breite, überaus flache Kante die höchsten Punkte der Oberfläche dieser Formation vereinigt.

Auf der einen Seite der Kante beträgt das Abdachen der Oberfläche des Devon und seiner Schichten circa 100—200 *m* aui 10 *km*, auf der anderen Seite aber ist diese Oberfläche bloss um etwa 5—10 *m* auf je 10 *km* Distanz geneigt, d. h. 20 bis höchstens 40 *m* auf eine Entfernung von durchschnittlich 40 *km*, bis zur geographischen Ostgrenze des Devon.

Bezüglich ihres Areals fällt die Kante dieser flexurartigen Unebenheit der devonischen Oberfläche mit der bemerkenswerthen Höhenlinie Kamula (477 *m*) — Berdo-Horodyszcze 515 *m* (Czernowitz N) zusammen.

Obwohl in Pokucie zwischen Czernelica und Berdo-Horodyszcze fast unterbrochen und nur ganz schwach im heutigen Bodenrelief ausgeprägt, gestaltet sich diese orographische Linie in ihrem westpodolischen Haupttheile zu einem ansehnlichen (Przemyślany-Czernelicaer) Höhenrücken. Derselbe läuft von Kamula 477 *m* bei Przemyślany in südöstlicher Richtung, zwischen Brzeżany und Rohatyn, über Popielicha 446 *m*, sowie über Sokołów 415 *m* bis Kuniszowce 393 *m* bei Czernelica fort und wird vom Dniester und seinen nordsüdlichen Zuflüssen in acht verschiedenen Durchbruchsthälern gekreuzt.[3]) Durch die letzteren heutzutage

---

[1]) Berdo anstatt Berdo-Horodyszcze 515 *m* bei Czernowitz.

[2]) Narol, die Ortschaft an der galizischen Nordgrenze, im Südwesten von Tomaszów.

[3]) Die Aufeinanderfolge der bedeutendsten Höhenpunkte, welche der Linie Kamula—Czernelica angehören, und der zwischen denselben gelegenen Querthäler ist die nachstehende:

	Kamula	477 *m*
Świerzbach bei gleichnamigem Ort		300—320 *m*
	Mogila (Tuczna N)	436 *m*
Gnila Lipafluss bei Firlejów		260 *m*
	Wilczy Kąt (Rohatyn N)	438 *m*
Narajówkabach bei Podwysokie		265 *m*
	Hucisko	433 *m*
	Popielicha	446 *m*
	Andere Hügel der Popielichagruppe	437 *m*
	» » » » »	439 *m*
	» » » » »	423 *m*
	» » » » »	398 *m*
	» » » » »	400 *m*
Złota Lipafluss bei Nosów		253—254 *m*
	Zaturzyn	410 *m*
	Płasza Góra (östlich von Zawadówka	407 *m*
Koropiecfluss zwischen Majdan und Słobódka dolna		247—298 *m*
	Borsukowa Góra	400 *m*
Baryszkabach bei Porchowa		300 *m*
	Sokołów	415 *m*
Dniester- und Strypafluss		160—168 *m*
	Kuniszowce	393 *m*

download unter www.biologiezentrum.at

überaus stark zergliedert, vereinigt diese merkwürdige, den Karpathen parallele Höhenlinie die bei Weitem bedeutendsten Culminationspunkte ihrer Wasserscheiden.[1])

Die lange Reihe dieser zum Teil weit von einander entfernten Berge ist südöstlich, schief auf die nordsüdlichen Querthäler orientirt. Dieselbe behält ihre fast streng gerade Richtung auf Distanz von mehreren Meilen. Wenn man in einem Gypsmodell der Landesoberfläche sämmtliche diese Linie kreuzenden Erosionsfurchen ausfüllt, erhält man eine flache lineare Aufwölbung.

Es mag dieses ideale Bodenrelief als primär bezeichnet werden, zumal es von vorne herein tektonischen Ursprungs zu sein scheint und demzufolge dem nachweislich durch Erosion bedingten Relief, welches secundäre Bedeutung hat, gegenüberzustellen ist (vergl. weiter unten pag. 120, Fig. 2.)

In Uebereinstimmung mit der devonischen Oberfläche ist der einige Meilen breite Nordosthang des Höhenrückens überaus sanft. Die andere merklich steilere und schmälere Flanke des Höhenrückens ist den Karpathen zugewendet. Dieselbe tritt im landschaftlichen Bilde der Gegend, sowohl am Dniester bei Niżniów, als auch bei Rohatyn, ziemlich scharf hervor, allein wenn man einen geeigneten Aussichtspunkt wählt, zwar im Gebiete nahe am Fusse dieser theilweise idealen Böschung, wo die grosse vorkarpathische Senkung in niedrigen welligen Hügeln anhebt (z. B. auf Höhen zwischen Psary und Rohatyn).

Indem die die gesammte paläozoische Abrasionsfläche Podoliens beherrschenden Devonhöhen (320 bis 340 *m*) dieser orographischen Linie angehören, so dass der Südwestrand des paläozoischen Horstes der steileren südwestlichen Böschung dieses Höhenzuges entspricht, entfallen im Allgemeinen die Culminationspunkte der devonischen Oberfläche auf die Nachbarschaft der grössten heutigen Bodenerhebungen. Dabei ist aber nicht zu vergessen, dass nichtsdestoweniger erstens die Erosionsformen des Devon, ganz im Gegensatz zum Senon (l. c.)[1]) mit der heutigen Bodenplastik nichts Gemeinsames haben. Zweitens ist es bloss der Südtheil unseres Höhenrückens (Monasterzyska—Czernelica), welcher das paläozoische Gebiet streift, während hingegen sein Nordtheil auf das nordgalizisch-wolhynische Senkungsgebiet hinübergreift (vergl. Taf. XII).

Wie in einer späteren Arbeit gezeigt werden soll, ist innerhalb dieser Senke die von Berdo-Horodyszcze 515 *m* bei Czernowitz auslaufende Störungslinie über Kamuła 477 *m*, den bekannten höchsten Berg Podoliens, ferner über Czartowa Skała (418 *m*) bei Lemberg und überhaupt längs des Nordostrandes der Lemberg-Tomaszower Hochebene, sodann gegen Narol hin zu verfolgen. Dabei tritt diese Dislocation auch hier nur theilweise orographisch hervor, um nichtsdestoweniger bei Weitem die höchsten Punkte der Hochebene zu vereinigen.

Im Allgemeinen ist diese Störungslinie nordwestlich quer auf Bukowina und Galizien orientirt und zerfällt im Bereiche der österreichischen Staatsgrenzen in zwei etwas ungleiche Hälften, die in orographischer und tektonischer Hinsicht diametral verschieden sich verhalten. Im Norden (Kamuła 477 *m* — Lemberg — Werchrata) ist an die Nordostseite dieser Linie die Niederung am oberen Bugflusse gebunden. Es ist dies ein postmiocänes Senkungsgebiet, welches zusammen mit der Tektonik der westpodolischen Senonscholle überhaupt in Betracht zu ziehen ist. Hingegen im Süden, von Kamuła bis Berdo-Horodyszcze, wird diese Linie von der bei weitem tieferen vorkarpathischen Senke von Südwesten her begleitet vergl. Fig. 2).

Störungslinie Uście zielone—Kowalówka—Smykowce.

(S. Tafel XII.)

Vom Dniester nordwärts bis nach Wiśniowczyk und Sokolniki, sowie bis nach Trembowla, erhebt sich die äusserst flachwellige (10—20 *m*) devonische Oberfläche fast überall am Strypaflusse bis zu der Isohypse von 320 *m*, hingegen am Sereth bis zu 300 *m*. Auf dieser ganzen Strecke bleibt somit die verticale Entwickelung des Devon in nördlicher und in südlicher Richtung so gut wie unverändert. Dabei ist nach Nordwesten (Uścieczko—Wiśniowczyk) und nach Südwesten hin ein überaus sanftes Ansteigen, hingegen nach Nordosten und Südosten ein ebensolches Abfallen der Oberfläche des Devonsandsteines bemerkbar. Erst

[1]) Die Thäler sind seit der dortigen paläogenen Continentalphase je nach ihrer Lage **prädisponirt**, während hingegen der tektonische Ursprung unseres Höhenrückens der Hauptsache nach aus dem Miocän zurückdatirt, worüber Näheres l. c. 1900 p. 180—182, p. 287—290 u. s. w. (»Prädisposition der Thäler«).

download unter www.biologiezentrum.at

noch weiter im Norden, auf der Strecke Kowalówka bei Monasterzyska, Mikulińce am Sereth und Smykowce bei Tarnopol stellt sich eine relativ rasche, beiläufig als nördlich zu bezeichnende Neigung der devonischen Oberfläche ein. — Es beträgt dieselbe bei Monasterzyska, zwischen Kowalówka (Oldred) und Zaturzyn an der Złota Lipa (Mitteldevon), d. h. in nordwestwestlicher Richtung, circa 90 *m* auf 10 *km* Distanz, allein sie verringert sich ziemlich beträchtlich nordostwärts. Bereits beim Oldred zwischen Wiśniowczyk und Sosnów am Strypafluss beläuft sie sich nur mehr auf 20—30 *m* in einem Abstand von 10 *km*. Auch ist sie ebenso gering oder noch geringer (20 *m*) am Sereth- und am Gnieznafluss.

Indem der Betrag des nördlichen Abdachens der devonischen Oberfläche längs des nordwestlichen Randes des paläozoischen Gebietes nach Nordosten sich verringert, scheint es, als ob die Intensität der Senkung abnehmen möchte, zwar in der Richtung gegen die Granitplatte von Ukraina hin, durch deren Nordwestgrenze aber trotzdem der weitere Verlauf dieser Störungslinie in der That angedeutet sein dürfte. Das Ausmaass der Senkung wäre an der Linie Kowalówka—Smykowce am größten im Südwesten, zwischen Kowalówka und Zaturzyn, wo dieselbe durch die Linie Berdo-Narol gekreuzt wird. Damit stimmte es überein, dass die Linie Kowalówka—Smykowce in das an den Südwestrand des paläozoischen Horstes anstossende vorkarpathische Senkungsgebiet weit hineinläuft, was durch die noch zu besprechende Verbreitungsgrenze des Cenoman (Uście zielone) innerhalb des letzteren bewiesen wird.

Die südliche Grenze des Gebietes, in welchem die Devonoberfläche eine allgemein nördliche (NW, N, N E) Neigung zeigt, dürfte der Linie entsprechen, welche von Uście zielone am Dniester in nordöstlicher Richtung über Kowalówka bei Monasterzyska, ferner über Wiśniowczyk am Strypa sowie über Mikulińce am Serethfluss fortläuft. Die Breite der Devonstrecke, innerhalb welcher die Oberfläche dieser Formation in der Richtung zu dem so zu bezeichnenden nordgalizisch-wolhynischen Senkungsgebiet abdacht, wird am Serethflusse durch den Abstand zwischen Mikulińce und Smykowce bei Tarnopol gegeben, wo die am weitesten nach Norden vorgeschobenen devonischen Entblössungen bekannt sind. Wie gering auch dieses Gefälle des Devon ist, reicht die Generalstabskarte im Maassstabe 1 : 25.000 vollkommen aus, um dasselbe nachzuweisen, ohne dass aber irgend welche ausschlaggebenden Beobachtungen über die Neigung der devonischen Schichten in dieser Gegend zu machen wären. Die Längsachse des nordwestlichen Horstrandes ist in der Richtung von Kowalówka nach Smykowce sanft geneigt. Es verringert sich die Meereshöhe des Devon in dieser Richtung nach Nordosten hin nach und nach beständig und zwar von 330 *m* bei Kowalówka bis circa 285 *m* bei Borki wielkie und bis 277 *m* bei Smykowce, d. h. um 53 *m* auf 60 *km* Distanz.

Eine analoge langsame Abnahme der vertikalen Entwickelung des Devon ist auch längs des südwestlichen Horstrandes in südöstlicher Richtung zu beobachten und zwar beträgt dieselbe von Monasterzyska und Złoty Potok (Leszczańce: Devon 335 *m*) bis Zaleszczyki (Devon bis 170—190 *m*) circa 150—170 *m* auf 70 *km* Entfernung. Somit ist die Neigung der Devonplatte nach Südosten bedeutend grösser, als ihr Gefälle in der Richtung nach Nordosten. Die Ursache, weshalb die beiden paläozoischen Horsträndер in der Richtung zum Granitplateau von Ukraina an Meereshöhe nach und nach langsam verlieren, deckt sich mit der unten zu besprechenden Entstehung der südöstlichen Neigung der podolischen Abrasionsfläche. Folglich bedeutet die Nordostneigung des nordwestlichen Horstrandes an und für sich durchaus nicht eine entsprechende Abnahme der Senkung längs desselben nach dieser Richtung hin. Die zugehörige Senkung dürfte also weithin die grosse russische Tafel durchqueren.

Die Verhältnisse an der Kreuzung der Dislocationen.

(Hiezu Taf. XII und XIII.)

Die Nordwestgrenze des devonischen Gebietes (Kowalówka—Smykowce) stösst zwischen Monasterzyska und Zawadówka mit der Devongrenze Niżniów-Toustobaby zusammen, welche die am weitesten nach Südwesten auslaufenden Vorkommnisse dieser Formation vereinigt. Kaum noch auf Distanz von etwa 10 *km* greifen in dieser Gegend aus dem Gebiete des paläozoischen Horstes die cenomanen Entblössungen in das umgebende Senon der Senkungsfelder hinüber, worauf auch das Cenoman, gleich dem Jura, gänzlich verschwindet.

download unter www.biologiezentrum.at

Jedenfalls sind die geographischen Grenzen des paläozoischen Gebietes, da sie innerhalb der analogen Grenzen des Cenoman, und zwar bis 10 *km* weit entfernt von denselben sich befinden, durchaus nicht mit Brüchen identisch; und wenn die Flexuren der Horsträndер in Längsbrüche übergehen, müssen solche erst jenseits vom *cenomanen Aussensaume* gesucht werden.

Speciell in der Gegend, wo die beiden Horsträndер fast rechtwinkelig zusammentreten, führt das Studium des cenomanen Aussensaumes zur Erkenntnis, dass jede von diesen beiden Dislocationen weit über ihren gemeinsamen Kreuzungspunkt fortläuft.

In der Gegend zwischen Zaturzyn an der Złota Lipa, Kowalówka und Uście zielone am Dniester sind die am weitesten nach Nordwesten vorgeschobenen Entblössungen des Cenoman an die verlängerte Leitlinie des nordwestlichen Horstrandes gebunden. Das Cenoman übernimmt auf diese Weise die Rolle, welche sonst an den Horsträndern das untere Devon spielt, wohl entsprechend dem in diesem Abstand noch geringen verticalen Betrage der Flexuren der Horsträndер.

Das Cenoman erhebt sich bei Uście zielone und Międzygórze am Dniester bis zu einer absoluten Höhe von höchstens 215 *m* bis 220 *m*. Weiter thalaufwärts längs des Dniester nach Nordwesten fortschreitend, gelangt man erst oberhalb von Halicz zu der Stelle, wo das Thalbett durch diese Isohypse (220 *m*) gekreuzt wird. Trotzdem taucht aber auf der ganzen Strecke zwischen Uście zielone und Halicz (beinahe 25 *km*) weder das Cenoman, noch auch die weisse Kreide mit Flinten unter dem Senon des Dniesterthales auf.

Folglich muss das plötzliche Verschwinden des Cenoman am Dniester in der Richtung nach Nordwesten, von Uście zielone angefangen, mit dem nordwestlichen Horstrande in Beziehung gebracht werden, dessen Leitlinie thatsächlich an dieser Stelle den Dniester passirt.

Um uns von Uście zielone in der Längsrichtung dieses Horstrandes ins Devongebiet, gegen Kowalówka hin, zurückzubegeben, steigt die Oberfläche des cenomanen Aussensaumes in dieser Richtung zum paläozoischen Horst ganz beträchtlich an. Auf der Ostseite der Złota Lipa, bei Baranów und Krasiejów, erhebt sich das Cenoman bis zur Isohypse von 240 bis 250 *m*, auf der Strecke zwischen Jarhorów (am Weg nach Wierzbów) und Zaturzyn ebenfalls bis 230—240 *m*, weiter nordwärts aber bei Zawałów bis 270—280 *m*.

Westwärts von dem Złota Lipafluss bei Huta und Izabela, auf der Wasserscheide gegen den Koropiecbach hin, wo die Höhenlinie Kamuła—Czernelica (Przemyślany-Czernelicaer Höhenrücken) hindurchläuft und wo man gleichzeitig dicht neben der Linie Uście zielone—Kowalówka sich befindet, steigt das Cenoman stufenweise bis zu 290—300 *m* an.[1])

Im Wassergebiete der Złota Lipa beträgt danach der Niveauunterschied zwischen dem Cenoman im Süden, an der Mündung dieses Flusses zum Dniester und dem Cenoman im Norden, wo die Höhen des Przemyślany-Czernalicaer Bergkammes durchstreichen, etwa 60—90 *m*.

Zwischen Niżniów (Cenoman 215—225 *m*) einerseits und Monasterzyska (Korościatyn-Komarówka: Cenoman 280—290 *m*; Bertniki: Cenoman 310—320 *m*), Barycz (Cerkwiska: Cenoman 315—325 *m*), Zubrzec (Cenoman 320—330 *m*) sowie Porchowa (Cenoman 310 *m*) andererseits, beläuft sich die Höhendifferenz des Cenoman auf etwa 90—100 *m*.

---

[1]) Die in dieser Gegend nach Osten hin von der Zlota Lipa auslaufenden Seitenthäler finden ihren Ursprung in dem der Isohypse von 390 bis 400 *m* entsprechenden Gebiete, welchem die Kammlinie des Przemyślany-Czernelicaer Höhenrückens angehört. Vergleicht man die geologische Karte von Bieniasz (1:75.000; Geolog. Atlas Galicyi, Krakau 1887, Heft 1) mit der Generalstabskarte 1:25.000, so sind die farbigen Streifen des Cenoman nicht an die Isohypsen der Karte 1:25.000 gebunden, sondern durchqueren diese letzteren. So entfällt das Cenoman an der Mündung der besagten Thäler, z. B. bei Korzowa, zwischen die Isohypsen von 250 *m* und 260 *m*, hingegen an dem oberen Ursprung der Thäler bereits zwischen 290—300 *m*. Die Verbreitung des Cenoman innerhalb eines gegebenen Thales wurde nicht bloss durch Beobachtungen an der Mündung desselben fixirt, sondern auch durch solche an seinem Ursprunge.

Ich lege darauf Nachdruck, daß diese und auch die meisten übrigen hypsometrischen Details der geologischen Karten von Bieniasz in dem demselben beigegebenen erläuternden Texte nicht verwerthet sind und dass dieselben trotzdem mit der gegenwärtigen Auffassung des südwestlichen Horstrandes übereinstimmen.

download unter www.biologiezentrum.at

An der Mündung der Złota Lipa ist die Meereshöhe der cenomanen Oberfläche auf 210—220 *m* zu veranschlagen, an jener des Koropiec steigt dieselbe bis zu 240—250 *m* an, zuletzt an jener des Baryszkabaches bis 280—290 *m*, ganz entsprechend der abnehmenden Entfernung dieser drei Punkte von der Kammlinie des Przemyślany-Czernelicaer Höhenrückens, welcher durch diese Thäler gekreuzt wird.

Diametral verschiedene Verhältnisse bietet der etwas weiter im Westen gelegene nordsüdlich orientirte Horożankabach dar, welcher, im vorkarpathischen Senkungsgebiete gelegen, sich an seinem Ursprung der besagten Höhenlinie nur wenig nähert. An seiner Mündung ist das Cenoman an die Cote von 210 bis 220 *m* gebunden. Thalaufwärts steigt das Bachbett bloss um 60 *m* an, folglich weniger, als in derselben Richtung das Cenoman in den vorbesprochenen Thälern (Złota Lipa, Koropiec, Baryszka). Trotzdem erscheint das Cenoman nirgends mehr an diesem Bache.

Aus diesen und ähnlichen Daten ergibt sich bezüglich des cenomanen Aussensaumes, was folgt.

Erstens steigt das Cenoman in der Richtung vom vorkarpathischen Gebiet zu der heutigen Höhenlinie Kamula - Czernelica überall constant an. Zweitens ist eine ganz analoge Abhängigkeit des Jura und des Cenoman auch von der ausschliesslich devonischen Höhenlinie Uście zielone—Kowalówka—Smykowce zu konstatiren. Thatsächlich entspricht diese der nordwestlichen Verbreitungsgrenze des Cenoman an der Oberfläche — in Podolien überhaupt, hingegen des oberen Jura am südwestlichen Horstrand.

Die Verbreitungsweise des oberen Jura in Podolien hängt, wie noch zu zeigen, offenbar mit einer beinahe westlichen ursprünglichen Neigung der paläozoischen Platte zusammen. In der That ist der Jura auf ein Gebiet beschränkt, welches am Anfang der späteren miocänen Transgression der vorkarpathischen Senkung zufällt und welches auf die Westflanke des die letztere umsäumenden Przemyślany-Czernelicaer Höhenrückens hinübergreift.

In der Richtung nach Nordwesten, und zwar jenseits von der vorsenonen Störungslinie Uście zielone — Kowalówka—Smykowce taucht sammt dem Devon auch der Jura und das Cenoman unter das Senon der nordgalizisch-wolhynischen Senke hinab. Eine Ausnahme von dieser Regel stellt die Gegend von Zawadówka an der mittleren Złota Lipa dar, wo die Linie Uście zielone—Kowalówka—Smykowce vom Devon, Jura und Cenoman nordwestwärts überschritten wird. Es bedarf diese Erscheinung noch einer Erklärung.

Das inselförmige Auftauchen des Devon und Jura bei Markowa, Korzowa und Zawadówka wurde von Alth und Bieniasz auf vorcenomane Erosion zurückgeführt. Es erhebt sich diese Insel bis 80 *m* über das Niveau dieser Formationen am Dniester. Sehr auffällig ist es, dass thalabwärts längs der Złota Lipa weder der Jura, noch auch das Devon erscheint. Erst an der Mündung dieses Flusses zum Dniester betritt man das Hauptverbreitungsgebiet des Jura (Niżniów—Niezwiska). Es fällt nun bei der geologischen Karte von Bieniasz auf, dass geradezu in der Mitte der eigenthümlichen Jurainsel von Zawadówka das untere und mittlere Devon auftaucht, als ob es ein devonischer Anticlinalkern wäre. Ringsherum ist ihrerseits die Jurainsel von cenomanen Entblössungen umgeben, welche bis nach Zawałów fortlaufen. Das Areal, innerhalb dessen die cenomanen Entblössungen zerstreut sind, gleicht einem zungenförmigen Bogen, welcher bis 10 *km* weit nach Nordwesten vorgreifend, sich an seiner Basis gegen das Gebiet des paläozoischen Horstes öffnet, um an dieser Stelle die Devon- und Jurainsel von Zawadówka zu umfassen. Nun ist dieser cenomane Bogen bezüglich der Orientierung seiner Längsachse der hier thatsächlich durchlaufenden Anticlinallinie Kamuła—Czernelica untergeordnet. Danach stellt somit das Vorkommen von Zawadówka-Zaturzyn einen einseitig gebauten devonisch-jurassischen Anticlinalkern dar. Die Devonformation ist in Zawadówka stark geknickt, wie es als Begleiterscheinung von Dislocationen beobachtet zu werden pflegt. Das Auftauchen des unteren Devon in Zawadówka ist einseitig, zumal dasselbe nahe an die Südwestgrenze der gesammten mitteldevonischen Entblössungen (Toustobaby-Zaturzyn) gebunden ist. Es stimmt dies mit dem steileren Südwestflügel der flexurartigen Anticlinale Kamuła-Czernelica überein.

Das Längsprofil der beiden sich kreuzenden Horstrand-Dislocationen stellt sich im Allgemeinen dar, wie folgt.

download unter www.biologiezentrum.at

Das Devon von Zawadówka (260—270 *m*)[1]) ist um 70—80 *m* hypsometrisch tiefer gelegen, als das Devon auf der Kammhöhe des südwestlichen Horstrandes auf der Linie Berdo—Narol (z. B. Devon in Cerkwiska 330—335 *m*).

In entgegengesetzter Richtung längs dieser Linie fortschreitend, sehen wir das Cenoman bei Zawałów noch in einer Meereshöhe von 270 bis 280 *m*. Etwa 50 *km* weiter im Nordwesten liegt sodann an dieser Linie der Ort Firlejów am Gniła Lipafluss. Hier ist das Senon bereits bis zu einer absoluten Höhe von 255 bis 265 *m* erodirt, ohne dass auch nur die darunter liegende Kreide mit Feuersteinen zum Vorschein käme. Noch weiter im Nordwesten befindet sich in dieser Richtung Lemberg, wo im Jahre 1894 — rund bis etwa 200 *m* unter das Meerniveau hinab — gebohrt wurde, ohne dass die Unterlage des Senon erreicht worden wäre.[2])

In ganz analoger Weise verringert sich die absolute Höhe des Cenoman auch längs der Linie Smykowce—Kowalówka—Uście zielone, zwar wenn man von Kowalówka nach Südwesten gegen Uście zielone hin wandert. Es erhellt dies bereits aus den voranstehenden Daten. Weiter in der Richtung gegen die Karpathen hin, kommt das Cenoman nirgends mehr zum Vorschein.

Die Störungslinie Czernowitz—Perkowce.

Ein wichtiger orographischer Charakterzug des Vorlandes der Ostkarpathen besteht in dem Verhältnisse, in welchem der Höhenrücken Berdo-Horodyszcze 515 *m* (Czernowitz N) zu dem podolischen Plateau verharrt.

Die markantesten Höhen des podolischen Plateaus (Kamuła 477 *m*) sind bekanntlich in seinem Nordwesttheil concentrirt, so dass diese ganze auf der Nordseite des Dniester gelegene Hochebene sanft nach Südosten abdacht. Nun liegt aber Berdo-Horodyszcze 515 *m* auf der Südseite des Dniesters, im Südosten von Kamuła, und überragt trotzdem die gesammte podolische Platte ganz bedeutend. Es ist dies um so auffälliger, als von geologischem Standpunkte Berdo-Horodyszcze als die Fortsetzung der podolischen Platte betrachtet werden muss.

Berdo-Horodyszcze wird nach Paul und Petrino von sarmatischen Sedimenten beherrscht. In Südpodolien habe ich seinerzeit nachweisen können, dass die letzteren in der Richtung zum Berdorücken langsam und beständig an Mächtigkeit zunehmen, und zwar in Folge einer entsprechenden Neigung der subtertiären Oberfläche (»Depression am unteren galizischen Dniester« zwischen Czernelica, Borszczów Mielnica u. s. w. im Norden des Berdo-Rückens).

Aus verschiedenen später zu besprechenden localgeologischen Gründen[3]) mag Berdo-Horodyszcze sammt der Moldauer Platte als ein unter sarmatischen Sedimenten begrabener Theil Podoliens bezeichnet werden, ganz ebenso wie der paläozoische podolische Horst, welcher heutzutage blos an seinen Rändern grösstentheils durch das Senon maskirt wird, hingegen noch zur Zeit der beginnenden paläogenen Continentalzeit unter obercretacischen Sedimenten ganz begraben lag. Dass Berdo-Horodyszcze sammt seiner sarmatischen Decke ziemlich unvermittelt mitten in dem weithin überall viel flacheren Vorlande der Subkarpathen aufragt, ist an der Hand der hypsometrischen Karten leicht zu ersehen.

Unter den Dislocationslinien, von welchen Berdo-Horodyszcze berührt wird, ist vor Allem die bereits in Voranstehendem besprochene Linie Berdo—Narol zu nennen. Der den Südwestflügel dieser Linie begleitenden vorkarpathischen Senkung entspricht die steile südwestwestliche Böschung des Berdorückens.

In südlicher (SSE) Umgebung des Berdorückens erreicht die Berdo-Narol-Linie das Pruththal, um sich nach dieser Richtung hin nach und nach ganz zu verlieren. Sehr eigenthümlich ist es, dass zu beiden Seiten dieser Dislocation der Pruthfluss überall gleichmässig im Tertiär eingeschnitten ist, währenddem er

---

[1]) In Markowa und Seredne im Norden von Zawadówka dürfte die obere hypsometrische Grenze des dortselbst nicht mehr entblössten Devon 230—240 *m* betragen.

[2]) Niedźwiecki: Kosmos, Lemberg 1896, Heft 5—7.

[3]) Dieselben sind zum Theil bereits im 8. Hefte des Geolog. Atlas Galiziens von mir besprochen worden pag. 242; 246—247, 249, 251—252 Fussnote 1, 252 unten bis 253; 259; 274; 282—283; 284; 287).

download unter www.biologiezentrum.at

speciell im Osten dieser Linie paläozoische Schichten annagen sollte, ebenso wie am Dniesterfluss die paläozoische Platte durch diese Linie von der vorkarpathischen Senkung getrennt wird. Dass also die paläozoischen Gebilde im Osten der Berdo-Narol-Dislocation im Pruththale nicht zum Vorschein kommen, kann durchaus nicht durch eine etwa zu geringe Tiefe dieses Thales erklärt werden. Im Gegensatz ist die Meereshöhe des Pruth und des Dniester die gleiche. Folglich unterliegt es keinem Zweifel, dass das Nichterscheinen der paläozoischen Schichten im rumänisch-russischen Antheil des Pruththales nur durch eine quer auf die Berdo-Narol-Linie orientirte Dislocation erklärt werden mag (Linie Czernowitz —Perkowce oder vielleicht Werbowce bei Zaleszczyki—Perkowce). An der letzteren ist der Südostflügel abgesunken. Das russisch-rumänische Pruththal liegt eben innerhalb dieser Senkung.

Sowohl der Dislocationstypus, als auch die geographische Lage dieser Linie sind derzeit noch nicht genau präcisirbar. Thatsache ist es aber, dass beiläufig längs der von Werbowce oder von Czernowitz ostnordostwärts ausfaufenden Linie Linie die paläozoische Platte Podoliens, in der Richtung nach Südsüdosten hin, dem Auge entzogen wird.

Die Geschichte des paläozoischen Horstes.

Das Streichen des podolischen Schichtensystems.

Das Studium der hypsometrischen Verhältnisse des Silur, wie auch der Vergleich der Meereshöhen der heutigen Flussläufe, lässt den ursächlichen Zusammenhang zwischen den heutigen geographischen Verbreitungsgrenzen der einzelnen Etagen dieser Formation in Galizien und der westwestsüdlichen Richtung ihres Schichtengefälles erkennen. Im grössten Theile des ostgalizischen Silurgebietes sind, wie wir gesehen haben, die anderen von Autoren angenommenen Neigungsrichtungen (W, SW), vor Allem aber das von Bloede und Szajnocha[1]) angenommene südsüdwestliche Gefälle der Schichten, entschieden ausgeschlossen (vergl. Taf. XII).

Von Interesse ist die Angabe von Weniukoff, nach welcher die Silurschichten in Russisch-Podolien eine nördliche Schollenneigung aufweisen.[2])

Es ist zu betonen, dass trotzdem die Grenze zwischen der silurischen Platte von Russisch-Podolien und der wolhynischen Granitplatte eine allgemeine nordnordwestliche Richtung besitzt. Auch ist es unklar, wo die Achse des flachen Schollensattels zu suchen ist, auf dessen westwestsüdlichem Flügel wir uns im Silurgebiete von Galizisch-Südpodolien befinden. Ob etwa auf dem anderen Flügel desselben das Weniukoff'sche Untersuchungsgebiet gelegen ist, wird die Zukunft lehren. Gegenwärtig können über diese Frage nur Vermuthungen geäussert werden, auf welche näher weiter unten eingegangen werden soll.

Ausserdem ist es sehr auffällig, dass nicht bloss die allgemeinen geographischen Grenzen zwischen Granit und Silur und zwischen Silur und Devon, sondern auch die Grenzen der einzelnen Siluretagen untereinander und, was noch merkwürdiger ist, auch die Ostgrenze des Jura auf der Strecke Niezwiska-Monasterzyska einen nordnordwestlichen Verlauf haben (Taf. XII).

Das nordnordwestliche Streichen hat anscheinend für das ganze Gebiet des Horstes Geltung, mit Ausnahme seiner Ränder. Während in der Regel die Schichtenneigung dieses Gebietes nur im hypsometrischen Wege nachweisbar ist (»Schollenneigung«), ist am südwestlichen Horstrand ein etwas bedeutenderes, bereits à la vue unterscheidbares Gefälle der Schichten bekannt (Flexur). Die Fallrichtung ist hier eine südwestliche. In analoger Weise scheint sie am nordwestlichen Horstrand (Flexur) eine nordwestliche zu sein.

In Galizien scheint das nordnordwestliche Streichen der podolischen Platte die gleiche Richtung der zahlreichen nördlichen, einander parallelen Zuflüsse des Dniester mit sich zu bringen. Allein wie die paläozoische Platte weiter im Osten, in Russisch-Podolien, in der That orientirt ist, wo die nämliche constante Richtung der Dniesterzuflüsse herrscht, muss vorläufig dahingestellt bleiben.

---

[1]) Szajnocha: Stratygrafia pokladów sylurskich ... (Stratigraphie der silurischen Schichten ...) Berichte der physiogr. Commission, Krakau 1889, Bd. XXXIII, pag. 185 ff.

[2]) Weniukoff: Fauna der Silurschichten des podolischen Gouvernements. Materialien zur Geol. Russlands, XIX, Petersburg 1899 (russisch).

download unter www.biologiezentrum.at

Die tektonische Bedeutung des podolischen Jura.

Im Ganzen ist der Jura auf die Gegend im Westen der markantesten Devonhöhen des südwestlichen Horstrandes gebunden. Bis zu diesen Devonhöhen nordostwärts nur ganz sporadisch vordringend, zwar bei Monasterzyska und Weleśniów, bleibt der Jura hier auf Depressionen zwischen denselben beschränkt, auf vorjurassische Erosionsfurchen.

Sehr auffällig ist es, dass während diese Formation somit am Fusse des südwestlichen Horstrandes, ja sogar mitunter auf der Höhe desselben, in Erosionsfurchen des Devon (Monasterzyska, Weleśniów) erscheint, nichtsdestoweniger dieselbe hingegen am Nordwestrand des Horstes bloss in der Gegend von Zawadówka am Złota Lipafluss vorkommt, wo überdies ihr Auftauchen unter jüngeren Gebilden mit der hier durchlaufenden Anticlinallinie Kamuła—Czernelica (= Linie Berdo—Narol) einherschreitet. Vergebens sucht man den Jura im Osten dieser Linie, am Koropiec-, Strypa- und Serethfluss, wo, sei es das Devon, sei es das Cenoman am Nordwestrand des paläozoischen Horstes hervortaucht.

Das Fehlen des Jura in diesen Gegenden stimmt nun damit überein, dass diese Formation am Dniester eine Riffzone darstellt, welche ihrem Streichen gemäss, mit dem nordöstlichen Juraflügel des polnischen Mittelgebirges in Beziehung zu bringen ist.[1]) In vorcenomaner Zeit war es zweifellos ein einheitlicher Jurazug. Derselbe entspricht einer Synclinale, welche vom Dniester bis zum Nordostflügel des polnischen Mittelgebirges streicht und das letztere von der podolischen und der Lemberg-Lubliner Platte trennt.

Daraus ergibt sich die Schlussfolgerung, dass die podolische Platte ihrerseits mit Einbruch der oberjurassischen Transgression von einer Schollenanticlinale erfasst wird, welche parallel dem mittelpolnischen und dem westpolnischen Sattel des sudetischen Systemes verlaufen dürfte.

Dass heute auf der cenomanen Abrasionsfläche in Podolien Silur, Devon, Jura in beinahe westlicher Richtung nacheinander folgen, in welcher diese Schichten einfallen, ist das Werk dieser Anticlinale. Zugleich ist daraus zu schliessen, dass diese Bewegung bis zum Cenoman andauert (l. c. 1903). Mit dieser Bewegung hängt die untercretacische Festlandszeit in Podolien zusammen. Zuletzt fällt die jurassische Synclinale im Südwesten des paläozoischen Horstes noch dem Senon zu. Der Jurazug am Dniester entspricht dem Nordostschenkel dieser Synclinale.

Im Unterschiede zu der podolischen Anticlinale hebt das Sudetensystem im polnischen Mittelgebirge und in Westpolen, nach Suess und Siemiradzki, bereits mit der Trias an[2]) und ist das Streichen dieser beiden Sättel ein mehr nordwestliches (etwa der Linie Berdo—Narol in Taf. XII entsprechend), hingegen das Streichen der podolischen Formationszonen ein mehr nordnordwestliches. Doch ist der Verlauf der letzteren nur auf eine relativ kurze Strecke zu verfolgen, welche dem heutigen Horst entspricht und innerhalb welcher das Streichen der Formationszonen, wie unten zu zeigen, vielleicht nicht ganz mit der allgemeinen Orientirung der Sattelachse übereinstimmt. Der Bau des podolischen Sattels scheint überdies noch merklich flacher zu sein, als es bei den beiden verglichenen sudetisch-polnischen Anticlinalen der Fall ist. Kurzum scheint es, dass der podolische Sattel bloss eine Dependenz des grossen sudetischen Systems darstellt, welche aber einer nachweislich späten Entwickelungsphase desselben entspricht und auch in ihrem Baue von demselben etwas abweicht (sudetisch-podolisches System).

Die vorsenone nordgalizisch-wolhynische Senkung.

(Siehe Textfigur 1)

Die hypsometrischen Verhältnisse des unteren Devon und des Senon zu beiden Seiten des Nordwestrandes des heutigen devonischen Gebietes gestatten den Nachweis, dass die devonische Oberfläche in diesen Gegenden nicht nach Südosten, wie sonst in Podolien überhaupt, sondern beiläufig nach Nordwesten sanft abdacht, wobei gleichzeitig das Senon sehr rasch an Mächtigkeit zunimmt. Diese devonische

[1]) Das übereinstimmende Streichen dieses Juraflügels ist bereits durch Siemiradzki bekannt (Jahrb. geol. R.-A. 1889, pag. 46).

[2]) Sitzungsberichte d. Akad. Wissensch., Wien, Bd. XCVIII, 1889, pag. 421.

download unter www.biologiezentrum.at

Böschung ist weder mit der cenomanen Abrasionsfläche Podoliens vereinbar, noch auch mit ihren sehr sporadischen und überaus sanftwelligen Unebenheiten, wo immer solche an der Hand der Generalstabskarte im Maassstabe 1 : 25.000 bestimmbar waren. Während somit diese Dislocation nicht vorcenomanen Alters sein kann, frägt es sich, ob sie auch nicht der postsenonen Zeit zugeschrieben werden darf, zumal die Senkung am Nordwestflügel dieser Linie, wie die eingangs erwähnte Tiefbohrung von Lemberg lehrt, durch das Senon, in einer Mächtigkeit von hunderten von Meter, ausgefüllt und ausserdem maskirt wird.

Wahrscheinlich stellt sich diese Bewegung mit Einbruch der cenomanen Transgression ein (l. c. 1903). Durch das Senon wird dieselbe maskirt, weil sie vor Anfang des Eocän zum Abschluss gelangt, so dass das Senon die Senkung ausfüllt, kaum aber in Folge der miocänen Abrasion.[1])

Fig. 1.

Die nordgalizisch-wolhynische Senkung und der podolische sowie der präkarpathische Antheil des Sudetensystems.

1. Paläozoisches Gebiet von Podolien.
2. Paläozoisches Gebiet des polnischen Mittelgebirges.
3. Juraformation (I. Jurainsel von Kurdwanów; II. Jurazone von Podolien).
4. Flyschzone der Karpathen.
5. Gebiet der nordgalizisch-wolhynischen Senkung.
6. Dislocationen an den Rändern des Senkungsgebietes: 1. Weichselbruch oder die Linie Kurdwanów—Zawichost. 2. Die Störungslinie Kowalówka—Smykowce oder die Nordwestgrenze des Devon in Podolien.
7. Dem Flyschmeere und dem Karpathengebirge zeitlich vorausgehende Schollenfaltungen, dem Sudetensystem angehörig.

In horizontaler Richtung erstreckt sich die Senkung am Nordwestflügel der Linie Kowalówka—Smykowce bis zum Kielcer Gebirge hin. In der Gegend zwischen Niżniów und Sandomierz trennt dieser circa 350 *km* breite, weithin nach Wolhynien nordostwärts fortlaufende Senongraben den podolischen Jura vom mittelpolnischen Jura ab. (Fig. 1).

[1]) Das tertiäre Areal Podoliens mag eingetheilt werden in das miocäne Abrasionsgebiet, welches dem paläozoischen Horst entspricht, und in das Gebiet des hügeligen Senon und der opolischen Schollenfalten, welche der denselben gleichzeitigen miocänen Abrasion entgegenwirken (l. c. 1900).

download unter www.biologiezentrum.at

Die beiderseits an das polnische Mittelgebirge sich anschliessenden mesozoischen Zonen werden von dieser nordgalizisch-wolhynischen Senkung längs der Weichsel zwischen der Mündung des Dunajec und jener des Sanflusses abgeschnitten (Weichselbruch oder die Linie Zawichost—Kurdwanów). Ursprünglich liefen offenbar die Linien des sudetischen Systems nach Südosten hinaus bis ins Gebiet der mediterranen Provinz, wo später das Flyschmeer sich ausbreitet und wo heute die randlichen Falten der Karpathen hindurchstreichen einerseits (Präkarpathen)[1]) und bis zur podolischen Juraregion andererseits.

Der Weichselbruch kreuzt bei der bekannten Jurainsel von Kurdwanów[2]) den späteren Karpathenrand und ist somit nicht von dem letzteren abhängig, wie es hingegen für die Linie Berdo—Narol und die Dislocationen des unten zu besprechenden podolisch-opolischen Systems überhaupt zutrifft. Der Weichselbruch ist vielmehr dem Nordwestrand des paläozoischen Horstes von Podolien parallel. Es sind dies die gegenüberliegenden Flügel der grossen nordgalizisch-wolhynischen Senkung.

In seinem ursprünglichen weiteren südwestlichen Verlauf scheint der Weichselbruch, zur Cenomanzeit, den Südosttheil des schlesischen Kohlengebirges abzuschneiden, womit es Hand in Hand geht, dass der letztere später dem Flyschmeere zufällt, um sich heute unter die Karpathen fortzusetzen.[3])

Im Gegensatze zum Nordwestrand des podolischen Horstes tritt der Weichselbruch orographisch hervor. Allein an seinem Südostflügel breitet sich nicht bloss die vorsenone wolhynische Depression aus, sondern auch die spätere vorkarpathische Senkung, welche durch miocäne Sedimente nicht maskirt wird, was leicht erklärlich ist, zumal diese Bewegung, wie noch zu zeigen, wahrscheinlich noch heute theilweise andauert und jedenfalls nicht vor dem Anfange der postmiocänen Festlandszeit zum Abschluss gelangt.

Die Moldauer Senkung.

Der Südostrand des Horstes, oder die vorläufig so zu bezeichnende Linie Czernowitz—Perkowce, ist sowohl bezüglich seiner wahren Lage (Werbowce-Perkowce?), als auch bezüglich seines Alters noch etwas problematisch.

Da diese Dislocation ebensowenig wie die Linie Kowalówka—Smykowce (Nordwestrand des Horstes) orographische Bedeutung hat und da die zweite durch das Senon ausgefüllt und ausgeebnet wird, liegt es auf den ersten Blick nahe, auch für den Südostrand des Horstes eine analoge Entstehung voraussetzen.

Wie noch später zu zeigen, ist es im Vorlande der Ostkarpathen zu beobachten, dass von nachweislich miocänen Störungen keine einzige im heutigen Relief der Oberfläche ganz verwischt ist, was aber vielleicht nicht durch Zufall für ein ausserhalb der sarmatischen Stufe gelegenes Gebiet zutrifft.

Der Südostflügel der Linie Czernowitz—Perkowce gehört nun allem Anscheine nach dem Gebiet der miocänen vorkarpatischen Senkung an.[4]) Es bleibt nur noch zu entscheiden, ob diese Linie ausschliesslich durch die sarmatische Stufe oder aber ausserdem bereits durch das Senon maskirt wird, in welchem letzteren Falle dieselbe, abgesehen von der besagten sarmatischen Episode eine dem Weichselbruch analoge Geschichte hätte.

Bis jetzt ist nun das Senon im Untergrunde der Moldauer Platte nicht bekannt. Die von Simionescu nachgewiesene obercretacische Insel von Radautz-Mitoc am Pruthfluss (Jassy N) ist je nach ihren stratigraphischen Bestandtheilen noch nicht genau bestimmbar.[5]) Die von dem Autor erwähnten Details gemahnen an die von Dunikowski aus Russisch-Podolien beschriebenen »lichten Mergel mit Feuersteinen« (Jaryczów, Mohilew).[6]) Von den galizischen Aequivalenten sei diese Bildung dadurch verschieden, dass »der Mergel fast

---

[1]) Vergl. den Geol. Atlas Galiziens, Heft 8, pag. 277.

[2]) E. Suess: Das Antlitz der Erde, I. Abth., Prag-Leipzig 1883, pag. 250.

[3]) E. Suess: Antlitz der Erde, 1. Abth., 1883, pag. 247.

[4]) Mrazec und Teisseyre: Aperçu géologique sur les formations saliféres en Roumaine. Moniteur des interêts pétrolifères roumains, 1902, Separatabdr. pag. 16 und Oesterr. Z. f. B. und Hüttenwesen 1903. Separatabdruck pag. 17.

[5]) Simionescu: Verhandlungen d. geolog. R.-A. 1897, pag. 219. Centralblatt für Mineral., 1901, pag. 193.

[6]) Dunikowski: Geolog. Untersuchungen in Russisch-Podolien. Zeitschrift d. D. G. G. 1884, pag. 46, 47, 49 und pag. 59.

download unter www.biologiezentrum.at

ganz zurücktritt und dafür die Feuersteinknollen in ungeheurer Menge vorkommen« (Dunikowski). Diese früher bereits von Barbot de Marny beschriebene Bildung möchte nun auch am Pruth im Hangenden des typischen Cenoman erscheinen. Ueber das geologische Alter derselben wurden verschiedene Meinungen geäussert. Von Alth, welcher den südlichen Theil Russisch-Podoliens längs des Dniesterflusses bereiste, wird die Zugehörigkeit der besagten feuersteinführenden Schichten zum Turon und Senon bestritten. Nach diesem Autor hätten wir es in dieser Gegend überhaupt nur mit Cenoman zu thun.[1])

Es wird die Zukunft lehren, ob die von Simionescu beschriebene obercretacische Insel von Radautz-Mitoc am Pruth ausser Cenoman auch das Turon oder Senon in sich birgt, oder ob diese beiden letzteren Stufen sonst irgendwo nach dieser Richtung hin zum Vorschein kommen.

Der Südwestrand des Horstes und die vorkarpathische Senkung.[2])

(S. Textfigur 2.)

Während in Westgalizien die vorkarpathische Senkung sich bis zum polnischen Mittelgebirge und bis zu dem früheren Weichselbruche erstreckt, grenzt dieselbe in Ostgalizien an den Südwestrand des paläozoischen Horstes an. Es entsteht hier ein Staffelbruch, welcher von einigen radialen Störungen durchsetzt wird (podolisch-opolisches System). Die Linie Berdo—Narol entspricht der obersten Staffel.

Dass das Senon im Südwesten der Linie Berdo—Narol an Mächtigkeit zunimmt[3]), erklärt sich dadurch, dass dieses Gebiet bereits der durch die Verbreitung des podolischen Jura nachweisbaren Synclinale des sudetisch-podolischen Systemes zufällt. Bloss seine heutige Gestalt verdankt der südwestliche Horstrand der viel späteren vorkarpathischen Senkung.

Die peripherischen Umrisse der vorkarpatischen Senke (Linie Berdo—Narol) durchkreuzen, ebenso wie das dieser Linie parallele Wallriff der Miodobory, die podolischen Formationszonen in schiefer Richtung nach Nordwesten hin (Taf. XII), um im Lubliner Gebiete sogar nach Westwestnorden abzubiegen (Fig. 2).

Ein wichtiger Gegensatz zu der Dislocation am Nordwestrand und vielleicht auch zu jener am (?) Südostrand des Horstes besteht darin, dass die opolischen Bewegungen nicht nur auf der subcretacischen, sondern auch auf der senonen Oberfläche hervortreten. Das Senon nimmt an diesen Bewegungen Antheil, um so mehr, als es faciell durch dieselben unbeeinflusst erscheint. Da nun das Tertiär keine selbstständige orographische Rolle spielt, gelangt der südwestliche Horstrand in dem hypsometrischen Bau der Gegend zum Ausdrucke (Przemyślany-Czernelicaer Höhenzug), was für die beiden anderen Horsträndер gar nicht zutrifft.

Die den Südwestrand des Horstes streifende opolische Hauptlinie Berdo-Narol fällt, der Hauptsache nach wie auch die zwei anderen longitudinalen Linien dieses Systemes, mit der miocänen Abrasion zeitlich zusammen und trägt vielleicht ein wenig mit dazu bei, dass heutzutage der Jura dicht im Westen der bedeutendsten Devonhöhen des podolischen Plateaus vorkommt.

Ueber den Zeitpunkt der Entstehung der Geosynclinale der subkarpathischen Salzthonzone und des Flyschrandes, dessen Verlauf von den longitudinalen opolischen Linien in auffälliger Weise nachgeahmt wird, kann der Anfang der vorkarpatischen Bewegung, derzeit in den Grenzen Galiziens, nur im Wege von Vermuthungen zurückversetzt werden. Der für das Przemyślany-Czernelicaer und für das Bóbrka-Mikołajówer Gebiet charakteristische Process der Durchbruchsthäler ist, gemäss der vorerwähnten für die ostgalizische Senonscholle bezeichnenden »paläogenen Prädisposition der Thäler« aus der paläogenen Zeit zurückzudatiren. Dieser Process scheint zugleich ein Beweis zu sein, dass die opolischen Schollenanticlinalen (Przemyślany-Czernelicaer = Berdo-Narol-Linie und Bóbrka-Mikołajower Linie), falls sie vormiocäner Entstehung sind, nicht bis zum Anfange der paläogen-podolischen Continentalzeit zurückzuverfolgen sind.

---

[1]) Alth und Bieniasz: Atlas geologiczny Galicyi. (Geol.AtlasGaliziens.) Krakau 1887, Heft 1, pag. 12.

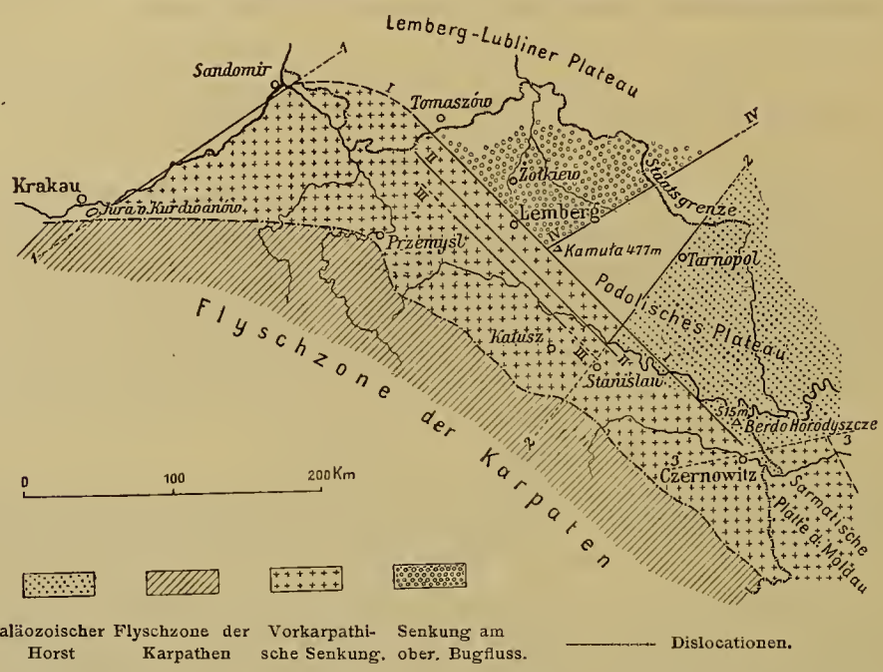
[2]) Vergl. Teisseyre: Die Tektonik des Vorlandes der Ostkarpathen. Verh. geol. R.-A. 1903.

[3]) Vergl.: Geol. Atlas Galiziens, VIII., pag. 252, Fussnote.

download unter www.biologiezentrum.at

Mit welchen Bewegungen übrigens das Erscheinen des eocänen Festlandes in Podolien einherschreitet, wird schliesslich nur durch Untersuchungen innerhalb eines merklich grösseren Areales, als das galizische Flachland, entschieden werden können. Für das benachbarte Lubliner Gebiet wurde von Siemiradzki ein »obercretacisch-oligocänes Faltensystem von südöstlichem Verlaufe«, mit cenoman-turoner Achse des Sattelrückens bei Kazimierz, Lublin u. s. w., und mit an den Rändern der Erhebung flachliegendem Senon vorausgesetzt. Bekanntlich ergaben die späteren Untersuchungen von Krischtafowitsch ein etwas verschiedenes Alter der

Fig. 2.
Die vorkarpathische Senke und das podolisch-opolische Störungssystem.



1. Weichselbruch, 2. Linie Kowalówka-Smykowce, 3. Linie Czernowitz-Perkowce.
I.—IV. Podolisch-opolisches System:

I. Linie Berdo—Narol
II. Linie Bóbrka—Mikołajów
III. Linie Gródek—Żurawno
IV. Linie Gołogóry—Krzemieniec

Subpodolisches Gebiet.
(Dasselbe ist rund 40 *km* breit.)

vermeintlichen Etagen und eine etwas andere geographische Vertheilung der Schichten.[1]) Nun stellt es sich aber heraus, dass auf dieses Gebiet in der That die Fortsetzung der aus Galizien auslaufenden opolischen Linien entfällt. Keine von denselben ist direct über Kazimierz und Lublin zu verfolgen, zumal die Hauptstörungslinie (Berdo—Narol) merklich weiter im Südwesten, zweifellos auf die den südwestlichen Steilrand des Lubliner Plateaus begleitende Wasserscheide entfällt. Zwei andere, von mir aus Galizien beschriebene parallele Linien dieses Systemes wären im Lubliner Gebiete ihrerseits mehr weiter im Südwesten zu suchen und dürften, ebenso wie es für die Hauptlinie leicht nachweisbar ist, eine nordwestwestliche Verlaufsrichtung im Lubilner Gebiet annehmen.

Demnach bleibt es unentschieden, ob das gesammte opolische System von Haus aus organisch mit der vorkarpathischen Senkung zusammenhängt, deren peripherische Umrisse in der That von diesem System beherrscht werden, oder ob die opolischen den Karpathen parallelen Schollenfalten in miocäner Zeit durch Senkungen an ihrer diesem Gebirge zugewendeten Flanke eingefasst werden, während das erste

[1]) Siemiradzki: O zjawiskach dyslokacyjnych w Polsce (Ueber Dislocationserscheinungen in Polen). Kosmos Lemberg 1889, Bd. XIV, Heft 9. Dasselbe: Sitzungsberichte d. Akad. Wissensch., Wien 1889, Bd. XCVIII, pag. 424. — Krischtafowitsch: Litholog. Charakter, Fauna d. Kreide im Gouvernement Lublin und Radom Petersburg 1898.

download unter www.biologiezentrum.at

Erscheinen dieser Sättel oder wenigstens der Hauptlinie Berdo—Narol in Form eines symmetrischen, dachförmigen, überaus flachen Gewölbes bereits auf die paläogene Continentalzeit Podoliens entfällt.

Die vorbesprochene Art und Weise, wie die Linie Berdo—Narol und die vorsenone Linie Kowalówka—Smykowce einander kreuzen, wie sie über ihren gemeinsamen Kreuzungspunkt unbeirrt und unverändert weiter fortlaufen, scheint ihrerseits für ihre Verschiedenartigkeit sowie genetische Selbstständigkeit und gegen die Zugehörigkeit dieser und der vermuthlichen anderen vorsenonen Querlinie (Czernowitz—Perkowce) zu dem opolischen Störungssysteme zu sprechen (sudetische Querlinien?).

Eine genauere Beschreibung des opolischen Systemes bleibt einer späteren Arbeit vorbehalten.

Die Rolle der oberen Kreide.

(S. Taf. XIII.)

Das Cenoman transgredirt über den paläozoischen Horst, das Senon bleibt aber, wenigstens heutzutage, auf die denselben einfassenden Senkungsfelder beschränkt. Im Ganzen zerfällt somit das Gebiet des ostkarpathischen Vorlandes in zwei grosse, 500—1000 *m* mächtige Schollen, die paläozoische und die senone, welche durch Dislocationen sich gegenseitig abgrenzen. Nur ein relativ schmaler und verhältnismässig geringmächtiger Saum von wahrscheinlichem Turon (weisse Kreide mit Flinten) greift auf das Gebiet des paläozoischen Horstes hinüber, ostwärts bis zu einer Linie, welche ungefähr von Krzemieniec und von Mikulińce bei Tarnopol nach Czernelica am Dniester in einem weiten nach Osten offenen Bogen verläuft (Linie 4 in der Kartenskizze Taf. XIII).

Dass auf dem paläozoischen Horst das Senon fehlt, ist, wo nicht die ursprünglichen senonen Verbreitungsgrenzen im Spiele sind, sicherlich theilweise darauf zurückzuführen, dass während der miocänen Abrasion der paläozoische Horst bereits als ein solcher existirte.

Das stratigraphische Studium der Kreidebildungen Podoliens ist bekanntlich weit davon entfernt, in allgemeinen Umrissen abgerundet zu sein. Allein die Beziehungen der einzelnen Facies und ihre Vertheilung in verschiedenen Gegenden des paläozoischen Horstes scheinen bestimmt zu sein, auf die Geschichte desselben ein neues Licht zu werfen.

Die beifolgende Kartenskizze Taf. XIII lehrt, dass die heutige Verbreitung des Cenoman innerhalb des Horstgebietes von der Lage der Ränder desselben abhängig ist. Es ist dies eine Anordnung, welche offenbar mit der Rolle einherschreitet, welche dem Horst und seinen Rändern während der miocänen Abrasion zukommt.

Alle drei Horsträndер werden im Bereiche des Horstes von einer mehrere Kilometer breiten Zone cenomaner Absätze begleitet. Bloss im mittleren Gebiet des Horstes wurde das Cenoman fast überall spurlos abradirt. Auch das Areal der von Bieniasz kartographisch ausgeschiedenen miocänen Abrasionsrückstände cenomaner Herkunft, welche an der Basis der Mediterranstufe erscheinen, ist von den Horsträndern weit entfernt und liegt im centralen Silurgebiete (Kartenskizze Taf. XIII).

Chorologisch zerfällt der paläozoische Horst während der obercretacischen Zeit in ein westliches Gebiet von Tiefsee-Sedimenten und in eine östliche litorale Provinz. Die Grenze zwischen diesen beiden chorologischen Provinzen wird durch das centrale Abrasionsgebiet, welches des Cenoman entbehrt, abgegeben.

Diese Verhältnisse machen den Eindruck, als ob während der obercretacischen Zeit die paläozoische Platte nach Westen geneigt wäre, so dass der Osttheil derselben, welcher ausschliesslich von obercretacischen Litoralbildungen beherrscht wird, viel seichter, hingegen der Westtheil viel tiefer unter den damaligen Gewässern untertaucht wäre. In der That fehlen im Westen gänzlich die Facies der schotterartigen chloritischen Kreide und *Exogyra conica* mit abgerundeten, geglätteten Chalcedonen und Hornsternen, die russisch-podolische Facies der cenomanen Sandsteine mit aus dem Silur an Ort und Stelle ausgewaschenen und abgerollten Phosporitkugeln, die Cenoman-Sandsteine vom Typus jener des Gnieznabaches, welche als locales Umlagerungsproduct der liegenden Devon-Sandsteine sich herausstellen und die Facies der kleinkörnigen Echiniden-Breccienkalke (»Cidariten-Schichten« am unteren galizischen Dniester), lauter typische Litoralbildungen, welche das östliche Gebiet weit und breit beherrschen. Statt dessen erscheinen die äquivalenten cenomanen Glanconitmergel mit Ammoniten, die weisse Kreide mit echten Feuersteinknollen (Turon), sowie

download unter www.biologiezentrum.at

andere analoge Schichtenglieder (»dickbänkige Kreide«, »Inoceramen-Kreide«)in ansehnlicher Entwickelung im Westen und sind dem Osttheil des paläozoischen Gebietes fremd.[1])

Es ist klar, dass das westliche Abdachen der paläozoischen Schichten, durch welches die chorologischen Gebiete der oberen Kreide bedingt werden, dem südwestlichen Flügel des sudetisch-podolischen Sattels entspricht. Die Achse des letzteren wäre überdies, wie unten zu zeigen, nach Nordwesten sanft geneigt. Das paläozoische Gebiet fällt später dem Nordostflügel der Berdo-Narol-Anticlinale zu (Fig. 3). Die ursprüngliche Schollenneigung wird durch diese Anticlinale (im Gegensatz zu dem späteren Gołogóry—Krzemieniecer Sattel) offenbar so gut wie gar nicht abgelenkt, wohl aber in diesem Gebietstheile abgeschwächt. Die ursprüngliche Westneigung war hier jedenfalls merklich steiler, als die heutige.

Einige zukünftige Probleme der podolischen Tektonik.

Obwohl die dieser Arbeit zu Grunde liegenden Beobachtungen innerhalb eines weit ausgedehnten, der Hauptsache nach den Staatsgrenzen entsprechenden Gebietes sich bewegen, ist dennoch das letztere viel zu gering im Vergleiche zu der bedeutenden Amplitude (500—1000 *km*) der Dislocationen des gegebenen Typus (*Schollenfalten*). Vor Allem ist die Erörterung der tektonischen Verhältnisse, welche mit den mit marinen Perioden abwechselnden localpodolischen Festlandszeiten einherschreiten, weit davon entfernt, in den Rahmen einer Betrachtung hineinzupassen, welche nicht zum mindesten in den geographischen Grenzen der einzelnen Continente sich bewegt. Einige von diesen noch dunklen Fragen sind aber mit unserem Thema sehr nahe verwandt und müssen hier kurz besprochen werden.

1. Die Rolle des mittleren Devon und die vorjurassische Festlandszeit in Podolien.

Der paläozoische Horst ist aus Silur und aus Devonsandstein aufgebaut, hingegen stellt sich das mittlere Devon als eine Bildung heraus, welche ebenso wie das Senon und der Jura ausschliesslich dem Gebiete der den Horst einfassenden Senkungsfelder zukommt. Die einzige in Podolien erscheinende Insel des mittleren Devon, jene der Gegend von Zawadówka, liegt auf der Nordwestseite des paläozoischen Horstes, tief am Fusse der sanften devonischen Böschung (Uście zielone—Kowalówka—Smykowce), welche dem nordwestlichen Horstrand entspricht. Offenbar hat das mittlere Devon untertags eine weitere Verbreitung im nordgalizisch-wolhynischen Senkungsfelde, zumal die Insel von Zawadówka der Stelle entspricht, wo die hier von dem Złota Lipafluss gekreuzte Anticlinallinie Berdo—Narol auf das Gebiet dieser Senkung hinübertritt.

Die an der Basis des Jura am Dniester erscheinenden Conglomerate verdanken nach Bieniasz ihr Material der Hauptsache nach den mitteldevonischen Dolomiten von der Art jener von Zawadówka.[2])

Es ist aber kaum anzunehmen, dass das mittlere Devon eine für das Gebiet der jurassischen Synclinaldepression im Südwesten des paläozoischen Horstes charakteristische Bildung sei. Die sudetisch-podolische Faltung, durch welche das Erscheinen und die Vertheilung des Jura am Dniester erklärt wird, müsste als die Ursache jener für den paläozoischen Horst bezeichnenden Schichtenlücke gedacht werden, welche zwischen dem mittleren Devon und dem oberen Jura besteht. Diese Faltung müsste in Podolien je nach ihrem ersten Anfange bis zum mittleren Devon zurückdatirt werden, um diese Schichtenlücke zu bewirken. Diese an und für sich unwahrscheinliche Annahme könnte ausserdem mit den Verhältnissen im polnischen Mittelgebirge nicht in Einklang gebracht werden, wo das Sudetensystem nach Suess und Siemiradzki vom Anfange der Trias

---

[1]) Von neueren Publicationen sind über diese Kreideschichten zu vergleichen: Dunikowski, Brzegi Dniestru (Die Dniesterufer). Kosmos VI, Lemberg 1881, pag. 107, 112, 258 (die Cidaritenschichten werden als Turon angesprochen). — Dunikowski l. c. 1884. — Alth: Geol. Atlas Galicyi, Heft 1, 1887, pag. 29 (Cidaritenschichten werden bei Horodenka von Glauconitmergeln überlagert) — Laskarew: Geol. Untersuchungen im Krzemieniecer Gebiete, Izwiestia geol. Komiteta, Bd. XVI, nr 6—7 (russisch). — Teisseyre: Geol. Atlas Galicyi, Heft VIII, 1900, pag. 21 (Cenoman am Gniezna) und Fussnote pag. 210 (litoraler Charakter der concretionären Verquarzungen der chloritischen Kreide). — Siemiradzki: Ann. Geol. et Mineral d. l. Russie (Turon) u. s. w.

[2]) Bieniasz: Geol. Atlas Galicyi, Heft 1, pag. 49—50.

download unter www.biologiezentrum.at

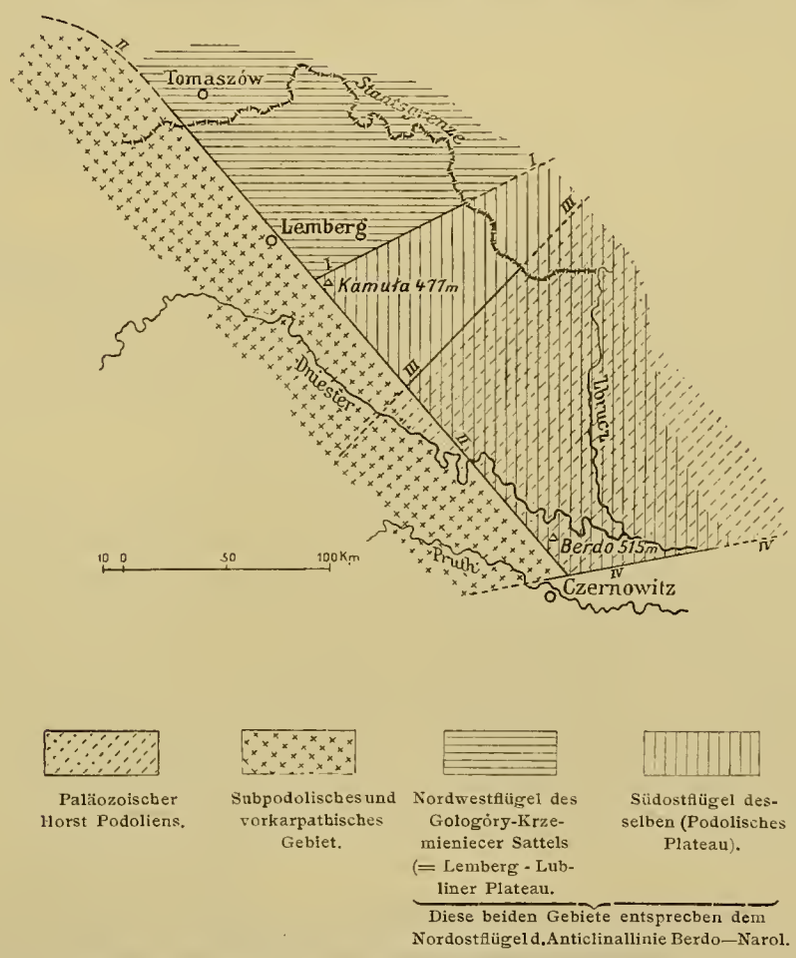
bis zum Cenoman andauert, während ein älteres Faltensystem annähernd parallel dem Rande der Westkarpathen streicht und der ersten Hälfte der Kohlenperiode angehört.[1])

Unter diesen Umständen liegt es nahe, die vorjurassische Schichtenlücke Podoliens statt von der sudetischen, von einer älteren unabhängigen Bewegung abzuleiten.

Dieses noch problematische ukraino-podolische Störungssystem würde das mittlere Devon sammt der bis zum oberen Jura andauernden podolischen Continentalzeit umfassen. Die heutige podolische Platte möchte am Nordwest-, resp. am Nordflügel des ukraino-podolischen Sattels gelegen sein, zumal das mittlere Devon aus vorerwähnten Gründen nicht mit dem südwestlichen Horstrand und der denselben

Fig. 3.

Die Lage des Horstes mit Bezug auf die opolischen Linien.



I. Axe des Gołogóry-Krzemieniecer Sattels (= Höhenrücken der Gołogóry).
II. Linie Berdo—Narol.
III. Linie Kowalówka—Smykowce.
IV. Linie Czernowitz—Perkowce.

begleitenden sudetisch-podolischen Synclinale in Beziehung zu bringen ist. Die ukraino-podolische Synclinale würde vielmehr ungefähr dem Gebiete der späteren vorsenonen wolhynischen Senke entsprechen.

Ob diese Synclinale ausser dem mittleren Devon etwa auch durch Vorkommen von Kohlenformation bezeichnet wäre, deren schlesisches Becken dieselbe vielleicht im Gebiete der späteren Karpathen berühren dürfte, könnte nur durch Tiefbohrungen bis etwa zu 1000 *m* entschieden werden.

[1]) Sitzungsberichte d. Akad. Wissensch., Wien 1889, Bd. XCVIII, pag. 421.

download unter www.biologiezentrum.at

Die Achse des gleichmässig aus Silur und Devonsandstein aufgebauten Sattels würde, etwa dem späteren Südost-, resp. Südrand des paläozoischen Horstes entsprechend, auf Berdo-Horodyszcze 515 *m* entfallen. Doch wird der innere Bau dieser Gegend durch die sarmatische Stufe verdeckt.

Im Ganzen wäre die ukraino-podolische Bewegung nicht nur ein Analogon zu der gleichzeitigen Faltung des Kielcer Gebirges, sondern vielleicht ein Bestandtheil des nämlichen Störungssystemes, geradeso wie das Sudetensystem bis nach Podolien vorgreift.

2. Die Beziehungen des Höhenrückens Berdo-Horodyszcze 515 *m* (Czernowitz N.) zum podolischen Plateau.

Die heutige Südostneigung des Plateaus in der Richtung zum Berdo datirt erst seit dem Miocän und hängt, wie später zu zeigen, nicht nur mit der Gołogóry-Krzemieniecer Anticlinale ursächlich zusammen, sondern auch mit der nach Art einer sehr flachen Quersynclinale die Berdo-Narol-Linie durchquerenden mehrere Kilometer breiten tektonischen Depression am unteren galizischen Dniester (Czernelica—Mielnica—Borszczów).

Noch in der Paläogenzeit scheint diese ganze Platte, entsprechend dem heutigen hypsometrischen Verhältniss zwischen dem Berdo-Rücken und dem podolischen Plateau, eine nördliche oder aber nordwestliche Schollenneigung zu haben.

Der ursprüngliche Neigungshetrag des Plateaus nach Nordwesten wäre aber selbstverständlich nicht auf Grund der heutigen hypsometrischen Differenz zwischen dem bezüglich seiner Entstehung noch etwas unklaren Bergrücken Berdo-Horodyszcze (515 *m*) und den höchsten Punkten des podolischen Plateaus (Kamula 477 *m*) abzuschätzen, welche letzteren auf der geologisch bei weitem jüngeren der Hauptsache nach postsarmatischen Anticlinallinie Gołogóry—Krzemieniec liegen. Doch musste vor der Entstehung dieser Anticlinale das nordwestliche Abdachen längs der Linie Berdo—Narol bedeutend grösser gewesen sein, als die gegenwärtige hypsometrische Differenz zwischen Berdo und Kamuła.

Es frägt sich nun, wie diese anscheinend unverkennbaren Anklänge zu der ukraino-podolischen Bewegung mit den gegebenen Aeusserungen des sudetisch-podolischen Systemes vereinbar sind.

Die Achse des sudetisch-podolischen Sattels müsste beiläufig nach Nordwesten sanft geneigt sein, da dieser Sattel auf den nördlichen, resp. nordwestlichen Flügel des früheren flach gebauten ukraino-podolischen Sattels entfallen würde. Demgemäss müsste, trotz einem etwaigen nordwestlichem Streichen des sudetisch-podolischen Sattels, die Neigungsrichtung seiner beiden Flügel nicht eine südwestliche, resp. aber nordöstliche sein, sondern eine fast westliche (WWS) am Südwestflügel, hingegen eine beinahe nördliche (NNE) am Nordostflügel. Es wäre dies eine Fallrichtung, welche dem Verlauf der heutigen seit dem Cenoman datirenden podolischen Zonen im Allgemeinen entsprechen möchte, wenn, wie Weniukoff meint, in Russisch-Podolien die Silurschichten nach Norden (NNE?) abdachen würden.

Die Neigung der Abrasionsfläche des paläozoischen Horstes.

Hiezu Tabelle oben auf pag. 103 sowie Textfigur 3 und 4.

Eine der bezeichnenden Erscheinungen im Baue Podoliens beruht darauf, dass die cenomane und miocäne Abrasionsfläche des paläozoischen Horstes sanft nach Südosten abdacht, währenddem die abradirten paläozoischen Schichten in demselben Gebiet grossentheils beinahe nach Westwestsüden geneigt sind. Es unterliegt keinem Zweifel, dass dieses aberrante Verhältnis nicht ein ursprüngliches sein kann.

Die Anordnung der podolischen Zonen und die chorologische Gliederung der oberen Kreide im Gebiete des Horstes sprechen dafür, dass die abradirten Schichten, beziehungsweise die Abrasionsfläche in einem bedeutenden Theil dieses Gebietes bereits seit dem oberen Jura sowie während der Kreide im Allgemeinen nach Westen abdachen. Die Lage der marin-miocänen Strandlinie im Osten des Wallriffes der Miodobory ist ein Beweis, dass dieser ursprüngliche Zustand damals noch andauert und dass die miocäne Abrasionsfläche des Horstes ihrerseits gleichfalls nach Westen geneigt ist. Aus der Vertheilung des mittleren Devon in Westpodolien und aus den Beziehungen des Berdo-Rückens zum paläozoischen Horst dürfte,

download unter www.biologiezentrum.at

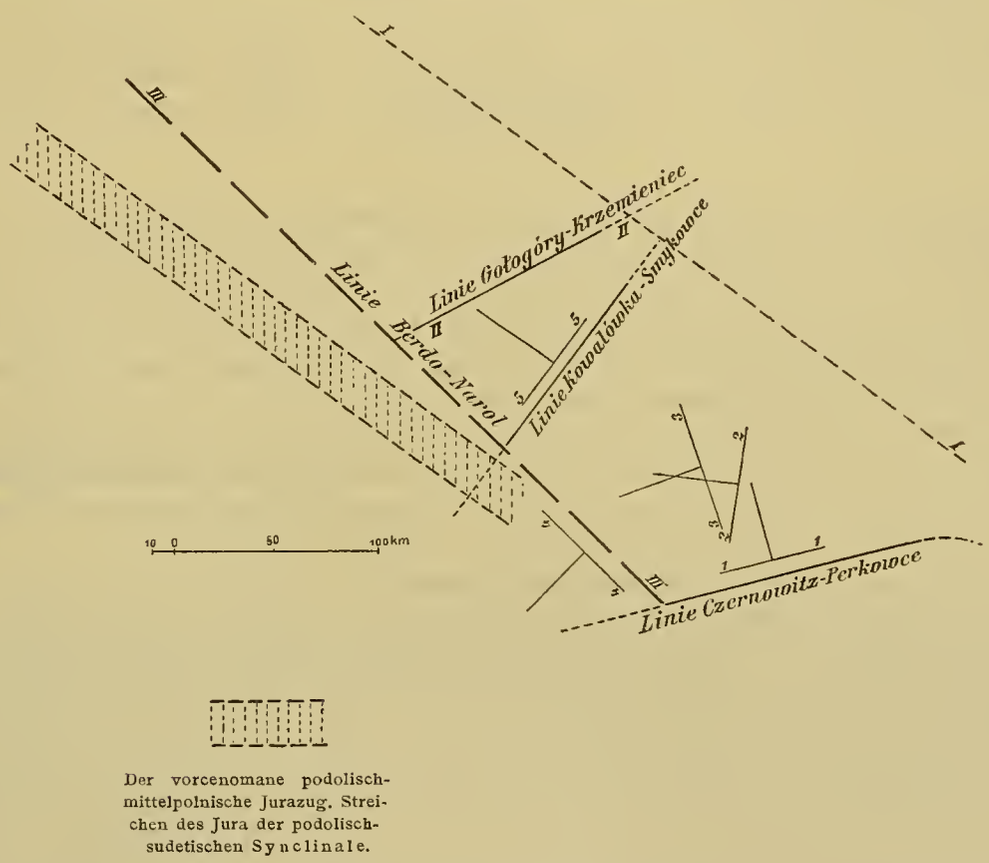
wie soeben gezeigt, gleichfalls die Schlussfolgerung ableitbar sein, dass ein bedeutender Theil der paläozoischen Platte zufolge der sudetisch-podolischen Bewegung eine beinahe westliche Schollenneigung erlangt.

Diese früheren mit dem sudetischen System ursächlich zusammenhängenden Neigungsverhältnisse der Abrasionsfläche und der abradirten Schichten konnten unmöglich durch die späteren opolischen Bewegungen unbeeinflusst bleiben.

Die letzteren heben vielleicht bereits im Paläogen an, doch treten sie erst im Miocän in die Hauptphase ihrer Entwickelung ein. Der paläozoische Horst wird zuerst am Anfang der Mediterranstufe von Südwesten (Linie Berdo-Narol) und sodann mit Abschluss der unteren sarmatischen Etage in weiterer Entfernung auch von Nordwesten her (Linie Gołogóry-Krzemieniec) von je einem flachen Schollensattel eingefasst (Fig. 3).

Fig. 4.

Wechselnde Orientirung der paläozoischen Platte von Galizisch-Podolien in verschiedenen Zeitaltern.



I. Der vermuthliche Verlauf der Axe des podolisch-sudetischen Sattels.

1. Wahrscheinliches Streichen und Fallen der heutigen paläozoischen Platte vor der Entstehung des sudetisch-podolischen Sattels.
2. Nach der Entstehung desselben.
3. Nach der Entstehung der opolischen Sättel (II und III) heute constatirbares Streichen und Fallen im galizischen Silurgebiet, respective
4. im Devon am Südwestlichen Horstrand.
5. Wahrscheinliches Streichen und Fallen der Schichten im Devongebiete am nordwestlichen Horstrand.

Offenbar waren diese Störungen intensiv genug, um das ursprüngliche sanfte beinahe westliche Einfallen der Abrasionsfläche in ein südöstliches umzuändern, allein sie reichten gleichzeitig nicht aus, um in dem betroffenen Gebiet das entsprechende merklich steilere fast westliche Abdachen der abradirten Schichten (Silur) weiter, als nach Westwestsüden abzulenken.

Nebenbei fällt es auf, dass eine ursprüngliche Südwestneigung der Abrasionsfläche und der abradirten Schichten, d. h. ein sudetisches, durch frühere (ukrainopodolische?) Störungen unbeirrtes Streichen

download unter www.biologiezentrum.at

derselben — als Ausgangspunkt der opolischen Bewegungen ausgeschlossen ist. Alsdann müsste nämlich der Endeffect der opolischen Bewegung darin bestehen, dass die Neigung der Abrasionsfläche von Südwesten nach Südosten, hingegen jene der abradirten Schichten in entgegengesetzter Richtung von Südwesten nach Westwestsüden abgelenkt wäre, was wohl eine absolute Unmöglichkeit ist.

Ohne die angenommene beinahe nordwestliche Neigung der Achse des sudetisch-podolischen Sattels, in der Richtung zur späteren nordgalizisch-wolhynischen Senke (d. h. zu der früheren ukrainopodolischen Synclinale?), ohne die demgemäss vorauszusetzende fast westliche Fallrichtung der Schichten am Südwestflügel des sudetisch-podolischen Sattels — bleibt also anscheinend die heutige Orientirung der Abrasionsfläche einerseits und der abradirten Schichten andererseits ganz unbegreiflich (vergl. Fig. 4).

Dass die paläozoischen Schichten in einem grossen Theil Podoliens nach Nordnordwesten streichen, dass in dieser Richtung die podolischen Zonen den paläozoischen Horst durchqueren, dass trotzdem aber, wie der vorcenomane mittelpolnisch-podolische Jurazug lehrt, der sudetisch-podolische Sattel sichtlich nach Nordwesten, statt nach Nordnordwesten, verläuft, ist somit erklärlich, zumal das nämliche Gebiet bereits früher dem Nordwestflügel des ukrainopododischen Sattels angehört, hingegen in späterer Zeit dem Nordostflügel der Berdo-Narol-Anticlinale und zuletzt dem Südostflügel des Gołogóry-Krzemieniecer Sattels zufällt.

Die subcenomane paläozoische Abrasionsfläche erhält durch die beiden opolischen Sättel ihre heutige überaus sanfte Südostneigung, zwar, wie noch später zu zeigen, seit dem Rücktritt der untersarmatischen Gewässer.

Auf diese Weise wird zugleich die heutige sanfte Südostneigung des podolischen Plateau leicht begreiflich, währenddem diese wichtige Erscheinung sonst ein ganz dunkles Räthsel bleiben muss.

Kaum ist der Ansicht beizupflichten, nach welcher »die Denudation sowohl während der Kreidezeit, als auch im Miocän eine südöstliche Richtung« hatte, wodurch es sich erklären soll, dass »die cenomanen und miocänen Schichten das Silur in immer tieferem hypsometrischen Niveau überlagern, in dem Maasse, als wir uns nach Südosten begeben« (Szajnocha l. c. 1889).

Es ist leicht zu begreifen, dass, wenn die heutige südöstliche Neigung der podolischen Abrasionsfläche seit der cenomanen Abrasion zurückdatiren würde, statt durch die opolischen Sättel bedingt zu sein, alsdann in Podolien Granit, Silur, Devon, Jura, statt nach Westwestsüden, vielmehr in der Richtung von Nordwesten (Granit) nach Südosten (Jura) aufeinander folgen müssten.

Die Wirkung der opolischen Sättel auf die Orientirung der podolischen Abrasionsfläche ist näher je nach drei verschiedenen Phasen dieser Bewegung in Betracht zu ziehen, und zwar wie folgt.

1. Die im Nordosten des Wallriffes der Miodobory gelegene marin-miocäne Strandlinie (Krzemieniec—Kalus[1]) nach Barbot de Marny und Michalski) bedeutet, dass zu jener Zeit noch die ältere, beinahe westliche Neigungsrichtung der podolischen Abrasionsfläche fortbesteht. Die kaum im Entstehen begriffene Anticlinale Berdo—Narol existirt in ihrer späteren Ausbildung damals noch nicht. Die beinahe westliche Neigungsrichtung der Abrasionsfläche schreitet noch mit dem früheren nunmehr bereits unactiven sudetisch-podolischen Sattel einher, so als ob dessen Achse irgendwo in der Nähe der marin-miocänen Strandlinie zu suchen wäre.

2. Während der untersarmatischen Stufe war die galizisch-podolische Abrasionsfläche nach Nordosten geneigt, entsprechend der Lage der damaligen Strandlinie, welche in Podolien von der geologisch etwas älteren Anticlinallinie Berdo—Narol abhängig ist, und zwar auf ihren Nordostflügel entfällt.

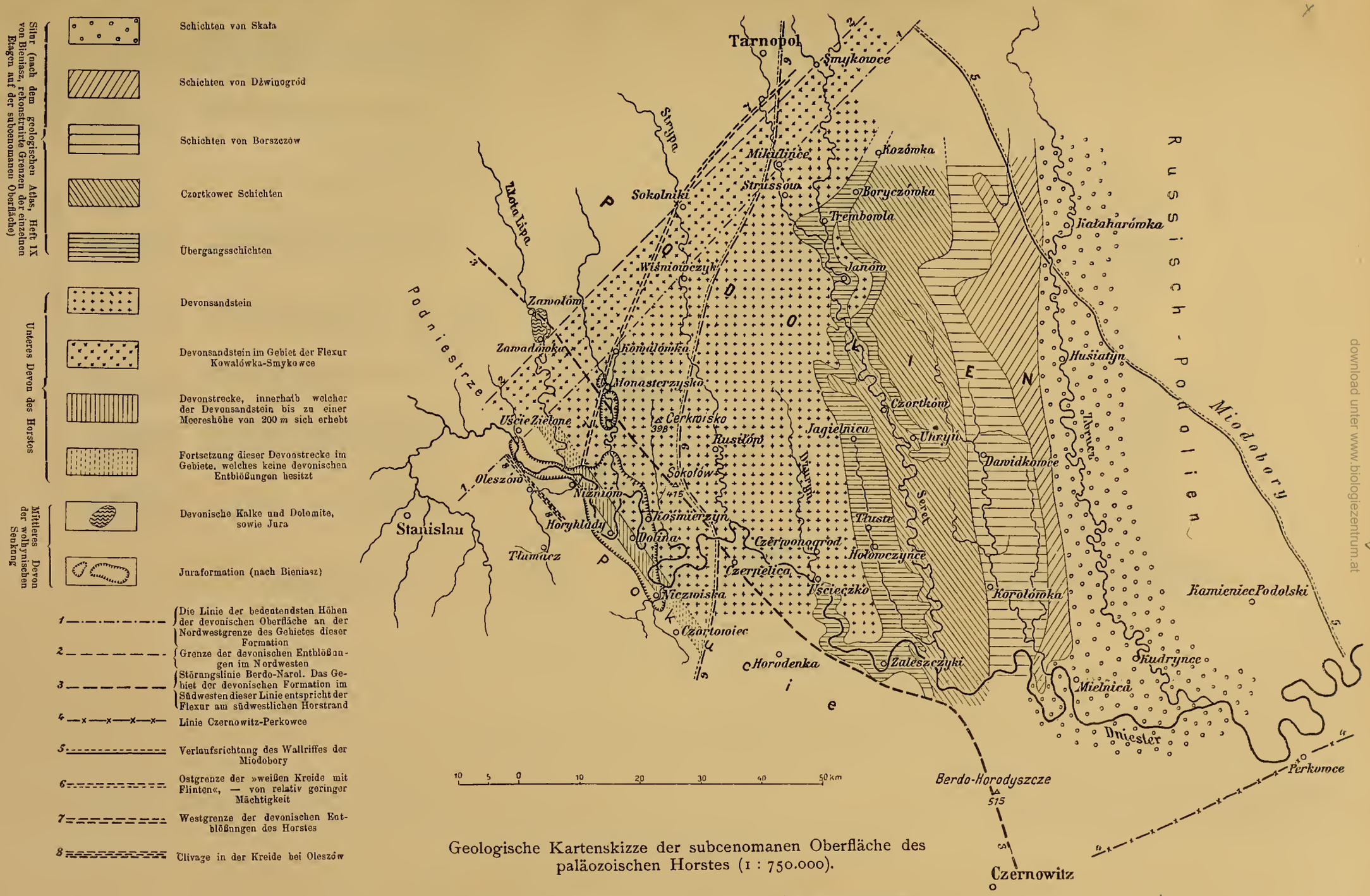
3. Der Rücktritt der untersarmatischen Gewässer hängt in Podolien mit der Hauptentwickelungsphase der Anticlinale Gołogóry—Krzemieniec ursächlich zusammen.

Podolien im engeren Sinne liegt am Südostflügel dieser Anticlinale und ist die podolische Abrasionsfläche von nun an nach Südosten geneigt.

---

[1]) Diese Strandlinie ist nach Laskarew und Andrussow noch etwas weiter gegen Osten hin zu verlegen (Andrussow: Die südrussischen Neogenablagerungen, St. Petersburg, I. Theil, 1897, pag. 209).

Lemberg, März 1903.



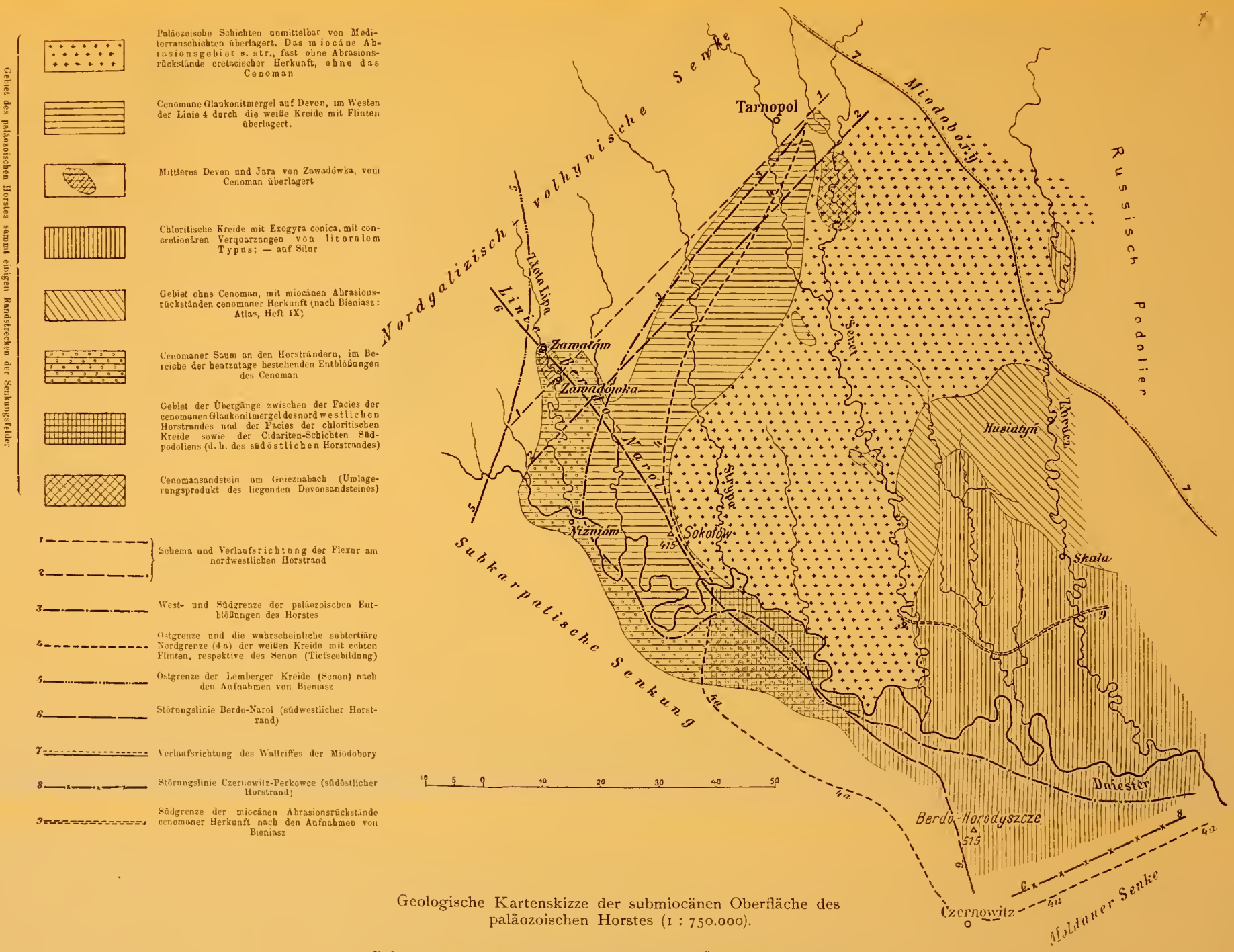
Geologische Kartenskizze der subcenomanen Oberfläche des paläozoischen Horstes (1 : 750.000).

Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. Bd. XV.
Verlag von Wilh. Braumüller, k. u. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

download unter www.biologiezentrum.at

download unter www.biologiezentrum.at

Download unter www.biologiezentrum.at



Geologische Kartenskizze der submiocänen Oberfläche des paläozoischen Horstes (1 : 750.000).

Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. Bd. XV.
Verlag v. Wilh. Braumüller, k. u. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Beiträge zur Paläontologie von Österreich = Mitteilungen des Geologischen und Paläontologischen Institutes der Universität Wien

Jahr/Year: 1903

Band/Volume: 015

Autor(en)/Author(s): Teisseyre Karol Wawrzyniec [Karl Lorenz]

Artikel/Article: DER PALÄOZOISCHE HORST VON PODÜLIEN UND DIE IHN UMGEBENDEN SENKUNGSFELDER. 101-126