

S. 364 [7]

N

S. 364 [7]
Towarzystwa Naukowego Warszawskiego.

III. — Wydział nauk matematycznych i przyrodniczych.

Travaux de la Société des Sciences de Varsovie.

III. Classe des sciences mathématiques et naturelles.

N^o 7.

JAN LEWINSKI.

252
Museum Historiae
UTWORY DYLUWIALNE I UKSZTAŁTOWANIE
POWIERZCHNI PRZEDLUDOWCOWEJ
DORZECZA PRZEMSZY.

27.11.1914.
DIE DILUVIALEN ABLAGERUNGEN UND DIE PRÄGLAZIALE
OBERFLÄCHENGESTALTUNG DES PRZEMSZAGEBIETES.



CBGIÓŚ
ul. Twarda 51/55



Wa510005661

WARSZAWA.

NAKŁADEM TOWARZYSTWA NAUKOWEGO WARSZAWSKIEGO.

SKŁAD GŁÓWNY

w księgarni E. WENDE i S-ka (T. Hiż i A. Turkuł).

1914.

Dodatek do „Sprawozdań z posiedzeń” T. N. W

Travaux
de la
SOCIÉTÉ DES SCIENCES DE VARSOVIE.
III.—Classe des sciences mathématiques et naturelles.
№ 7. — 1914.

Jan Lewiński: Die diluvialen Ablagerungen und die präglaziale Oberflächengestaltung des Przemszagebietes.



S. 364 [7]

Druk Rubieszewskiego i Wrotnowskiego w Warszawie

NH-12733

Ake. K. 182/63
<http://rcin.org.pl>

SPIS RZECZY.

CZĘŚĆ PIERWSZA.

Utwory dyluwialne.

Utwory morenowe	1
Piaski dyluwialne	9
Utwory wiatrowe	39
Tarasy postglacyalne	43

CZĘŚĆ DRUGA.

Ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej.

Budowa geologiczna	50
Orografia	56
Morfologia	58
Zmiany odwodnienia w czasie połodowcowym.	85

INHALTSÜBERSICHT.

I THEIL.

Die diluvialen Ablagerungen des Przemszagebietes.

Grundmoränenablagerungen	91
Diluviale Sande	96
Äolische Bildungen	114
Postglaziale Flussterrassen	117

II THEIL.

Die präglaziale Oberflächengestaltung.

Geologischer Aufbau	120
Orographie	126
Morphologie	129
Die postglazialen Entwässerungsverhältnisse.	155

CZĘŚĆ PIERWSZA.

UTWORY DYLUWIALNE.

Utwory morenowe.

W dorzeczu Przemszy dotychczas poświęcano bardzo mało uwagi utworom młodszym; skutkiem tego utwory morenowe są dotychczas zupełnie nieznanne w literaturze, zaś ogromnie szeroko rozprzestrzenione piaski, pochodzące z okresu lodowcowego były pojmowane fałszywie, jako wyłącznie tylko lokalne produkty zwietrzenia i przemycia skał starszych — dolomitów tryasowych lub wapieni jurajskich. Istotnie utwory morenowe są bardzo nieliczne w granicach dorzecza Przemszy, ponieważ zostały one już prawie całkowicie zniszczone, tak iż ślady dawniejszego rozprzestrzenienia moreny dennej spotykamy zazwyczaj tylko w postaci poszczególnych głazów narzutowych ze skał krystalicznych lub wogóle danemu terenowi obcych, tkwiących w brunatnej glinie piaszczysto-gliniastej, pochodzącej przeważnie ze zwietrzenia skał starszych. Gdzie nawet są ślady moreny, to jest ona zwietrzała do niepoznania, spieczona z powierzchni całkowicie i leży małymi płatami w miejscach bardziej zabezpieczonych od zniszczenia, nie zaznaczając się zupełnie w ukształtowaniu powierzchni gruntu. Dobrych przekrojów moreny znalazłem skutkiem tego tylko bardzo mało.

Na wschód od Milo wie, pod laskiem, w tem miejscu, gdzie rozchodzą się drogi do Sosnowca i do Małobądzi, na poziomie

264 *m n. p. m.*, wśród płaszczyzny piaszczystej, zwolna opadającej ku Brynicy, znajduje się mała glinianka, niegdyś eksploatowana dla obocznej cegielni. W gliniance tej widać jeszcze ścianę zachodnią, sięgającą 2 *m* wysokości w najgłębszym miejscu, złożoną w całości z żółto-brunatnej gliny bardzo silnie piaszczystej, całkowicie prawie odwapnionej, w której tkwią liczne głązy, przeważnie drobne, kilku do kilkunastocentymetrowej średnicy; zdarzają się wszakże zrzadka większe głązy, do 50 *cm* średnicy mierzące. Głaziki składają się przeważnie z kwarcu, z gruboziarnistego zlepieńca kwarcowego, z czerwonego piaskowca, białego wapienia, czarnych i żółtych rogowców jurajskich; są wreszcie głązy granitowe lub z łupku mikowego. Po za tem w masie gliny żółtobrunatnej tkwią liczne drobne, zaokrąglone lub kanciaste, okruchy ilów czerwonych i fioletowych. Głina zwałowa zalega bezpośrednio na piaskach żółtawych cienkouwarstwionych. Ku wschodowi, gdzie poziom nieco się obniża, glina szybko znika, zastąpiona przez piaski białe; jak daleko ciągnie się ona ku zachodowi — powiedzieć trudno, gdyż powierzchnia gruntu jest wszędzie dookoła jednakowo piaszczysta; tylko ta okoliczność, że od glinianki, opisanej powyżej, ciągnie się ku zachodowi słaby garb, na 1 do 1,5 *m* wysoki, pozwala mniemać, że w tym właśnie kierunku zalega jeszcze większy szmat niezniszczonej gliny morenowej.

Daleko większe, lepsze i bardzo pouczające odsłonięcie znajdujemy w przekopie drogi żelaznej prowadzącej do Grodzca, koło Parchówki Psarskiej, w pobliżu starego szybu Marya.

Od stóp wzgórza, położonego na północ od Grodzca, a górującego nad Grudkowem, aż do podnóża wzgórz Strzyżowickich ciągnie się z południa na północ płaska wyniosłość, nie opadająca nigdzie poniżej 305 *m n. p. m.* i stanowiąca dział wodny między Czarną Przemszą a Brynicą, właściwie między strumieniem Łagiskim a strugą, która pod Bolerauzem wpada do Brynicy. W południowej części, gdzie leży wieś Grudków, teren dochodzi do 330 *m*, opadając powoli ku Parchówce Psarskiej, która leży na najniższym punkcie rzecznej wyniosłości. Otóż droga żelazna, prowadząca do kopalni w Grodźcu, częściowo przecina tą wyniosłość, częściowo zaś wcina się w jej zbocze zachodnie, zwrócone do strugi Bolerauskiej. Wykop zaczyna się wprost

szybu Marya, na poziomie 302,5 m, a głębokość jego powiększa się stopniowo do 6 m mniej więcej. W r. 1912 poszerzono wykop w celu ułożenia toru szerokiego, a skutkiem tego wschodnie jego zbocze było świeżo skopane, odsłaniając przekrój następujący.

Z początku wykopu, idąc od wschodu, na przestrzeni około 100 m widzimy z powierzchni warstwę brunatnej gliny zwałowej, silnie piaszczystej, całkowicie odwapnionej, z licznymi, ale tylko drobnymi gładzikami ze skał krystalicznych i z kwarcu. Gleba na powierzchni tej gliny morenowej jest piaszczysta i silnie żwirowata. Warstwa moreny nie jest gruba, przeważnie waha się około 1,5 m i nigdzie nie przekracza 2 m. U podstawy moreny znajduje się cienka warstewka drobnego żwiru, grubości od 3 do 5 cm, która oddziela morenę od leżących pod nią piasków. Piaski podścielające morenę są odsłonięte tylko we wschodniej części wykopu w grubości do 4 m; są one białe, równoziarniste, bez domieszek ilastych, cienkouwarstwione; między warstewkami piasku leżą cienkie, 1 do 1,5 cm, warstewki białawo-szarawego iłu piaszczystego (p. Tab. I, fig. 1).

Ku południowemu zachodowi w wykopie pojawiają się niebawem siwe łupki węglowe, które z początku podnoszą się powoli, później wszakże raptownie, wypierają piaski i na pewnej przestrzeni podścielają morenę bezpośrednio, wreszcie i morena znika, a łupki wychodzą na powierzchnię; fig. 2 na tabl. I przedstawia właśnie ten punkt wykopu; pod ścieniającą się ku południo-zachodowi moreną leżą pokręcone i powyginane gniazda żwiru, nalegającego, a miejscami wtłoczonego w siwe łupki karbońskie, również noszące ślady intensywnego zgniecenia, pokręcenia i połamania.

Piaski przekroju powyższego osadziły się oczywiście przed zlodowaceniem terenu, stanowią „Vorschüttungssande“ nasuwającego się lodowca, a kolejne następstwo cienkich warstewek iłu i grubszych — piasku jest wynikiem zmiennej ilości i szybkości wód, odpływających z pod lodowca, i, być może, reprezentuje naprzemian letnie i zimowe okresy intensywnego lub powolnego topnienia lodu.

Utwór morenowy w postaci piasku gliниastego z licznymi drobnymi gładzikami, a przeważnie ze żwirem kwarcowym lub ze skał krystalicznych, zajmuje dość znaczny obszar na garbie cią-

gnącym się od Grudkowa przez Psary, lecz występuje tylko na zachodniej stronie tegoż garbu, na wschodniej natomiast, zwróconej ku Czarnej Przemszy, jest on już całkowicie zniszczony i na powierzchnię występują utwory starsze. Na chwilę utwór morenowy przerywa się przy drodze z Będzina do Strzyżowic, gdzie znajduje się płytka zabagniona dolinka, zaczyna się wszakże tuż przy Parchówce Psarskiej i ciągnie się na północ aż poza Wańkowce, nie schodząc nigdzie poniżej 300 *m*. Kilka wydm odosobnionych pojawia się tu na powierzchni moreny.

Bardzo interesująco są rozwinięte utwory morenowe na południe od wykopu, wzdłuż wsi Grudków: na wschodnim zboczu garbu, wzdłuż Grudkowa występują utwory karbońskie, szczyt natomiast i zbocze zachodnie do poziomu mniej więcej 300 *m* są pokryte przez piasek gliniasty z niezliczoną masą drobnych głazików i żwiru kwarcowego i ze skał krystalicznych. Na szczycie garbu, wznoszącego się tu do 320 *m*, znajdują się trzy równoległe pagórki, wydłużone z południowego wschodu—wschodu na północno-zachodni zachód; pierwszy z nich, położony najdalej na południe, mierzy około 60 *m* długości, ma u podstawy 12 *m*, na szczycie 4,8 do 6 *m* szerokości, a największa jego wysokość wynosi 9 *m*. Pagórek ten na całej swej powierzchni jest pokryty żwirem ze skał krystalicznych, kwarcu i krzemienia; rzadsze są odłamy piaskowca lub wapienia. Czy cały ten pagórek składa się ze żwiru, czy też posiada jądro ze skał starszych, orzec nie mogę, wszakże w dołach wykopanych na szczycie i na zboczach do głębokości do 60 *cm* zalega tylko żwir.

O 150 *m* ku północy znajduje się drugi pagórek, równoległy do poprzedniego, na 18 do 20 *m* długi, na 4 do 6 *m* szeroki u podstawy; największa jego wysokość tuż przy końcu zachodnim wynosi 3 *m*; stąd opada on stromo ku zachodowi, łagodnie zaś ku wschodowi. Pagórek ten składa się w całości z piaskowca karbońskiego; przypomina on mutony, czy wszakże został on istotnie wymodelowany przez lodowiec, za czem przemawia jego równoległość do pagórków żwirowych, stwierdzić nie mogłem, gdyż piaskowiec z powierzchni jest całkowicie zwietrzały, i ślady szlifu lub rysy lodowcowe, jeśli nawet były, to zostały całkowicie zniszczone.

Wreszcie o 350 *m* dalej ku północy znajduje się trzeci pa-

górek równoległy do poprzednich, lecz większy, wyższy a zarazem znacznie szerszy, pokryty w całości piaskiem nieco gliniastym z masą żwiru kwarcowego i małych głazików ze skał krystalicznych. Pagórki te są nadzwyczaj charakterystyczne; uważać je muszę za żwirowe utwory podlodowcowe, za analogi kamiesów a ich nieznaczące rozmiary są wynikiem lokalnych warunków topograficznych, nie pozwalających lodowi na swobodne rozprzestrzenienie, zwłaszcza wobec jego zapewne niezbyt znacznej grubości.

Wśród głazików, rozsianych obficie na całej przestrzeni, zajętej przez utwór morenowy, stanowiącej obecnie pole orne, znajdują się w glebie bardzo liczne głaziki ze skał krystalicznych i innych oszlifowane kańciasto — typowe „dreikantery“. Obecnie na tym terytorium wydmy lub piasków lotnych nie ma, a poziom wód gruntowych znajduje się na powierzchni karbonu i tryasu, na niewielkiej już głębokości. Oczywiście więc owe głązy kańciaste musiały tu powstać dawniej, gdy niższy stan wód gruntowych nie zabezpieczał piaszczystych utworów morenowych od rozwiewania; do tej sprawy powrócę jeszcze poniżej.

Na najrozleglejszym terytorium zachowały się utwory morenowe w górnym biegu Czarnej Przemszy, między Siewierzem a Zawierciem. O 1 km na wschód od Siewierza, jak tylko z młodszych tarasów doliny Czarnej Przemszy wydostaniemy się na poziom najwyższy — 320 m n. p. m., uderza nas białawe zabarwienie gleby, pochodzące od domieszki niezliczonych małych otoczków białego lub różowego kwarcu; nierzadkie są również drobne otoczki ze skał krystalicznych. Takie żwiry przeważnie kwarcowe rozsiane w brunatnej glinie piaszczystej zajmują bardzo znaczną przestrzeń, bo ciągną się od okolic Łysej Góry pod Siewierzem do samej prawie Poręby, nie schodząc wszakże nigdzie poniżej 320 m. W kilku miejscach w wysokim brzegu doliny Czarnej Przemszy jak również w różnych sztucznych odsłonięciach, obserwowałem przekroje utworów powyższych. Grubość ogólna warstwy ciemnobrunatnej gliny piaszczystej, zawierającej bardzo liczne głaziki kwarcowe i ze skał krystalicznych, nigdzie nie przenosi 1—1,5 m. Głaziki nie są zbyt liczne w samej masie utworu, na powierzchni zaś skupiają się w ilości bez porównania większej, co świadczy o usunięciu znacznej ilości cząstek glinia-

stych i piaszczystych przez wymywanie lub też przez wywiewanie. Podkład tych utworów stanowią wszędzie żółte lub białe piaski cienkouwarstwione, z których składa się cały brzeg Czarnej Przemszy, i które odsłaniają się miejscami w urwiskach mierzących do 15—20 *m* wysokości.

Do piasków tych powrócimy jeszcze poniżej. Tylko o 3 *km* na zachód od Zawiercia obserwowałem na pagórku zaleganie brunatnych utworów gliniasto-piaszczystych bezpośrednio na wapieniu.

Zupełne podobieństwo utworów powyższych do moreny dennej z Grodźca stwierdza, że mamy tu do czynienia również z utworem moreny dennej o typie piaszczysto-żwirowatym; utwór ten tak samo jak w Grodźcu należy na piaski lodowcowe warstwowe, osiągające ogromną grubość i wyrównyujące nierówności terenu preglacyalnego w rozległej dolinie Czarnej Przemszy. Analogie z Grodźcem są o tyle bliższe, że o 1 *km* na północny wschód od Siewierza znajduje się odosobniony pagórek nazywany Łysą Górą, wznoszący się o 20 *m* nad otaczającą równiną i zupełnie identyczny z pagórkami żwirowymi wznoszącymi się na powierzchni moreny Grodzieckiej. Łysa Góra mianowicie składa się tak samo wyłącznie ze żwiru rozmaitej grubości, do 8 *cm* średnicy, z niewielką domieszką grubego piasku. Otoczaki są przeważnie kwarcowe, białe lub różowe, ale znajduje się sporo otoczków granitowych i dyorytowych, jak również rzadko szare kwarcyty i piaskowce, zupełnie podobne do niektórych odmian piaskowców cenomańskich. Oczywiście i ten pagórek musimy uznać za usypisko podlodowcowe.

W wykopie drogi żelaznej Iwangrodzko-Dąbrowskiej koło wsi Kozioł na poziomie około 300 *m*, poszerzanym obecnie w celu urządzenia Strzemieszyckiej sortowni wagonów, na wapieniu muszlowym i łałach piaskowca pstrego zalega niegruba warstwa — 50 *cm* do 1 *m* — brunatnej gliny bardzo silnie piaszczystej, w której znalazłem parę gładów kwarcytu i skał krystalicznych, jednak utworu tego niepodobna uważać w całości za morenę denną; jest to przeważnie produkt wietrzenia skał starszych, z nieznaczną domieszką materiału lodowcowego.

Na tem kończą się znane mi odsłonięcia utworów morenowych. Wszędzie są one bardzo głęboko zmodyfikowane, zupeł-

nie odwapnione, tak iż reprezentuje je tylko glina piaszczysta; ku powierzchni zawartość gliny zmniejsza się, piasek przeważa, wreszcie powierzchnia gruntu jest piaszczysta, z bardzo małą tylko domieszką gliny. Zarazem znane mi odsłonięcia utworów morenowych zachowały się wszystkie na poziomach niezbyt wysokich, przeważnie na zboczach wzgórz, zdała od rzek i strumieni, lub też, jak między Siewierzem a Zawierciem, na powierzchni równin, zaledwie dotychczas nadciętych przez erozyę. Po za tem wszędzie gliny zwałowe zostały oczywiście całkowicie zniszczone, wywiane i przepłukane, tak iż pozostały po nich tylko ślady w postaci skał po tu i owdzie porozrzucanych głazów narzutowych, tkwiących w glebie piaszczystej, złożonej częściowo z pozostałości po zniszczonej powłoce morenowej, głównie zaś z produktów wietrzenia skał starszych, które wyłoniły się na powierzchnię po zniszczeniu moreny. Zniszczenie prawie całkowite utworów lodowcowych i dość już głębokie zwietrzenie skał starszych świadczą o wielkiej dawności zlodowacenia tej okolicy.

Luźne głazy narzutowe spotkałem dość licznie na polach na południe od Grodzca, ku szosie z Będzina do Czeladzi, na poziomie od 280 do 290 *m*, na tymże poziomie na wzgórzach między Małobądzia a Wygwizdowem, na południowym zboczu góry Warpie koło Dąbrowy na poziomie około 280 *m*, koło Lipówki na poziomie około 340 *m*, przy drodze do Siemoni, na południe od Gołuchowic powyżej 320 *m*, i w innych miejscach, nigdzie wszakże nie dostrzegłem głazów na najwyższych punktach terytorium, wznoszących się powyżej 370 *m*.

Zdawaóby się mogło, że spostrzeżenie to potwierdza przypuszczenie Łozińskiego ¹⁾, iż lód lądowy wypełniał tylko zagłębienia terenu, mniemam wszakże iż wniosek taki byłby zbyt pospieszny. Stwierdzone przez Zaręcznego ²⁾ występowanie głazów narzutowych na poziomie 445 *m*, znalezienie głazów przez Tietzego ³⁾ na poziomie 400 *m*, wreszcie uwaga Koronie-

¹⁾ W. Ritter v. Łoziński. Beiträge zur Oberflächengeologie des Krakauer Gebietes. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1912. Bd. 62, II. 1.

²⁾ Zaręczny, St. Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu trzeciego. Kraków 1894, str. 202.

³⁾ Tietze. Die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Krakau. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1837, str. 57.

wicza ¹⁾, który twierdzi, że głazy narzutowe znajdują się na całym płaskowzgórzu jurajskim, dochodząc do 470 m n. p. m. na południe od Ojcowa — wszystko przemawia za zlodowaceniem całego terenu. Być może, iż warstwa lodu nie była gruba, że nad wynioślejszymi punktami lód lądowy był bardzo cienki, a skutkiem tego i powłoka morenowa pozostawiona przezeń posiadała bardzo małą miąższość, zawierała mało głazów i drobnych w dodatku — i że tu właśnie szukać należy przyczyny braku śladów powłoki morenowej na punktach najwyższych danego obszaru.

Przytaczane przez Łozińskiego ²⁾ głębokie zwierzenie wapieni i dolomitów na płaskowzgórzach, mające dowodzić jakoby bardzo długiego okresu subaeralnego wietrzenia i przemawiać za brakiem zlodowacenia tegoż płaskowzgórza, niewątpliwie tego znaczenia nie posiada. Zwierzenie nie jest zgoła głębsze na wyżynie wapienia muszlowego nad Strzyżowicami, wznoszącej się powyżej 380 m, gdzie głazów narzutowych nie znalazłem, niż na wyniosłościach między Będzinem a Czeladzią, sięgających tylko 300 m, i gdzie liczne głazy rozsiane w glebie świadczą o dawniejszej obecności utworów morenowych. Mojem zdaniem tedy brak głazów narzutowych i utworów morenowych na poziomach wyższych tłumaczyć należy jedynie mniejszą pierwotną grubością tych osadów, które koncentrowały się w miejscach niższych, gdzie grubość lodu była znaczniejsza, a okres jego zalegania dłuższy, i bardziej intensywnym ich zniszczeniem. Zapewne dalsze poszukiwania stwierdzą jednak obecność na wyżynach, jeśli nie większych głazów, to żwiru pochodzenia erratyicznego, domieszanych do gleb pochodzenia miejscowego — wietrzeniowego.

Powrócimy jeszcze do tej sprawy po zapoznaniu się z pozostałymi utworami dyluwialnymi dorzecza Czarnej Przemszy i postaramy się udowodnić, że zarówno znikomość śladów moreny na wyżynach, jak inne cechy charakterystyczne utworów dyluwial-

¹⁾ Koroniewicz, P. Jurskija otłożienja krakowskaho okruga. Izw. Warszaw. Politechn. Institut. 1913, zes. 1, str. 14.

²⁾ Łoziński, l. c., str. 84.

nych tego obszaru są wywołane przez wspólną przyczynę, mianowicie przez właściwości ruchu lodu lądowego na tem terytoryum.

Piaski dyluwialne.

Bez porównania szerzej od moreny, prawie całkowicie zniszczonej, są rozprzestrzenione piaski, pochodzące z okresu dyluwialnego. Za punkt wyjścia do zapoznania się z nimi możemy przyjąć ponownie opisywany powyżej przekrój drogi żelaznej koło Grodzca. Widzieliśmy tam, iż pod moreną zalega poziomo masa piasków cienkowarstwowych, sięgających tylko do pewnego określonego poziomu; gdy podłoże ze skał starszych, mianowicie łupek węglowy, wznosi się wyżej, piaski znikają, a morena leży bezpośrednio na pogiętym utworze karbońskim. Piaski te, dochodzące mniej więcej do poziomu 300 *m*, możemy wysledzić w dalszym ciągu na wschód od przekopu kolejowego; przylegają one w większej lub mniejszej ilości do zboczy wyżyny, na której stoi wieś Grudków; lepsze odsłonięcia widać wprost końca tej wsi, na wschód odeń, gdzie do 10 *m* głębokie młode parowy nadcięły masę piasków i wykazały ich strukturę: są to poziomo i cienko uwarstwione piaski żółtawe, zupełnie analogiczne do piasków z przekopu kolejowego, pokrytych przez morenę denną.

Identyczne piaski są rozwinięte w ogromnej masie na zachód od przekopu kolejowego, na wschodnim zboczu doliny strugi wpadającej do Brynicy wprost Bolerauzu — a więc u zachodniego zbocza wyżyny Grodzieckiej. Po nad płaskodenną szeroką doliną strugi Bolerauskiej, ciągnącą się aż do Wojkovic Komornych, wznosi się od wschodu taras szczytkowy, sięgający prawie 300 *m* n. p. m., a więc wznoszący się do 25 *m* nad płaskim dnem doliny. Taras ten jest nadcięty przez kilka głębokich parowów i przez wykop, z którego kopalnia Grodziec czerpie piasek na posadzkę. W wykopie tym zwłaszcza, do 10 *m* głębokim, doskonale widać cienkie poziome uwarstwienie żółtawych piasków i cienkie warstewki białego łu, które wśród niego niekiedy

występują. Powierzchnia tych piasków podnosi się zwolna ku wschodowi, i na wyższych poziomach pojawiają się na niej ślady moreny dennej.

Reasumując wszystkie obserwacje powyższe, możemy stwierdzić, że dookoła wyżyny Grudkowsko-Grodzieckiej znajdują się mniej lub bardziej wyraźne ślady tarasu wznoszącego się do 300 m n. p. m., złożonego z cienko uwarstwionego piasku żółtawego, na powierzchni tych piasków są zachowane tu i owdzie strzępy moreny dennej, osadziły się więc one przed zlodowaceniem terenu; są to piaski fluwioglacjalne, osadzone przez wody nasuwającego się lodowca, t. zw. „Vorschuttungssande“. Dalsze poszukiwania wykazują, że piaski tego rodzaju wypełniały do pewnej wysokości wszystkie zagłębienia dorzecza Przemszy, tylko zostały one już w znacznej części zniszczone; pozostały z nich tylko strzępy — tu i owdzie przyklejone do zboczy dolin, miejscami zaś, jak koło Grodzca, zachowały się one na działach wodnych. Tylko w górnych częściach dolin, gdzie zniszczenie nie posunęło się jeszcze tak daleko, zajmują one ogromne przestrzenie.

Od podnóża kuesty jurajskiej pomiędzy Ogrodziencem a Bzowem ciągnie się ku WNW pas wyniosłości, stanowiących dział wodny między Czarną Przemszą a Wartą. Wyniosłości te zaczynają się koło cementowni „Ogrodzieniec“, gdzie jura środkowa i kajper wychodzą na powierzchnię, zaznaczają się w wychodni dolomitu dewońskiego koło stacyi Zawiercia na poziomie 328 m; na zachód od Zawiercia wyniosłości te stają się wyższe, dochodzą do 342 m, odsłania się na nich na znacznej przestrzeni czerwony ił kajprowy, nie pokryty przez piaski. Stąd już nieprzerwany szereg wyniosłości ciągnie się przez Niwki (363 m), Markowice (385 m), Cynków (369 m) do Woźnika i Lublinic, stanowiąc dział wodny między Czarną Przemszą, później zaś Małapaną a Wartą.

Na południe od wyżyn powyższych, na których piaski występują tylko w małych ilościach i cienką zaledwie warstwą osłaniają skały starsze, od samego podnóża kuesty jurajskiej rozciąga się w linii prostej rozległa dolina, ograniczona od południa szeregami wyniosłości, wznoszących się nad Niegowonicami (432 m), Chruszczobrodem (373 m), Targoszycami (388 m) i ciąg-

nących się przez Nakło (343 *m*) ku Tarnowicom (325 *m*); ten szereg wyniosłości jest przerwany tylko przez poprzeczne doliny Centuryi, Trzebyczki, Czarnej Przemszy i jej dopływu pod Boguchwałowicami, wreszcie Brynicy. Wyżyny te również nie są zajęte przez piaski i skały starsze wychodzą bezpośrednio na powierzchnię lub też są pokryte cienką warstwą gleby piaszczysto-gliniastej, niekiedy z głazami narzutowemi. Cała natomiast dolina jest zajęta od końca do końca przez potężne masy piasków, miejscami dobrze odsłoniętych w brzegach dolin rzecznych.

Zaznaczyliśmy już powyżej, że od okolic Piwonii na wschód aż do Poręby Mrzygłodzkiej między dolinami Czarnej Przemszy i Mitręgi wznosi się o 15 do 25 *m* nad dnem dolin współczesnych płaskowyż, pokryty przez morenę denną. Ślady tegoż płaskowyżu odnajdujemy na północnym brzegu Czarnej Przemszy jak również na południe od Mitręgi koło Gołuchowic. Na wschód od Poręby Mrzygłodzkiej terytorjum jest silniej pocięte wskutek licznych dopływów Czarnej Przemszy, ślady moreny dennej są nieliczne, doliny zaś płytsze.

W wysokich brzegach doliny Czarnej Przemszy poniżej Poręby widać aż do dołu odsłonięte cienkowiejące piaski, białe lub żółtawe — oczywiście przedlodowcowe. Na poziomach poniżej 320 *m*, a więc w dolinach rzek, brak pokrywy morenowej, i tylko niezmierne piaski rozpościerają się w rozleglejszych dolinach Mitręgi i Czarnej Przemszy, w tej ostatniej zwłaszcza poźłobione w szereg pięknych tarasów, do których jeszcze powrócę.

Na zachód od Piwonii, gdzie Czarna Przemsza napotkawszy koło tej wioski utwory kajprowe, skręca ku południowi i koło Siewierza wcina się w wapień muszlowy, aż do samej granicy państwa widzimy tylko piaski. Za ledwie przekraczają one 300 *m* przy Siewierzu, wznoszą się do 307 *m* nieco ku zachodowi, stanowiąc dział wodny między Czarną Przemszą a Brynicą, a dalej z ciągłym łagodnym spadkiem powierzchni, łączą się z piaskami doliny Małapani. Na całym tym obszarze utworów morenowych niema, a powierzchnia piasków pokryta jest licznymi wydiami, miejscami zaś zgoła pustynna.

Okazuje się tedy, że rozległa dolina, przebiegająca z ESE na WNW, z której korzysta obecnie górny bieg Czarnej Przemszy, Brynicy i Małapani, jest całkowicie zasypana przez piaski war-

stwowane przedlodowcowe, osiągające tu grubość powyżej 25 *m*, do jakiej zostały miejscami odsłonięte; piaski te zostały pokryte przez powłokę moreny dennej, która ocalała tylko we wschodniej części i jedynie na poziomach powyżej 320 *m*. Jedynie koło Siewierza i Piwonii utwory starsze (kajper) wychodzą na powierzchnię przebijając masy piasku.

Od tego olbrzymiego szmata piasków dyluwialnych, wypełniających górną dolinę Czarnej Przemszy i Brynicy, po przez wszystkie doliny skierowane na południe wysuwają się masy piasków, zachowanych przeważnie tylko w szerszych częściach dolin. Na południe od progu kajprowego, zaznaczonego przy cementowni Ogrodzieniec, piaski warstwowane, nadcięte przez doliny dopływów Czarnej Przemszy rozpościerają się aż do podnóża wyniosłości jurajskich przy Hutkach, Rokitnie i Łazach. Z początku, na północy, warstwa piasku nie jest gruba, o czym świadczy obszerne zabagnienie dolin skutkiem małej głębokości, na jakiej leżą nieprzepuszczalne ily czerwone kajpru, zwolna jednak grubość piasku wzrasta, poziom wód gruntowych się obniża, tak iż na południe od drogi z Ogrodzińca do fabryki prochu wkraczamy już w zupełnie suche terytoria piaszczyste, opadające zwolna ku zachodowi. Piaski zaczynają się u podnóża kuesty jurajskiej na poziomie około 370 *m*, i obniżają się do 345 *m* na dziale wód Mitregi i Centuryi.

Wśród monotonnej równiny piaszczystej usianej starami wydmami i porośniętej lasem sosnowym, niespodzianie dochodzimy do źródeł rzeki Centuryi, przedstawiających się nadzwyczaj dziwnie i interesująco. Na równinie piaszczystej, wyniesionej do 358 *m* n. p. m. niespodziewanie dochodzimy do krawędzi rozległego cyrku, mierzącego 200 do 300 *m* średnicy, o stromych ścianach, a którego płaskie dno leży do 25 *m* poniżej krawędzi wyżyny. W urwisku odsłania się aż do samego dołu żółtawy piasek cienkowarstwowany, tu i owdzie z cieniutkimi warstewkami ilastymi, które nadają mu większą zwięzłość i pozwalają na powstawanie stromych, prawie pionowych urwisk. Zwłaszcza stroma jest ściana północna powyższego cyrku; widać na niej ślady świeżych urwisk, obalone sosny leżą na jej zboczu i u podnóża. U stóp tej ściany odsłania się nam przyczyna tak szczególnego ukształtowania: oto z piasku wypływają liczne źródła,

wynoszące masę piasku; wody te z początku rozlewają się szeroko po całym dnie doliny, osadzają piasek to tu, to owdzie i zanoszą swe dawne koryta, wreszcie zbierają się w regularne koryto, niebawem zamieniające się w staw skutkiem zatrzymania przez groblę młynka Centurya. Ilość wody, jaką dają źródła powyższe, o ile sądzić mogę z odpływu przy młynie, dochodzi do $10 m^3$ na minutę, a pochodzi ona w całości ze źródeł, bijących w górnej części doliny, u stóp stromej ściany piaszczystej. Źródła te właściwie, stanowiące odpływ wód gruntowych, infiltrujących na całej przestrzeni piasków na południe od garbu Ogrodzienieckiego i spływających po powierzchni nieprzepuszczalnych ilów, podmywają stale podnoże urwiska piaszczystego i wywołują jego stateczne cofanie się, o którym świadczą obalone z korzeniem sosny. Obecnie działalność ta jest osłabiona skutkiem zatamowania wód przy młynie Centurya; zmniejszenie spadku nie pozwala unosić piasku, wymywać koryta, i osłabia podmywanie tylnego zbocza.

Poczynając od źródeł ku południowi, rzeka Centurya na przestrzeni powyżej $3 km$ aż do Sowiego Dołu płynie w wązkim kanionie, na 20 do $25 m$ głębokim, wyżłobionym w piaskach warstwowych. Ani śladu gdziekolwiek skał starszych. Jura odsłania się dopiero powyżej $360 m$ w górach koło Hutek z jednej, a nad Grabową z drugiej strony, cała zaś przestrzeń między nimi jest zajęta przez płaskowyż piaszczysty obniżający się ku południowi od $358 m$ u początku wąwozu Centuryi do $332 m$ koło Sowiego Dołu. Od Sowiego Dołu ku południowi spadek wyżyny piaszczystej wzrasta szybko, dolina rzeki staje się płytsza, i aż do Piasków jest tylko na 6 do $8 m$ w poziom piaszczysty wgłębiona. Dopiero od Piasków na poziomie $318 m$ Centurya wpływa na rozległą piaszczystą równinę, łączącą się bezpośrednio z pustynią Błędowską, i płynie w dolinie płytkiej, zaledwie zaznaczonej aż do ujścia do Białej Przemszy na poziomie $302 m$.

Opólny spadek Centuryi wynosi $31 m$ na długości rzeczyniściej $9,1 km$, przy rozwinięciu 17% , spadek więc wynosi $3,5\%$.

Wkroczyliśmy teraz w dolinę Białej Przemszy, gdzie piaski zajmują kolosalne przestrzenie. Całe terytorium między jurą wyżyn Niegowonickich a pasem wapienia muszlowego ciągnącym się od Olkusza ku zachodowi, jest wypełnione przez piaski, które

wdzierają się jeszcze wzdłuż doliny Białej Przemszy i jej obecnych lub dawniejszych dopływów w głąb kuesty jurajskiej. Główny rys charakterystyczny całego tego obszaru stanowi pustynia Błędownska, rozciągająca się wzdłuż Przemszy od Gólczowic prawie do Kuźniczki i mierząca prawie 12 *km* wzdłuż, a w najszerszym miejscu, wprost Chechła — około 3,5 *km* wszerz. Jest to istotnie pustynia, całkowicie pozbawiona roślinności, o zupełnie płaskiej powierzchni, pokrytej tylko piaskiem. Głazów lub żwiru na powierzchni niema. Pustynię tę przerywna Biała Przemsza, płynąca w dolinie 8 do 12 *m* głębokiej, na 100 do 200 *m* szerokiej; tu nad rzeką rosną krzewy i drzewa, których korony tylko wystają nad poziom pustyni. Równa powierzchnia pustyni Błędownskiej wykazuje stateczny spadek ku zachodowi. Przy Gólczowicach zaczyna się ona na poziomie 332 *m*, a przy Kuźniczce spada do 298 *m*, t. j. o 34 *m*; spadek ten jest nieco znaczniejszy od spadku rzeki, który na tej samej przestrzeni wynosi tylko 30 *m*. Na południowej krawędzi pustynia wykazuje lekkie nabrzmienie, wytworzone przez nagromadzające się tam masy piasku nawianego, stale wywiewanego z pustyni, której poziom skutkiem tego musi się oczywiście powoli obniżyć, i osadzającego się na południowo-wschodniej krawędzi pustyni, tam gdzie zaczyna się roślinność. Tam, gdzie niedawne podmycie brzegu przez Białą Przemszą dało świeże odsłonięcie, piaski pustyni Błędownskiej wykazują wyraźne drobne uwarstwienie. Grubość ogólna piasku jest znaczna, gdyż wiercenie wykonane na południowym jej skraju, na poziomie około 310 *m*, nie przebiło masy piasku do głębokości 25 *m*.

Piaski pustyni Błędownskiej łączą się bezpośrednio, jakeśmy to powyżej nadmienili, z piaskami rozpostartymi w dolinie Centuryi, aczkolwiek tu, skutkiem wyższego stanu wód gruntowych powierzchnia piasku jest porośnięta lasem, a skutkiem tego nie rzuca się tak w oczy, jak sama pustynia. Wogóle obszar pustyni nie ogranicza terytorium rozprzestrzenienia piasków, które daleko za nią przekraczają, tylko inne warunki hydrograficzne, wytworzone czy to przez mniejszą grubość piasku, czy też przez większą domieszkę cząstek pyłowych, pozwalają rozwinąć się roślinności maskującej powierzchnię piasku.

Piaski łączące się w jedną całość z pustynią Błędownską, za-

czynają się w większej rozciągłości już koło Wolbromia. Olbrzymie torfowisko, które rozpościera się na południe od tego miasta, i z którego wypływa Biała Przemsza i Szreniawa, jest otoczone dookoła piaskami, wznoszącymi się do 4—5 *m* nad jego poziomem. W dół rzeki dolina jest zajęta przez szeroki zabagniony taras aluwialny, nad którym po obu stronach doliny górują wznoszące się coraz wyżej nad poziomem rzeki piaski warstwowane; poniżej Kalisa, gdy dolina się zwęża, ślady piasków, wznoszących się tu już od 8—10 *m* nad dnem doliny stają się coraz rzadsze, wreszcie gdy od Nadmłynia dolina Białej Przemszy wcina się w skały jurajskie i znacznie się zwęża, przy zboczach jej nikną ostatecznie ślady piasków, gdyż dno alluwialne dochodzi do samego podnóża skał jurajskich. Dopiero poniżej Chrzastowic rozstępują się ściany wapienne więcej niż na 1 *km*, a rzeka płynie w dolinie na 16 *m* głębokiej, do 100 *m* szerokiej, wyłobionej w szerokiej (powyżej 1 *km*) równinie piaszczystej, wznoszącej się średnio do 360 *m*. Dalej ku zachodowi strome ściany jurajskie rozchodzą się coraz szerzej, coraz szerszym staje się równinne piaszczyste dno doliny, po którym w głębokim parowie płynie w fantastycznych skrętach Biała Przemsza.

Powyżej Goleczowic do tej doliny naprzeciwko siebie wpadają dwie boczne doliny; w północnej, wąskiej, wyłobiliła sobie wśród piasku niegłębokie koryto struga płynąca od Załęża przez Cieślin. Ciekawsza znacznie jest dolina, wpadająca do doliny Białej Przemszy z południa, a z której korzysta droga żelazna, aby dojść do Olkusza; mierzy ona 1 do 1,5 *km* szerokości, posiada równe, płaskie dno piaszczyste, i przebiega równoległe do krawędzi kuesty jurajskiej; z obu stron ograniczają ją wyniosłości jurajskie, których szczyty dochodzą do 440 *m*. Dolina ta zaczyna się koło Zedermana na poziomie około 400 *m* a wpada do doliny Białej Przemszy na poziomie 360 *m*, wykazując na całej swej długości (około 14 *km*) stateczny spadek ku północy. Górną jej część zajmuje rzeka Baba, która płynie ku północy, za biegiem doliny, do Olewina, tu wszakże, na poziomie 366 *m* skręca ku zachodowi i przez wąską zapiaszoną dolinę przy Olkuszu wypływa z obrębu płaskowzgórza jurajskiego, wkraczając w obręb piasków pustyni Starczynowskiej, w których wody jej giną zupełnie. Baba pogłębiła trochę swe koryto w piasku, w każdym razie w miejscu,

gdzie skręca ona ku zachodowi, dział wodny między nią a Białą Przemszą nie dochodzi 370 *m*.

Poniżej Golezowic szerokość równiny piaszczystej sięga 3 *km*, a część jej, na południowym brzegu Białej Przemszy, nieco wyższa od otoczenia, przybiera charakter pustynny, lecz dopiero, gdy za wsią Klucze skończy się teren jurajski, wzdłuż podnóża kuesty jurajskiej piaski osiągają olbrzymie rozprzestrzenienie. Znamy już ich zasięg od północy, gdyż szliśmy u podnóża kuesty za rzeką Centuryą. Dalej idzie pustynia Błędowska, a na południe od niej olbrzymi teren piasków, częściowo pokrytych lasem, miejscami nagich, rozciąga się od Pomorzana u podnóża kuesty jurajskiej do Lasków na granicy wyżyn dolomitów tryasowych. Rzeka Biała i struga, płynąca przez Laski przeryniają ten obszar, odsłaniając w swych brzegach, do 8 *m* wysokich, masy piasku warstwowanego, często maskowanego przez piaski nawiane. Po między Bolesławiem a Starym Olkuszem z północy na południe, równoległe do krawędzi jury biegnie dolina na 2 do 4 *km* szeroka, wypełniona również całkowicie piaskiem, zlekka wznosząca się ku południowi. Nad brzegiem rzeki przy cegielni Laskowskiej mamy poziom 309 *m*, o 4 *km* na południe przy drodze żelaznej na poziomie 319 *m* przekraczamy dział wodny dorzecza Baby i wkraczamy do pustyni Starczynowskiej. Tu i owdzie wśród tego pasa piachów znajdujemy podmokłe moczary i współczesne torfowiska.

Na północny zachód od Białej Przemszy piaski już nie posiadają tego znaczenia i tej rozciągłości. Koło Błędowa wystają z nich dwa pagórki, uwieńczone utworami jurajskimi, wznoszącymi się do 340 *m*, dalej ku Niegowonicom piaski wprawdzie wszędzie pokrywają powierzchnię gruntu, lecz są cienkie, i z pod nich tu i owdzie wyłania się ich podłoże — czerwone ily kajprowe.

Od Kuźniczki dolina Białej Przemszy zmienia charakter. Piasków ubywa, gdyż rzeka wkracza w dziedzinę skał starszych, wrzyna się w utwory tryasowe, płynąc z początku wzdłuż północnej krawędzi dolomitu, a koło Rudy wkracza w wąską dolinę, wyżłobioną w dolomitach; aż do Okradzionowa dolina ta kieruje się ku zachodowi, tu zaś raptownie skręca na południe i aż do Sławkowa bieży z północy na południe, przeryniając wpoprzek

w głębokiej dolinie pasmo wapienia muszlowego. Oczywiście, ponieważ po opuszczeniu terytorium kajprowego i wkroczeniu w obszar wapieni i dolomitów dolina zwęża się ogromnie, a po obu jej stronach pojawiają się wyniosłości, sięgające 370 *m*, przeto zasięg piasków zmniejsza się bardzo znacznie, i tylko strzępy ich zachowały się przy zboczach doliny.

Koło samego Okradzionowa, gdzie rzeka zmienia swój kierunek, dolina jej jest nieco rozszerzona, i wprost południowego końca wsi Okradzionów grube masy piasków warstwowanych sięgają 313 *m*. Dalej ku południowi rzeka płynie w znanej z piękności wąskiej dolinie, której szerokość na dnie waha się około 300—400 *m*. Na południe od Okradzionowa prawie do Chwaliboskiego rzeka przypiera do wschodniego zbocza doliny, odsłaniając tu dolomity tryasowe, z których składają się stare brzegi doliny; skutkiem tego na wschodnim zboczu doliny nie zachowały się prawie wcale piaski warstwowane; odnajdujemy je natomiast na zachodnim brzegu, gdzie wznoszą się one do 310 *m*, stanowiąc wysoki taras, wznoszący się do 25 *m* po nad obecnym, alluwialnym dnem doliny.

Poczynając od Chwaliboskiego dolina Białej Przemszy, do której wpadają dwie doliny boczne, rozszerza się, i szczątki tarasu i piasków warstwowanych zachowały się po obu jej stronach. Na wschodnim brzegu o 500 *m* na południe od Chwaliboskiego znajdujemy resztki tarasu piaszczystego, przylegające do dolomitu tryasowego i wznoszące się mniej więcej do 305 *m*; po stronie przeciwnej także piaski stanowią taras do wysokości 306 *m*, lecz ciągną się one coraz cieńszą warstwą ku zachodowi, wyścielając dno wąwozu, wrytego w dolomicie, i sięgają w tylnym jego końcu do 336 *m*; w piasku tym wody współczesne wryły sobie wąz na 1 *km* długi, a 3—4 *m* głęboki.

Wprost druciarni na wschodnim zboczu doliny znajdujemy te same piaski warstwowane, wznoszące się do 302 *m*, gdy poziom rzeki tu stanowi 277 *m*. Takież taras piaszczysty i na tym samym poziomie stanowi zachodnie zbocze doliny, górujące nad placem straży ogniowej w Sławkowie aż do samej szosy. Na szczycie tarasu piaski występują tylko wąskim pasem, i są zaraz zastąpione przez dolomit, i tylko w lasku miejskim sławkowskim piaski wchodzą w głąb wyżyny, nie przekraczając wszakże pozi-

mu 302 — 304 *m*; widocznie zapełniają tu one jakieś wgłębienie terenu. W licznych drobnych dołach w lasku miejskim odsłonięte są równoziarniste żółtawe czyste piaski kwarcowe, drobno warstwowane.

Poniżej Sławkowa wązka dolina Białej Przemszy otwiera się do szerokiej doliny, po której płynie Sztoła i dolny bieg Białej Przemszy, i w której również szeroko są rozpostarte masy piasków. Dolina ta zaczyna się bezpośrednio u stóp kuesty jurajskiej koło Olkusza, której punkty najwyższe sięgają 450 *m* n. p. m.; od północy ogranicza ją szereg wyniosłości z wapienia muszlowego, od południa zaś wyniosłości tryasowe, ciągnące się od Niesułowic do Pszenia i dochodzące do 405 *m* koło Podlesia. Koło Pszenia dolina się rozszerza, przekracza granicę państwa i opiera się dopiero o podnóża tryasowych wzgórz Ciężkowickich. Cała prawie ta ogromna przestrzeń pokryta jest przez masy piasków, zwłaszcza grube i sięgające wysokich poziomów we wschodniej górnej części doliny.

Wspominaliśmy już o tem, że Baba koło Olkusza wypływa z terytorium jurajskiego wązką doliną na 60 *m* głęboką, prostopadłą do krawędzi kuesty. Dolina ta jest całkowicie zapiaszczona i otwiera się bezpośrednio na rozległe terytorium piaszczyste, położone na południe od Olkusza, zwane pustynią Starczynowską. Rzeka Baba zaczyna ginąć w tych piaskach jeszcze powyżej Olkusza, na poziomie około 350 *m*, i mniej więcej do tego poziomu wznoszą się piaski wszędzie u podnóża kuesty. Powierzchnia pustyni Starczynowskiej jest nieco odmienna od powierzchni pustyni Błędowskiej i nosi raczej charakter pustyni kamienistej. Piasek tu osadzony zawierał widocznie bardzo liczne odłamki krzemieni, kawałki limonitu, wapienia i rzadsze otoczaki kwarcowe lub ze skał krystalicznych. Piasek z pustyni jest wywiewany i zatrzymuje się na jej peryferyi na obszarach zadrzewionych, skąd wiatr go z powrotem wywiać nie może, grubsze zaś kawałki pozostają, pokrywając powierzchnię pustyni. W okolicach Olkusza i ku południowemu zachodowi aż do górnego biegu Sztoły, piaski dochodzą do poziomu 350 *m*, ku północy zaś łączą się bezpośrednio z piaskami, zajmującymi depresję między Bolesławiem a Olkuszem towarzyszącą krawędzi jury, nie przekraczając tu jednak 310 *m* koło Starczynowa.

Tutaj koło Starczynowa dolina piaszczysta ulega pewnej

zmianie: jest ona cała prawie pokryta lasami, a rzeka Baba wynurza się ponownie na powierzchnię, aby niebawem wpaść do Sztoły, która spływa z wyżyn tryasowych. Powierzchnia piasków obniża się statecznie ku zachodowi a przecina ją wzdłuż rzeka Sztoła, płynąca w głębokiej a wąskiej dolinie, zupełnie analogicznej do doliny Centuryi. Sztoła zaczyna się wśród piasków źródłiskiem, tryskającym w zagłębieniu mierzącym do 25 m, i ztąd płynie wązkim stromościennem łożyskiem, wrytem wyłącznie tylko w żółtawych piaskach drobnowarstwowych. Łożysko to jest tak wąskie, iż brak wzdłuż górnej Sztoły zupełnie tarasu alluwialnego, zalewanego, a meandry rzeki podmywają bezpośrednio wysokie, osypujące się brzegi doliny. Miejscami tylko zachowały się znikome ślady starego tarasu, wznoszącego się na trzy metry nad poziomem rzeki. Dopiero poniżej Starczynowa dolina Sztoły nieco się rozszerza, a za to zmniejsza się jej głębokość, nie przenosząc 15 m.

Piękne odsłonięcie piasków pokrywających równinę Sztoły znajdujemy koło stacyi Bukowno. Prawie od Przymiarków Bukowieńskich na południe od drogi żelaznej znajduje się wykop, mierzący do 1,5 km długości, a do 10 m głębokości; widać w nim czyste piaski żółtawe uwarstwione bardzo cienko i zupełnie poziomo, pokryte cienką warstwą gleby leśnej. Na powierzchni gleby rozsiadły się liczne wydmy, również przecięte wykopem, utrwalone przez las, i ponownie pokryte cienką warstwą gleby. Wysokość tych wydm, nawianych na starą powierzchnię piasków warstwowych waha się od 20 cm do 2—3 m, a przekątne ich uwarstwienie pięknie odbija od poziomych warstewek leżących w spągu piasków fluwiogłacyalnych.

Na tę równinę z wylomu Okradzionowskiego wypływa Biała Przemsza i piaski jej doliny zlewają się bezpośrednio z piaskami rozpostartymi nad Sztołą. Biała Przemsza płynie inaczej niż Sztoła, mianowicie meandruje swobodnie po szerokim dnie zabagnionej doliny.

Ku południowi wysuwa się wyższy pas skał tryasowych, nadciętych koło Kozła wykopem kolejowym o którym już powyżej była mowa, i łączy się z Dębową Górą, gdzie z pod cienkiej warstwy piasku wynurzają się takie same utwory, jak koło Strzemieszyc, t. zw. zazwyczaj „tufy porfirowe“, a właściwie pod

piaskiem odsłaniają się niezliczone prostokątne odłamki skały podobnej do t. zw. jaspisu porcelanowego pochodzenia kontaktowo metamorficznego. Na tym grzbiecie piasku jest cienko, za to na jego zboczach osiadły liczne i duże wydmy.

Jak wykazują wiercenia, dość obfite zwłaszcza w zachodniej części terenu, gdzie pod piaskami leżą utwory karbońskie, na całym terytorium powyższym piaski są osadzone w bardzo nierównomiernej grubości; warstwa ich jest cienka na krawędziach równiny, grubieje zaś ku środkowi i osiąga tu nawet bardzo znaczną miąższość. Linia największej grubości piasku przypada nieco na południe od Sztoły, omija od południa koniec garbu Dębowej Góry, a dalej ku zachodowi idzie mniej więcej za biegiem Białej Przemszy.

Oto główniejsze wiercenia stwierdzające powyższe rozmieszczenie piasków ¹⁾.

Najdalej na wschód jest wysunięte wiercenie koło wsi Podlesia, o 500 *m* tylko odległe od granicy państwa, leżące na poziomie 336 *m*. Piaski osiągają tu 27 *m* grubości, pod nimi 3 *m* gliny (kajper²⁾), zalegającej już na dolomicie tryasowym.

O 1,5 *km* ku południowemu wschodowi, o 400 *m* od granicy austriackiej znajduje się drugi otwór świdrowy na poziomie 332 *m*, gdzie piasek sięga 39 *m* grubości; 6 *m* piasku ze żwirem kwarcowym (równie dobrze może być dyluwium jak piaskowiec pstry), oddziela tą masę piasku od leżących w spągu czerwonych ilów piaskowca pstrego.

Na północ od tego punktu, o 1,5 *km* od granicy austriackiej, a o 600 — 700 *m* na wschód od Boru Biskupiego na poziomie 323 *m* otwór świdrowy przebił następujące pokłady: piasku 21 *m*, gliny szarej 7 *m*, piasku 8 *m*, piasku ze żwirem 8 *m*, i znowu czystego piasku 16,5 *m*. Poniżej zaczynają się łupki karbońskie, a więc ogólna grubość dyluwium wynosi 61,5 *m*.

W otworze świdrowym na północ od Boru Biskupiego, na poziomie około 320 *m*, piaskowiec pstry zalega pod 5 *m* piasku.

¹⁾ Większość wierceń powyższych podana jest w całości u Cz a r n o c k i e g o: „Budowa geologiczna utworów węglowych w Zagłębiu Dąbrowskim“. Przegl. Gór. Hufn. 1908—1909. Przytaczam tu z nich tylko utwory dyluwialne.

Wszystkie wiercenia powyższe są wykonane albo na samym garbie ze skał starszych, ciągnącym się od Niesułowic do Pszenia i Boru Biskupiego, albo na jego południowym zboczu. Piaski prawie wyrównały tu poźłobioną powierzchnię skał starszych, i zwłaszcza to wiercenie, które przebiło 61,5 *m* dyluwium przypadło na starą dolinę, w której skały starsze dochodzą do poziomu tylko 261,5 *m*, górując jednak jeszcze, jak to zobaczymy, nad predyluwialnym dnem doliny Sztoły.

Dalsze wiercenia wkraczają już na równinę piaszczystą. Znajdujemy tu grupę otworów świdrowych, wykonanych w lesie o 4 *km* na zachód od Boru Biskupiego, a o 1600 *m* od granicy austriackiej. W otworach tych na karbonie zalegają utwory dyluwialne, a mianowicie:

W otworze najbardziej wysuniętym na południe przewiercono nad karbonem: piasków 27 *m*, piasku ze żwirem 3 *m*, piasku 21 *m*, piasku ze żwirem 6 *m*, razem 57 *m* piasków dyluwialnych.

O 250 *m* ku północnemu zachodowi leży drugi otwór, gdzie nad karbonem przebito 50 *m* piasku czystego i 6 *m* piasku ze żwirem, wreszcie jeszcze o 300 *m* na północ przewiercono 53 *m* piasku czystego i 6 *m* piasku ze żwirem.

Wszystkie te otwory leżą na poziomie około 283 *m*, a więc górna krawędź skał starszych leży tu około 225 *m*.

Dalej ku zachodowi, gdzie granicę państwa stanowi Biała Przemsza, posiadamy otwory świdrowe i szybiki na północnym jej brzegu, na zachód od Burek Sławkowskich, w pobliżu kopalń Herman i Telmut. Tu daje się odczuwać wpływ garbu Dębowej Góry i grubość piasku jest zgoła nieznaczna. W otworze świdrowym między kopalniami Herman i Telmut na karbonie zalega tylko 3 *m* piasku, koło kopalni Telmut — tylko gliny nieznanego wieku, a w szybikach poszukiwawczych wszędzie spotyka się karbon pod paru metrami piasku. Tutaj przeto dolina predyluwialna odchyła się ku południowi i wielkie masy piasku o znacznej grubości występować muszą już na południe od granicy. Dopiero dalej ku zachodowi w obrębie pola kopalni Kazimierz mamy liczne szyby i wiercenia, stwierdzające silne obniżenie się dolnej krawędzi piasków dyluwialnych ku środkowi obecnej równiny.

Na północy koło Strzemieszyc utwory karbońskie, eksploa-

lowane w drobnych cegielniach pokryte są tylko przez cienką warstwę piasku i dochodzą do 277 *m* nad poziomem morza. Szyb Kazimierz IV, wybity o 4,2 *km* na północ od Białej Przemyskiej na poziomie 268 *m* napotkał karbon pod 0,5 *m* piasku podesłanego przez 2,5 *m* gliny, prawdopodobnie powstałej ze zwietrzenia łupków karbońskich. W szybie Kazimierz III, położonym o 1,3 *km* na południe od poprzedniego na poziomie 265 *m* utwory dyluwialne są nieco grubsze; przebito tu mianowicie: piasku szarego 1 *m*, gliny żółtej 6 *m*, gliny szarej 2,5 *m*, piasku 0,2 *m*, szarej gliny piaszczystej 3,3 *m*, gliny żółtej 1 *m*, razem 17,5 *m*, o ile zaliczymy wszystkie gliny do dyluwium. Zwążywszy, że gliny te gładów nie zawierają, przeto zaliczenie to jest wątpliwe, i być może, że większość glin stanowi tylko produkt wietrzenia utworów karbońskich.

Dalej na południe, tuż nad Białą Przemyską, przy budynku wodociągowym stacji Granica dróg żelaznych Nadwiślańskich, na poziomie 264 *m*, otwór świdrowy ¹⁾ przebił 13,1 *m* piasku średniej grubości, 3,75 *m* żwiru grubego, 26 *m* piasku drobnego, 4,25 *m* żwiru grubego, 2,5 *m* piasku drobnego, 1,3 *m* żwiru bardzo grubego z dużymi otoczkami; utwory karbońskie napotkano dopiero na głębokości 50,8 *m*, a więc na poziomie 213,2 *m*.

Zupełnie analogiczne rezultaty daje szereg wierceń, wykonanych między rzeką Płuczka a granicą austriacką na południe od Porąbki; wszystkie te wiercenia leżą na równinie na poziomie około 255 *m*. Koło Porąbki tu i owdzie z pod cienkiej warstwy piasku wyłaniają się gliny karbońskie, eksploatowane dla kilku drobnych cegielni. O kilkaset metrów na południe od Porąbki, a o 1,5 *km* od granicy leży pierwszy otwór świdrowy, który dotarł do karbonu na głębokości 15,7 *m*, przebiwszy: piasku białego 3 *m*, piasku żółtego 4 *m*, piasku szarego 4 *m*, piasku ze żwirem również 4 *m*, wreszcie 0,7 *m* gliny (?).

O 450 *m* ku północnemu wschodowi od tego otworu świdrowego karbon spotkano na głębokości 17,98 *m* przebiwszy następujące warstwy: piasku białego 0,96 *m*, piasku ze żwirem 13,16 *m*, gliny 0,3 *m*, i znowu piasku ze żwirem 3,56 *m*.

Otwór świdrowy, położony o 200 *m* na południe od poprze-

¹⁾ Zakomunikowany przez p. inż. H. Wojewódzkiego.

dniego napotkał karbon na głębokości 31,87 m, pod 30,87 m piasku i 1 m glin, zapewne produktów wietrzeniowych.

Otwór świdrowy, położony o 150 m na południe od poprzedniego, napotkał karbon na głębokości 34,13 m, przebiwszy następujące warstwy: piasku 7,5 m, żwiru drobnego 3 m, żwiru grubego 2,26 m, piasku 0,35 m, gliny 0,66 m, żwiru grubego 2,3 m, piasku ze żwirem 15,76 m, gliny 1,7 m, żwiru 0,6 m.

Otwór świdrowy, położony o 200 m na zachód od poprzedniego, napotkał karbon na tej samej głębokości 34,13 m, i przebił następującą seryę dyluwialną: piasku 9 m, piasku ze żwirem 3,1 m, gliny 0,05 m, żwiru 1,48 m, piasku 0,6 m, piasku ze żwirem 1,15 m, piasku 5,22 m, piasku ze żwirem 5,5 m, gliny 2,5 m, żwiru 1,63 m.

Otwór świdrowy, położony o 400 m na zachód od poprzedniego przebił następujące utwory dyluwialne: piasku 17,57 m, gliny szarej 1,2 m, piasku 14,03 m, gliny 2,7 m, ogółem 35,4 m.

Otwór świdrowy, położony o 400 m na zachód od poprzedniego napotkał karbon na głębokości 32,4 m, pod następującymi utworami: piasku i piasku ze żwirem 27,4 m, gliny (w rejestrze wiertniczym „łupek miękki“) 4,1 m, piasku ze żwirem 0,9 m.

Większe grubości dyluwium osiąga w grupie otworów, położonych ku południowemu wschodowi, blisko granicy i bliżej Przemyśły, nieco na zachód od kordonu Klimontów.

O 800 m na wschód od tego otworu w którym dyluwium mierzy 34,13 m, osiąga ono grubość 38,34 m, a składa się nań: piasku 14,6 m, piasku ze żwirem 1,8 m, gliny szarej 1,5 m, piasku ze żwirem 3,5 m, piasku 2,6 m, piasku ze żwirem 14,34 m.

W pobliżu tego otworu, o 650 m od granicy wybito nowy szyb „Juliusz“ w którym nad karbonem leżą następujące utwory: piasku 10,26 m, żwirku drobnego 2,23 m, iłu brunatnego 1,8 m, piasku 7,16 m, piasku ze żwirkiem 6 m, piasku bardzo drobnego 1 m, iłu brunatnego 3,05 m, piasku ilastego (kurzawki) 6,1 m, ogółem 37,6 m.

O 700 m na południo-wschód od otworu poprzedniego napotkano karbon na głębokości 43,1 m, pod następującymi utworami

1) Zakomunikowane przez p. inż. H. Wojewódzkiego.

mi: piasku 11,47 *m*, żwiru 1,82 *m*, piasku ze żwirem 22,26 *m*, gliny 6,21 *m*, żwiru 1,34 *m*.

Tuż na granicy, o 1 *km* na zachód od kordonu Klimontów a o 300 *m* od otworu poprzedniego napotkano karbon na głębokości 67,35 *m* pod utworami następującymi: piasku 13,7 *m*, gliny żółtej 0,3 *m*, piasku 5,8 *m*, węgla 0,03 *m* (?), piasku 21,86 *m*, żwiru 9,06 *m*, gliny szarej 2,2 *m*, piasku ze żwirem 14,35 *m*.

Wszystkie przekroje powyższe świadczą, że podłoże piasków zajmujących obecnie równinę, po której płynie Biała Przemsza, wykazuje stateczne pochylenie ku środkowi tej równiny, gdzie skutkiem tego utwory dyluwialne osiągają grubość maksymalną, dochodząc do 67 *m*, a górna krawędź karbonu leży zaledwie o 188 *m* powyżej poziomu morza.

Wiercenia powyższe wykazują zarazem skład utworów dyluwialnych, wypełniających najgłębsze części doliny: są to naprzemianległe warstwy piasku, piasku ze żwirem i żwiru, z rzadzemi, zwykle niezbyt grubymi i lokalnymi przewarstewkami gliny ilastej szarawej lub żółtawej, nie mającej nic wspólnego z gliną zwałową.

Żwiry są złożone przeważnie z drobnych otoczków kwarcowych, z otoczków ze skał miejscowych i z dość nielicznych otoczków ze skał krystalicznych.

Dalej za biegiem Białej Przemszy piaski zajmują całe terytorium między Białą i Czarną Przemszą, brak mi tu jednak przekrojów, a podany przez Czarnockiego otwór świdrowy „Niwka A“ musi leżeć dość daleko od głównego wyźłobienia, zasypanego przez piaski dyluwialne, gdyż grubość dyluwium wynosi tu tylko 11 *m*.

Cienkie piaski, leżące na karbonie są odsłonięte w odkrywkach, z których kopalnia Niwka czerpie piasek na podsadzkę; widać tu, jak wszędzie, drobnouwarstwiony piasek żółty.

Mówiliśmy już o szerokiem rozprzestrzenieniu piasków w dolinie górnego biegu Czarnej Przemszy. Pod Siewierzem Czarna Przemsza zmienia kierunek swego biegu w dwu prostokątnych załamach i płynie z północy na południe w poprzek przez pas dolomitów i wapieni tryasowych; dolina jej oczywiście jest tu znacznie węższa, od Kuźnicy Świętojańskiej aż poniżej Tuliszowa mierzy od 100 do 500 *m* szerokości, a piaski starsze, wysoko nad

poziom rzeki wzniesione, nie osiagają zbyt wielkiego rozprze-strzenienia. Widać je koło Przeczyc, miejscami zachowały się ich płyty na północ od Wojkowic — wszakże wszystkie te występowania są drobne, a przekrojów dobrych nigdzie nie ma.

Poniżej Wojkowic i Wareżyna charakter doliny Czarnej Przemszy się zmienia, gdyż wychodzi ona z terytorium wapien-nego. Po obu stronach rzeki rozpościera się szeroka równina, ograniczona z północy, zachodu i południa przez wyższe teryto-ryum tryasowe, a otwarta od wschodu do doliny Białej Przemszy. Spotykamy tutaj sporo piasków dyluwialnych, sięgających dość wysokich poziomów, lecz występują one tylko na skrajach równi-ny, u podnóża wyniosłości, do których przypierają. Takie masy piasków spotykamy koło Brzękowic, gdzie spoczywają one na zboczach kuesty tryasowej, wznosząc się wyjątkowo wysoko, bo do 360 *m*; ogromne terytorium piaszczyste rozpościera się wzdłuż Malinowic, Starej Wsi ku wzgórzom Sarnowskiem, sięgając 310 *m*.

Z temi piaskami łączą się bezpośrednio przez Psary piaski z okolic Grodzca, któreśmy powyżej opisali, i których wiek stwier-dzić było można dokładnie.

Na wschodniej krawędzi doliny Czarnej Przemszy olbrzymi obszar piaszczysty ciągnie się od Gołonoga w stronę Strzemieszyc, Kazdemby i Starosiedla, zajmując całe terytorium lasów rzado-wych i sięgając poziomów od 295 do 315 *m*; łączą się z nim piaski wypełniające dolinę Trzebyczki również do 315 *m* mniej więcej. Niższe poziomy w środkowej części doliny są już zajęte przez młodsze tarasy Czarnej Przemszy, także oczywiście złożone z pia-sku, a do których na innem miejscu powrócimy.

Koło Będzina Czarna Przemsza ponownie wpływa w teryto-ryum wapienia muszlowego, dolina jej się zżęza do 1 — 1,5 *km* i cała prawie jest zajęta przez młodsze tarasy rzeki. Tylko koło Małobądzi zachował się na zachodniem zboczach doliny płat cienko-warstwowych żółtych piasków, sięgający 282 *m*, gdy poziom rzeki mierzy tu 250 *m*. I tu, jak nad Białą Przemszą stare piaski nie tylko stanowią taras na 30 *m* z górą wznoszący się nad obecnem dnem doliny, lecz wypełniają zarazem samą do-linę bardzo grubą warstwą: w otworze świdrowym, wykonanym w dolinie Czarnej Przemszy na wprost Małobądzi, znaleziono na-

stępujący przekrój ¹⁾: gliny 0,5 m, piasku 10,9 m, gliny szarej 2 m, piasku ilastego 12,16 m, piasku grubo i drobnoziarnistego 14,61 m, gliny szarej 7,9 m, i dopiero na głębokości 48,07 m od powierzchni napotkano piaskowiec pstry. W tym wierceniu piaszczyste lub ilaste utwory dyluwalne schodzą do 200 prawie metrów nad poziomem morza, a grubość ich pierwotna, od szczytu tarasu do podłoża ze skał starszych pośrodku doliny, przekraczała 80 m.

Od Wygwizdowa poczynając dolina Czarnej Przemszy rozszerza się znacznie, i zlewa się z dolinami Białej Przemszy i Brynicy; piasków warstwowanych, sięgających wysokich poziomów nie znajdujemy tu już nigdzie.

Przechodzimy do trzeciego systemu dolinnego dorzecza Przemszy — do Brynicy. Wiemy już, że w górnym swym biegu korzysta ona, wraz z Małapaną z zachodniego odcinka doliny piaszczystej, z której części wschodniej korzysta Czarna Przemsza. Brynica płynie tu w płytkim, słabo zaznaczonym korycie, skręca koło Zendka ku południowi i koło wsi Brynicy przerzyna się przez pasemko, ciągnące się od Ożarowic do Żychlina, opuszczając olbrzymią piaszczystą dolinę, z której korzystała uprzednio. Dolina Brynicy jest i tu szeroka, zajęta przez młodsze tarasy i alluvia, a szczątkowe płyty starych piasków znajdują się tylko wysoko, jak koło Tompkowic lub Osy, na poziomie 300 do 310 m, o 30 do 40 m nad obecnym dnem doliny.

Na południe od wyżyn tryasowych Sączowa i Siemoni rozściiera się aż do pagórków Bobrownickich szeroka równina, zajęta przez piaski, z których wystają skały starsze w pagórkach Czabanów, Dobieszowic i Wymysłowa, lecz jest to ciągle jeszcze dolina Brynicy, a większe masy piasków warstwowanych w ich pierwotnej wysokości znajdujemy w górnych odcinkach dolin, a miejscami i wzdłuż dopływów Brynicy. Największe terytorium piaszczyste znajdujemy w górnym biegu Jaworznika, wpadającego do Brynicy pod Życheicami. Na północ od Góry Siewierskiej, ku Toporowicom i Siemoni ciągnie się depresja wzdłuż grzbietu wapienia muszlowego z zachodu na wschód, równolegle

¹⁾ Czarnocki l. c.

do krawędzi kuesty tryasowej. Depresja ta cała wraz z rozgałęzieniami jest zajęta przez piachy, przeważnie niepokryte roślinnością, a więc lotne, dochodzące do 340 m, lecz już bardzo cienkie na skrajach swego zasięgu. Główna wszakże masa piasków zaczyna się od poziomu 330 m, stanowiąc rozległą równinę, w której mały potok, Jaworznik, spływający od wschodniego końca wsi Pomłynie Simeońskie wyłobił sobie łożysko o stromych ścianach, na 10 do 15 m głębokie, lecz wąskie. W zboczach doliny Jaworznika widać dobrze przekroje piasku drobnowarstwowanego. Powoli ku południowi w dół rzeki poziom piasków się obniża i dolina rzeczki staje się coraz płytsza.

Ponownie odnajdujemy piaski warstwowane koło Żychcie, gdzie Jaworznik w wąskiej dolinie przerzyna się przez pasmo wapienia muszlowego. Tu piaski sięgają poziomu 300 m na zachodnim zboczu wyżyny wapienia muszlowego, wznosząc się do 30 m nad dnem doliny.

Mówiliśmy już o występowaniu piasków dyluwialnych w dolinie strugi Bolerauskiej, gdzie wyszczelniają one wschodnie zbocze doliny i łączą się z piaskami Grodzieckimi, podścielającymi morenę denną.

Poniżej wzdłuż Brynicy odnajdujemy piaski dyluwialne dookoła kopalni „Saturn“, a większe ich pole — na wschód od Milowic, gdzie nad brzegami Brynicy odsłonięte są masy piasku warstwowanego, eksploatowanego na podsadzkę do tej kopalni, a sięgającego aż do opisanej poprzednio wychodni moreny dennej na poziomie 268 m. I dalej na północy piaski te są rozpostarte, odsłaniając się na znacznej przestrzeni na wschód od kopalni „Czeładź“, gdzie sięgają one 280 m.

*

**

*

Z opisu powyższego występowania piasków warstwowanych wynika, że wypełniają one wszystkie zagłębienia dorzecza Przemszy, sięgając dość wysokich poziomów. Nie wszędzie wszakże zachowały się one w pierwotnym rozprzestrzenieniu, a przede wszystkim, w pierwotnej grubości, gdyż są one bardzo znacznie zniszczone przez denudację późniejszą. Piaski warstwowane zachowały się najlepiej, sięgając do pierwotnej wysokości przeważnie w szerokich dolinach, z których obecnie korzystają w górnej

części biegu Czarna Przemsza, Centurya, Sztoła. Tu wszędzie współczesne doliny rzek są względnie wąskie w stosunku do rozmiarów starych dolin, wypełnionych piaskami, i bardzo znaczne przestrzenie pierwotnej powierzchni piasków zostały zachowane, stanowiąc najwyższy taras dolin rzecznych. To samo widzimy w małych bocznych dolinkach, jak Trzebyczki, Jaworznika lub strugi Bolerauskiej, które skutkiem swej małej siły erozyjnej dotychczas niewiele tylko piasku uprzętnąć zdołały. Natomiast wzdłuż środkowego i dolnego biegu większych rzek zostały zaledwie tu lub owdzie ślady piasków dyluwialnych w pierwotnej wysokości przylegających do starych zboczy doliny, jak koło Małobądzi lub Grodzca nad doliną Czarnej Przemszy.

Pozatem te rzeki, już teraz potężniejsze, zdołały wynieść olbrzymie masy materiału skalnego i wytworzyły sobie bardzo szerokie doliny, na których o niszczącej działalności rzek świadczy szereg tarasów alluwialnych, o których szczegółowiej jeszcze pomówimy.

Ale, jak wykazują wiercenia w pobliżu Czarnej i Białej Przemszy, właściwie dotychczas została usunięta tylko drobna część piasków, gdyż jeszcze sięgają tu one 50 m grubości.

Co do wieku tych piasków niema żadnych wątpliwości: są one z pewnością dyluwialne, bliższego rozpatrzenia wymaga tylko kwestya, czy są to przedlodowcowe „Vorschüttungssande“, nasypane przez wody spływające z pod nasuwającego się lodowca, czy też zawdzięczają one swe pochodzenie wodom cofającego się lodowca, czy też może w skład ich wchodzi elementy zarówno z okresu nasuwania się, jak i cofania się zlodowacenia.

W paru zaledwie miejscach zachowała się morena denna, pozwalająca odnieść leżące pod nią piaski warstwowane do czasu nasuwania się lodu lądowego; stwierdziliśmy to w okolicach Grodzca, nad Czarną Przemszą powyżej Siewierza. Gdzieindziej atoli powierzchni piasków nie pokrywają obecnie ślady moreny dennej; zamieniła się ona w piaski lotne lub jest pokryta starami wydymami. Jednakże istnieją pewne wskazówki, które skłaniają mnie do odniesienia piasków warstwowanych w zasadniczej ich masie do okresu, poprzedzającego zlodowacenie zajętego przez nie terenu.

Przedewszystkiem ciągłość utworów piaszczystych wykazuje

bezpośredni związek między utworami niewątpliwie podmorenowymi, gdyż pokrytymi przez morenę, a piaskami, obecnie nie posiadającymi powłoki morenowej. Piaski te łączą się ze sobą bezpośrednio, stanowią jedną całość, wznoszą się do tych samych poziomów, a małe rozprzestrzenienie utworów morenowych na powierzchni piasków przypisać należy bardzo znacznemu ich zniszczeniu. Widzieliśmy zresztą, że morena denna przybiera tu powszechnie postać piaszczystą, z drobnymi przeważnie gładzikami i ze żwirem, że została całkowicie odwapniona, a nawet gliniastych cząstek jest w niej niewiele. Może tedy i więcej jest śladów moreny w piaskach, lecz zachować się one mogły tylko w postaci poszczególnych gładzików; takie samo zjawisko zaszło i na wyżynach, niepokrytych przez piasek, gdzie o dawniejszym zasięgu moreny dennej świadczą tylko głązy, tkwiące w glebie piaszczystej.

Następnie w żadnym z istniejących odsłoneń piasków, ani w żadnym z wierceń, które je przebiły w znaczniejszej grubości, nie pojawia się morena denna, któraby dzieliła piaski na przed i po morenowe. Gliny, napotkane wśród piasku w wielu otworach świdrowych i nie stanowiące stałego poziomu, są to gliny ilaste, żółte lub szare, często wyraźnie uwarstwione, bez gładzów. Jest to niewątpliwie osad wodny, tak samo jak piasek i żwir, wśród którego on zalega. Jeżeli więc w dorzeczu Przemszy spotykamy morenę denną, to zawsze tylko nad całą seryą piasków warstwowych, i to w małych tylko płatach. Daleko idące zaś zniszczenie moreny dennej przypisać należy tej okoliczności, że podległa ona nietylko erozyi wodnej, lecz w znacznym bardzo stopniu deflacyi, do czego poniżej powrócę.

Uderzającym jest atoli, że żadnych pewnych śladów piasków fluwioglacyalnych ustępującego lodowca nie znalazłem, zapewne przeto nie były one nigdy zbyt silnie rozwinięte i występowały widocznie tylko w nieznacznym ilościach.

Ta zadziwiająca dysproporcya między ilością piasków fluwioglacyalnych, osadzonych przez wody nasuwającego się lodowca, a znikomą ilością piasków z okresu jego cofania się, staje się łatwo zrozumiałą, gdy weźmiemy pod rozwagę specjalne warunki nasuwania się lodu, jakie panowały w dorzeczu Przemszy.

Nasuwający się od północy lód lądowy oczywiście, wkracza-

jąc na coraz to wyższe terytorya wyżyn Środkowo-Polskich, nieposuwał się równomiernie, lecz szybkość jego nasuwania się zależną była od warunków lokalnych, tym znaczniejsza, im mniejszy spadek był do przewyciężenia. Tam, gdzie na drodze jego stawały znaczniejsze wyniosłości, czoło lodowca posuwało się bardzo powoli ku południowi, w miarę, jak powiększała się jego grubość i ogólna masa. Szereg wyżyn Środkowo-Polskich stanowił tedy dla północnego lodu lądowego coś w rodzaju pasma brzeźnego Grenlandyi Zachodniej, i początkowo tylko poszczególne jezory lodowcowe przekraczały ten pas, korzystając z niższych jego części, i przelewały się do niżu Podkarpackiego. Główną drogą, z której najwcześniej mógł skorzystać lodowiec, była rozległa depresya między Górami Świętokrzyskimi, a wyżyną Lubelską, z której korzystała Prawisła, a której poziom waha się około 200 m.

Jednocześnie drugi jezor lodowcowy wysuwał się ku południowi przez dolinę Odry; mógł on wcześniej, niż gdziekolwiek bądź, dotrzeć do podnóża Karpat i być może również przelewał się do niżu Podkarpackiego przez dział wodny między Odrą a Wisłą, na poziomie około 280 m. Natomiast szereg wyżyn, leżących między depresją Nadwiślańską a doliną Odry stanowił poważną przeszkodę dla ruchu lodu na południe. Lód wdzierał się powoli na stok północny tych wyżyn, tamując przed sobą naturalny odpływ wód ku północy; wody te, obciążone materiałem fluwioglacyalnym, przelewały się przez niższe przełęcze ku południowi i spływały, korzystając z dolin istniejących uprzednio. A że poziom erozyjny dla wód niżu Podkarpackiego był znacznie podniesiony skutkiem zamknięcia dla nich doliny Wisły i skierowania ich do doliny Dniestru, czy też do Bramy Morawskiej (o ile na to pozwalał lodowiec doliny Odry), przeto na zbocz południowym wyżyny Środkowo-Polskiej ustała erozyja, a zaczął się okres intensywnej sedymentacyi, prowadzący do zamulenia dolin olbrzymią masą piasków fluwioglacyalnych, mierzącą do 80 m, jakieśmy to powyżej stwierdzili.

” Zjawisko to widzimy w dolinach dorzecza Przemszy, powtarza się ono analogicznie w dolinach Gór Świętokrzyskich ¹⁾. choć

¹⁾ Pewne wskazówki w tym względzie zawiera moje „Sprawozdanie z badań geologicznych wzdłuż drogi żel. Herby-Kielce“. Sprawozd. Tow. Nauk. Warsz 1912.

w mniejszym stopniu, gdyż tamte doliny nie są zamknięte od północy tak wysokim progiem, jaki posiada dorzecze Przemszy w okolicach Zawiercia.

Wreszcie czoło lodowca, stagnującego u północnego podnóża wyżyny Środkowo-Polskiej nabrzmiewa o tyle, że wkracza on w dolinne przełęcze, a więc w dorzecze Przemszy wysuwa się jezor lodowcowy przez niższe okolice Zawiercia. Jezor taki musiał nosić początkowo charakter brzegowych lodowców grenlandzkich; spływał on ku południowi preformowanymi dolinami po podłożu z piasków fluwiogłacyalnych, spływał za spadkiem ku niżowi Podkarpackiemu, a więc zapewne w postaci niezbyt grubego lodowca dolinowego o szybkim stosunkowo ruchu. Ślizgał się on łatwo po podłożu z nasycionych wodą piasków fluwiogłacyalnych, zabierał z nich częściowo materiał piaszczysty, ale wywierał na nie słabe działanie mechaniczne, o czym świadczy ich nie zaburzone zaleganie. Przeważnie pod cienką warstwą moreny dennej piaski są uwarstwione zupełnie poziomo; tam tylko, gdzie z pod piasków (jak koło Grodzca) wynurzały się na drodze lodowca skały starsze, twarde i nieustępliwe, tam spotykamy warstwy pogniecione i pofałdowane.

Morena denna spływającego szybko jezora lodowcowego przybrała charakter wybitnie piaszczysty, stając się moreną lokalną na podłożu piaszczystym, a osadziła się jej warstwa bardzo niegruba, gdyż wobec szybkiego ruchu lodu akumulacja lodowcowa musiała tu być bardzo słaba. Ta mała grubość moreny staje się jeszcze bardziej uderzającą, gdy porównujemy północne zbocze wyżyny Środkowo-Polskiej, na które powoli wdzierała się masa lodu lądowego, z trudem przewyciężając spadek. Tam działalność akumulacyjna lodowca była bardzo intensywna i utwory morenowe osiągają ogromną grubość. Poszczególne jezory lodowcowe spływały szybko za spadkiem do niżu Podkarpackiego, a tu wobec braku spadku ruch ich zostawał wstrzymany, lód rozlewał się szeroko, poszczególne lodowce zlewały się ze sobą i między szeregami wyniosłości Środkowo-Polskich a podnóżem Karpat powstawał nowy, wtórny płat lodu lądowego typu lodowców „Piedmont“. W miarę jak nabrzmiewał galicyjski lodowiec podgórski, zwalniał się ruch jezorów spływających przez doliny wyżyny

Środkowo-Polskiej, powiększała się ich grubość, wreszcie lód, obecnie już prawie nieruchomy, wykroczył z dolin i zajął same wyżyny i płaskowzgórza. W tym czasie cała wyżyna Środkowo-Polska była oczywiście pokryta przez powłokę lodową, lecz na wyżynach lodu było cienko, a ruch jego był bardzo słaby, gdyż główne masy lodu dopływałydo niżu Podkarpackiego przez depresję Nadwiślańską i przez poszczególne doliny rzeczne.

Powyższy mechanizm nasuwania się lodu lądowego wyjaśnia sprzeczności, jakie spotykamy w literaturze ostatnich czasów, tycającej się zlodowacenia Gór Świętokrzyskich. Łoziński ¹⁾, a po nim Sobolew ²⁾ znaleźli w Górach Świętokrzyskich utwory lodowcowe tylko na zboczach, do wysokości 310 ± 20 m. Do tej wysokości zbocza są zaokrąglone, powyżej zaś formy są ostre, nosząc ślady wietrzenia peryglacyalnego. Sobolew l. c. konsekwentnie przypuszcza że wyżyna dokoła Ojcowa, leżąca powyżej 400 m musiała być wolna od lodu i stanowiła nunatak, jak i szczyty pasm Łysogórskich. Tymczasem na wyżynie jurajskiej znajdują ³⁾ się głazy i sięgają aż do 470 m, a Miklaszewski ⁴⁾ znalazł głaziki na Bielniku koło Świętego Krzyża pod loessem, na poziomie około 600 m. Fakty powyższe godzą się doskonale, gdy uwzględnimy opisane powyżej właściwości nasuwania się lodu. Do oznaczonych przez Łozińskiego i Sobolewa wysokości sięgały jezory lodowcowe, spływające przez doliny wyżyny Środkowo-Polskiej aż do niżu Podkarpackiego. Tu koncentrowały się egzaracya i osady lodowcowe. Gdy niż został zapełniony przez masy lodowcowe nabrzmiące lodowce pokrywały masą lodu nawet najwyższe szczyty, lecz ta powłoka cienka i prawie nieruchoma mała tylko wywierała działanie

¹⁾ Łoziński W. Der diluwiale Nunatak des polnischen Mittelgebirges. Zeitschr. d. deutsch. Geol. Gesell. Bd. 61, Monatsber. 11, 1909.

²⁾ Sobolew D. Zamietki o diluwii kielecko-sandomirskaho krjaża. Izw. Warsz. Polit. Institut. 1911, Wyp. I.

³⁾ Koroniewicz P. Jurskija otłożenija Krakowskaho okruga. Izw. Warsz. Politechn. Institut. 1912.

⁴⁾ Miklaszewski Sł. Ślady lodowca na górze Sto-Krzyskiej. Spraw. Tow. Nauk. Warsz. 1911.

i zostawiała po sobie zaledwie znikome ślady, najpierwej pozatem ulegające zniszczeniu skutkiem wysokiego swego położenia.

Najwyższy ten stan trwał zresztą, jak się zdaje, względnie krótko i niebawem zaczął zmniejszać się dowóz materiału lodowego i zaczęło się cofanie się lodowca, które również musiało na ziemiach Polskich przybrać charakter swoisty skutkiem szczególnego ukształtowania powierzchni. Nie należy mianowicie wyobrażać sobie cofania się lodu lądowego od podnóża Karpat jako stopniowego cofania się czoła lodowca od granicy krańcowej jego zasięgu. Istnienie wyżyny Środkowo-Polskiej musiało się i tu odbić. Mianowicie zmniejszenie się dowozu lodu wywołało przede wszystkim zmniejszenie się jego grubości na pasmie wyniosłości Środkowo-Polskich, szczyty ich, a potem płaskowzgórza pojawiły się niebawem nad powierzchnią lodu jako nunataki; tylko w dolinach pozostały dłużej zindywidualizowane lodowce, lecz płynące powolnie, gdyż niż Podkarpacki jest jeszcze zapełniony przez masy stagnującego lodu. Wogóle przy topnieniu powtarzają się w odwrotnym kierunku zjawiska, jakie zachodzą przy nasuwaniu się lodu, tylko szybciej, jak wogóle cofanie się lodowca jest szybszem od jego narastania. A cofanie się to odbija się przede wszystkim na pasie wyżynnym, który niebawem wyłania się cały po nad powierzchnię lodu lądowego, wówczas gdy od północy lód dochodzi jeszcze do stóp wyżyny Środkowo-Polskiej, a przez depresję Wisły jeszcze dopływa do niżu Podkarpackiego, zasilając wypełniającą go olbrzymią masę lodu martwego, odciętego po za tem od lodu Europy północnej. Cofanie z wyżyny Środkowo-Polskiej odbywa się szybko, lód wycofuje się z dolin, a jak tylko czoło jego znalazło się na północ od działu wodnego dolin — a więc w dorzeczu Przemszy na północ od Zawiercia — wody fluwioglacyalne znajdują sobie inny odpływ, mianowicie ku zachodowi, i nie korzystają z dolin dorzecza Przemszy, w których skutkiem tego twory fluwioglacyalne z okresu cofania się lodowca nie rozwijają się intensywnie, i morena denna nie jest przez nie przykryta.

Tam, gdzie działły wodne leżą niżej, lodowiec nie cofa się tak szybko, tam mogą nagromadzać się masy piasku fluwioglacyalnego z okresu cofania się lodowca. Masy piasków mogą spoczywać również na morenie na niżu Podkarpackim, piasków

zniesionych przez rzeki z południowego zbocza wyżyny Środkowo-Polskiej na powierzchnię martwego lodu, który długo jeszcze mógł zapełniać niż, będąc zasilanym przez czas dłuższy przez depresję Nadwiślańską, która leży na dość niskim poziomie. Wreszcie i ten dopływ się przerywa, i dopiero wówczas ginie ostatecznie lód, wypełniający depresję Galicyjską.

Wątpliwem mi się wydaje, aby, jak to przypuszcza Koroniewicz ¹⁾, erozya polodowcowa mogła się odznaczać zbyt wielką energią z powodu obfitości wód pochodzących z topniejącego lodowca, wody te bowiem tylko przez czas krótki mogły odpływać ku południowi i to wtedy, gdy krawędź lodowa nie cofnęła się jeszcze poza wyżyny Zawiercia; w tym zaś czasie odpływ wód z niżu Podkarpackiego mógł się odbywać tylko przez dolinę Dniestru, Bramę Morawską, lub później ewentualnie — przez dział wodny między Wisłą a Odrą — i dalej na zachód przez dolinę Głogowsko-Barucką; w każdym razie poziom erozyjny leżał wysoko i spadki wód musiały być słabe.

Zaznaczyć jeszcze muszę, że skutkiem wykazanego powyżej sposobu posuwania się lodu lądowego, skład i charakter moreny dennej muszą ulegać bardzo znacznym zmianom w różnych miejscowościach i wykazywać znaczne różnice facjalne. Normalna glina zwałowa, znana z niżu północno-europejskiego występować może tylko na północnym zboczu wyżyny Środkowo-Polskiej, i wysuwać się dalej na południe tylko w dolinie Odry i w depresji Nadwiślańskiej. Typ moreny na południowym zboczu wyżyny Środkowo-Polskiej i na niżu Podkarpackim musi być odmienny. Widzimy to już w dorzeczu Przemszy, którego moreny piaszczyste i żwirkowe zawierają mało głazów północnych, więcej zaś materiału lokalnego.

Rozkład utworów dyluwialnych a zwłaszcza piasków w dorzeczu Przemszy zależny jest zupełnie od ukształtowania powierzchni tego terytorium; ślady moreny dennej znajdują się i na wyniosłościach, lecz piaski warstwowane wypełniają tylko wszystkie zagłębienia terenu do pewnej wysokości, pozostawiając wolne wszystkie wyniosłości. Po tych zagłębieniach płyną i rzeki

¹⁾ l. c. str. 14.

obecne, z trudem torując sobie drogę wśród mas naniesionego piasku.

Grubość warstwy piasku w dolinach jest zmienna, zależna od ukształtowania powierzchni starszego podłoża, i przekracza 80 m w najgłębszych miejscach wypełnionych przezeń dolin, natomiast ślady moreny spotykają się na wyniosłościach, świadcząc, że te od owego czasu nie zostały zasadniczo zmodyfikowane.

Ukształtowanie więc terytorium dorzecza Przemszy przed okresem zlodowacenia było już gotowe, i było w głównych zarysach takie same, jak obecnie, z tą tylko różnicą, że względne różnice wysokości były znacznie większe, gdyż wprawdzie wyżyny posiadały tę samą wysokość, lecz doliny były znacznie głębsze. Odtworzyć sobie możemy krajobraz przedzlodowaceniowy, usuwając wszystkie utwory lodowcowe, i widzimy wówczas, że dorzecze Przemszy jest takie same jak obecnie, te same rzeki płyną w tym samym kierunku, tylko okolica jest bardzo urozmaicona i silnie pagórkowata. Obecnie niskie i płaskie wzgórza tryasowe, rozpostarte na południe od Będzina wznosiły się wówczas prawie o 100 m nad dnem doliny Czarnej Przemszy, równie głęboko płynęła Biała Przemsza, a wyżyny Niegowonickie były oddzielone od kuesty jurajskiej głęboką doliną. Północną granicę dorzecza stanowił, jak obecnie pas wyżyn tryasowych z jądrem dewońskim, ciągnący się od Zawiercia na Śląsk, tylko spadki rzek były silniejsze. Doliny rzek były zupełnie dojrzałe w terytoriach karbońskich i kajprowych, złożonych ze skał łatwo wietrzejących, natomiast tam, gdzie powłoka wapienia muszlowego osłania karbon przed zniszczeniem, zamieniały się na głębokie jary.

Okres dyluwialny jest dla naszego terytorium okresem akumulacji. Wody, spływające z nasuwającego się lodowca nie erodują dalej, mimo swej znacznej zapewne obfitości, lecz zanoszą doliny piaskiem i to w olbrzymiej grubości. Oczywiście przyczyna tego zjawiska leży w zmianie poziomu erozyjnego. Wówczas, gdy w okresie przedlodowcowym wody te spływały zapewne ku północy przez gotową już wówczas dolinę Wisły, podczas zlodowacenia odpływ ten jest zatajony, wody spływają, czy to na południo-zachód — przez Bramę Morawską, czy na południowschód przez dział wodny między Sanem i Dniestrem, oba te wszakże punkty leżą na poziomie około 300 m n. p. m., dla rzek

tedy, spływających z północy do zapadliny Podkarpackiej nastąpiło bardzo znaczne podniesienie poziomu erozyjnego, okres pogłębiania został zastąpiony przez intensywną sedymentację.

Wyniki powyższe są zupełnie zgodne z poglądami innych badaczy¹⁾, którzy na podstawie studyów nad okolicami sąsiedniemi stwierdzają, że ukształtowanie powierzchni pochodzi zasadniczo z czasów przedlodowcowych, stoją zaś w zupełnej sprzeczności z poglądem, wyrażonym przez pp. Kuźniara i Smoleńskiego²⁾ którzy na podstawie znalezienia żwirów mieszanych, złożonych z materiału karpackiego i północnego, na Śląsku w okolicach Rybnika i Gliwic, jak również na lewym brzegu Wisły wprost ujścia Raby, przypuszczają, że w okresie „polodowcowym“ (właściwie po zlodowaceniu terenu a przed osadzeniem się loessu) konsekwentny stok musiał łączyć Karpaty na znacznej przestrzeni z ich właściwym przedgórzem, i że wobec tego niższe podkarpackie pochodzą z jeszcze późniejszego czasu“. Przytoczone przeze mnie fakty w żaden sposób nie mogą być pogodzone z poglądem powyższym. Faktem jest niezbitym, że ukształtowanie dorzecza Przemszy przed zlodowaceniem było zupełnie podobne do obecnego, gdyż doliny obecne są wypełnione przez utwory lodowcowe. Jeśli atoli jeszcze po zlodowaceniu miałby istnieć spadek konsekwentny od Karpat po przez wyżynę Środkowo-Polską ku północy, to tem bardziej doliny, które przed tem zlodowaceniem istniały, mogłyby być tylko częściami ogólnego systemu odwodnienia na północ. Tymczasem doliny przedlodowcowe dorzecza Przemszy wykazują silny spadek na południe, a dno ich dochodzi do bardzo niskich nawet poziomów.

Jak wskazywałem powyżej, pasmo wychodni skał starszych, dewonu i tryasu, ciągnie się od podnóża kuesty jurajskiej dalej na zachód, ograniczając zupełnie z północy dorzecze Przemszy. W tym pasie, nawet w najniższym jego punkcie, w okolicach Zawiercia, skały starsze nie schodzą poniżej 320—340 *m*. Od tego garbu atoli na południe dno dolin predyluwialnych wykazuje sil-

¹⁾ Łoziński, Koroniewicz l. c.

²⁾ W. Kuźniar, J. Smoleński. Zur Geschichte der Weichsel-Oder Wasserscheide. Bull. Acad. Sc. Cracovie, Février 1913.

ny spadek i w pobliżu ujścia Białej Przemszy podłoże dyluwium spada poniżej 200 *m* nad poziomem morza, oczywiście więc rzeki płynąć musiały po tych dolinach na południe. Od wschodu dorzecze Przemszy jest ograniczone przez kuestę jurajską, od zachodu przez wyraźny dział wodny między Brynicą a Odrą, którego wysokość nigdzie nie spada poniżej 270 *m*. Wprawdzie północno-zachodni skrawek obecnego dorzecza Przemszy, mianowicie zajęty obecnie przez górną Brynicę, posiadał odpływ do Pra-Odry przez dolinę Małapani, o czym gdzieindziej szczegółowiej pomówię, lecz jednak i tu dział wodny między Odrą a Czarną Przemszą wznosił się do 300 *m* w najniższym miejscu, jak świadczą wychodnie skał starszych w Piwonii i koło Siewierza, a więc i z tej strony dorzecze Przemszy przedlodowcowej było zupełnie zamknięte, wody zaś jego miały jedyny odpływ ku południowi; poziom erozyjny musiał być niższy niż obecnie, zważywszy, że dno dolin w dolnym biegu rzek leżało o 50 *m* niżej niż obecnie. Zapadlina więc Podkarpacka istniała, a płynąca po nim Pra-Wisła musiała płynąć na znacznie niższym poziomie niż obecnie. Powierzchnia piasków dyluwialnych wykazuje również spadek ku południowi, lecz znacznie słabszy niż przedlodowcowe dno dolin, gdyż grubość warstwy piasku wzrasta ku południowi.

Pogodzić fakty powyższe z poglądem pp. Kuźniara i Smoleńskiego możnaby tylko przypuszczając, że w okresie polodowcowym zaszły jakieś intensywne ruchy epeirogeniczne w dorzeczu Przemszy, któreby zmieniły pierwotny spadek jego dolin przedlodowcowych we wręcz przeciwny. Trzebaby przypuścić, że nastąpiło jakieś wypiętrzenie, którego oś stanowiłby pas wyniosłości Zawierckich, obecnie ograniczających to dorzecze od północy, lub też, że zaszło opuszczenie się dorzecza Przemszy na południe od tego garbu, i to opuszczenie się nierówne, słabe na północy, a wzmagające się ku południowi. Ponieważ dno starych dolin leży w okolicach Sosnowca o 120—130 *m* niżej niż stary dział wodny koło Zawiercia, przeto dla nadania tymże dolinom odwrotnego spadku należałoby podnieść południową część dorzecza Przemszy przynajmniej o 150 *m*, tyle więc musiałaby wynosić pierwotna deniwelacja. Ale w takim razie piaski dyluwialne musiałby być osadzone pierwotnie ze spadkiem ku północy, gdyż obecny spadek ich powierzchni jest o wiele słabszy od spadku dna dolin predyluwial-

nych; obecnie piaski te są uwarstwione poziomo, i wszystko zniewala nas do przyjęcia tego uwarstwienia za pierwotne, trudno bowiem przypuścić, aby warstwy ich mogły mieć pierwotny upad ku północy; wreszcie powiększanie się grubości piasków ku południowi jest niewytłomaczalne w dolinach nachylonych na północ. Zresztą jeden rzut oka na systemat Przemszy, złożony z dolin, zbiegających się wachlarzowato ku Sosnowcowi wskazuje, że zostały one wytworzone przez wody, płynące na południe. Poza-tem jednolita i stała wysokość kuesty jurajskiej, ograniczającej ze wschodu dorzecze Przemszy i charakter działu wodnego między Przemszą i Odrą wskazują, że żadnych ruchów polodowcowych o podobnej intensywności tu nie było. Wykażę jeszcze poniżej, że w dorzeczu Przemszy znajdujemy stare zrównania przedlodowcowe, stwierdzające swym spadkiem ku południowi, że jeszcze przed utworzeniem się dolin systemu Przemszy preglacyalnej, terytorium to było odwadniane na południe. Takie wyniesienie dorzecza Przemszy, które dałoby możliwość rzekom, które je żłobiły, spływać ku północy, wytworzyłoby na tych zrównaniach, nierównoległych do preglacyalnego dna dolin, lecz ku południowi wznoszących się coraz wyżej nad niemi, tak silny spadek ku północy, że trzeba by zakładać jakieś jeszcze starsze ruchy, któreby w tym stopniu nachyliły prastarą penepłenę — i znowuż brak jakichkolwiek dowodów, aby takie ruchy mogły kiedykolwiek się wydarzyć.

Nie wydaje mi się tedy, aby proponowane przez pp. Kuzniara i Smoleńskiego objaśnienie występowania żwirów mieszanych na północ od Wisły mogło być przyjęte. Raczej skłonny byłbym wraz z Grzybowskiem ¹⁾ przypuszczać, że jednolity spadek ku północy został wytworzony przez lodowiec który wypełniał niż Podkarpacki, a po którego powierzchni wody mogły odpływać ku północy, tym bardziej, że, jak to wyłożyłem powyżej, po cofnięciu się już lodu lądowego z wyżyny Środkowo-Polskiej, niż Podkarpacki był jeszcze przez czas pewien zajęty przez masy martwego lodu.

Dla Śląskich występowania żwiru i to przypuszczenie jest nie-

¹⁾ Grzybowski J. Przeglądowa mapa geologiczna ziem Polskich, str. 128. Warszawa 1912.

potrzebne, gdyż tu niema właściwie zapadliny Podkarpackiej, ani tektonicznej, ani orograficznej; od podnóża Karpat między Cieszynem a Ustroniem aż do Gliwic dział wodny między Wisłą a Odrą, resp. Olszą, zachowuje stateczną wysokość około 280 m, wyjąwszy doliny rzek, wgłębione w czasach polodowcowych. Brak tu obecnie spadku, któryby wystarczał do transportowania żwirów na północ, nie wiemy wszakże, jak intensywną była denudacja polodowcowa na dziale wodnym między Olszą a górną Wisłą, gdzie toczy się teraz między nimi tak zajadła walka. Być może zresztą, że gdy ustępujący lodowiec zostawił masy martwego lodu w niżu Podkarpackim, a obumierający jego jezior wypełniał dolinę Odry, wówczas wyższy pas działu wodnego między nią a Wisłą był od lodu wolny i stanowił jedyną drogę, po której ku północy spływały wody karpackie, aby dalej jeszcze ku północy znaleźć pod lodem ujście ku północnemu zachodowi, wzdłuż podnóża Sudetów. Są to oczywiście hipotezy, ale prawdopodobniejsze od przypuszczenia pp. Kuźniara i Smoleńskiego, gdyż nie przeczą tak jaskrawo — faktom.

Utwory wiatrowe.

Skutkiem ogromnego rozprzestrzenienia piasków dyluwialnych w dorzeczu Przemszy, piaski lotne i wydmy odgrywają w nim donioślejszą rolę, niż gdziekolwiek u nas w kraju. Opisywałem już pustynie Błędowską i Starczynowską, te olbrzymie połacie piasków, zupełnie pozbawionych roślinności, z których wiatry stale wywiewają masy piasku, osadzającego się w postaci wydym wśród lasów okolicznych. Prócz tych wielkich pustyń znajdujemy sporo mniejszych, jak np. na północ od Siewierza, koło Pomłynia Siemońskiego i inne. Powstają one wszędzie, gdzie poziom wód gruntowych w piaskach leży tak głęboko, że roślinność dotrzeć doń nie może, głównie więc wzdłuż rzek głęboko wciętych. Obecna działalność wiatru sprowadza się do tego, że już to zostają usypane wydmy na zalesionych krawędziach pustyń, już to tam, gdzie brak roślinności drzewiastej, piaski wędrują nie tworząc wydym i zostają wyniesione na poziomy znacznie wyższe od pierwotnej powierzchni równin piaszczystych.

Na tych pustyniach współczesnych znajdują się niejednokrotnie otoczaki kańciaste (Dreikanter), lecz zwykle tylko w po-

czątkowych stadyach; prawie wyłącznie okruchy skał miększych przybierają tę charakterystyczną postać, mianowicie odłamki wapienia. Prócz tych rezultatów współczesnej działalności eolicznej, spotykamy nie mało śladów działania wiatru z czasów dawniejszych. Przedewszystkiem interesujący jest fakt, że w glebie ornej koło Grodzca, pochodzącej z moreny dennej silnie żwirowatej, znajdujemy tkwiące w niej piękne duże otoczaki kańciaste z różnych skał, aczkolwiek obecnie grunta te są dość wilgotne i niema ani śladu piasków lotnych. Silne wzbogacenie powierzchni moreny w żwir, obecność otoczków kańciastych, wskazują, że powierzchnia moreny uległa niegdyś nader intensywnemu rozwiewaniu przy klimacie suchszym od obecnego. Zgadza się to w zupełności z obserwacyami Tietzego i Behra ¹⁾, którzy na powierzchni moreny dennej a pod loessem znajdowali na Śląsku zawsze warstwę głazów ze śladami szlifowania wiatrowego. W czasie więc przed osadzeniem się loessu, a zapewne w niektórych miejscach i podczas osadzania się jego, deflacja była nadzwyczaj ważnym czynnikiem denudacyjnym w dorzeczu Przemszy. Podlegały jej oczywiście przedewszystkiem piaski fluwiogłacyalne polodowcowe, gdziekolwiekby były, i to wyjaśnia nam, dlaczego ich obecności nigdzie nie udało nam się stwierdzić. Ilość ich i tak była zapewne nieznaczna, jakem to powyżej uzasadnić usiłowałem, a że podlegały one pierwszemu zwiewaniu, przeto z łatwością pierwsze one mogły zostać przemieszczone, przesypane, ułożone w wydmy i zmienione do niepoznania.

Deflacji podlegała zarazem powierzchnia moreny dennej, a że warstwa jej wogóle była niegruba, skład zaś silnie piaszczysty z niewielką ilością i to drobnych głazów, przeto przeważnie uległa ona całkowitemu zniszczeniu. Zarówno cząstki gliniaste jak i piaszczyste zostały wywiane; ponieważ głazy są drobne i nie liczne, przeto nie mogły one nagromadzić się na powierzchni moreny przy wywiewaniu i utworzyć „bruku“, jak w bardziej północnych częściach Królestwa Polskiego, któryby zabezpieczał od zniszczenia pozostałe głębsze części moreny. Morena denna wo-

¹⁾ J. Behr und O. Tietze Ueber den Verlauf der Endmoränen bei Lissa (Prov. Posen) zwischen Oder und russischer Grenze. Jahrb. K. Preuss. Geol. L. Anst. 1911, I.

bec tego musiała zostać usunięta przedewszystkiem z płasko-wzgórz, gdzie tylko głazy lub żwir zostały na powierzchni skał starszych, a obecnie leżą w glebie zwietrzeniowej, i z rozległych równin, gdzie morena denna pokrywała piaski przedlodowcowe. Tylko w punktach, wyjątkowo położonych, gdzie czy to skutkiem osłonięcia od wiatru, czy skutkiem wilgotności, deflacja była mniej czynna, zachowały się ślady moreny dennej i to wzbogaconej w żwir na powierzchni i z licznymi otoczkami kańciastymi, jako śladami dawniejszej mocy zjawisk eolicznych.

Oczywiście piaski, pochodzące z rozwiewania moreny i piasków lodowcowych, tak jak obecne piaski lotne, już to ułożyły się w systemy starych wydm, które obecnie miejscami pokrywają zalesione przestrzenie, już to wypełzły po zboczach wyżyn, wznosząc się znacznie po nad ogólny poziom piasków warstwowanych. Takie piaski, wyniesione na wyższe poziomy, znajdujemy np. koło doliny Okradzionowskiej, gdzie w dolinie bocznej, otwierającej się na zachodniem zboczu koło Chwaliboskiego, piaski warstwowane sięgają poziomu 310 *m*, a piaski nawiane wznoszą się o 20 *m* wyżej, to samo widzimy koło Lipówki i w wielu innych miejscach.

Co do wydm piaszczystych wyróżnić ich możemy kilka systemów. Przedewszystkiem wspominaliśmy już o wydmach współczesnych, których teren rozprzestrzenienia jest ograniczony tylko do krawędzi wielkich obszarów piasku lotnego. Po za tem istnieje system niewielkich wydm starszych, położonych na drugim alluwialnym tarasie rzek. Obecnie weźmiemy pod rozwagę tylko wielkie wydmy stare, położone na powierzchni wielkich mas piasków fluwiogłacyalnych, a więc na najwyższym tarasie obecnych dolin rzecznych. Wydmy te są prawie powszechnie pokryte lasem, wysokość ich jest znaczna, sięga 15 do 20 *m*. Największe ich terytoryum znajdujemy na południe od Zawiercia, u źródeł Centuryi. Drugie rozległe terytoryum znajdujemy między Tworzniem Gołonoskim a Strzemieszycami Małemi; pozatem bardzo zniszczone ślady starych wydm znajdujemy na zachód od Siewierza. Wydmy te, jak zwykle wydmy stare u nas, nie wykazują wyraźnej asymetrii zboczy i składają się z szeregu poszczególnych pagórków o zaokrąglonych konturach, innemi słowy uległy od czasów swego powstania bardzo daleko sięgającej

przemianie, wywołanej przez zmianę kierunku panujących wiatrów i przez ogólne zmiany klimatyczne. Wydmy tego systemu, dość rozpowszechnione wzdłuż większych dolin rzecznych na całej wyżynie Środkowo-Polskiej ¹⁾ powstały zapewne w czasie ogólnego osuszenia klimatu ziem naszych, a więc w czasie osadzania się loessu.

Ostatni wreszcie utwór dyluwialny eoliczny w dorzeczu Przemszy to loess, który zajmuje jednak tylko bardzo małą przestrzeń, mianowicie terytorium trójkątne w północnej części zbocza wzgórz położonych na wschód od Sławkowa, a na północ od Krzykawki, i sięga poziomu 357 m. Szczyty wszakże tych wyniosłości, dochodzące do 370 m, a położone nieco na południe, są od loessu wolne. Brak loessu również na północnym stoku wyżyny, skierowanym ku dolinie Białej Przemszy. Loess, odsłonięty w licznych charakterystycznych wąwozach, zarówno na zachodzie, ku dolinie Białej Przemszy między Okradzionowem a Chwaliboskiem, jak na wschodzie, koło Łaz, Małobędzi i Ujkowa Nowego, jest zupełnie typowy. Tam gdzie widać jego podłoże, leży on bezpośrednio na dolomicie tryasowym. Grubość widoczna w niektórych miejscach przekracza 20 m, gdzieindziej jest go cienko.

Wszystkie powyżej opisane utwory eoliczne uważałbym za jednoczesne. W okresie klimatu suchego, który nastąpił po zlodowaczeniu, dorzecze Przemszy nie posiadało warunków odpowiednich dla tworzenia się loessu. Zarówno na płaskowzgórzach, pokrytych cienką warstwą moreny piaszczystej, a złożonych ze szczelinowatych wapieni i dolomitów, skłonnych do wietrzenia krasowego, jak i w dolinach rzek, zapełnionych olbrzymią masą piasków, poziom wód gruntowych był głęboko i warunki nie sprzyjały osiedlaniu się bujnej roślinności trawiastej o typie stepowym, koniecznej do osadzenia się loessu. I dziś są tu typowe pustynie, a w suchszym okresie musiało całe prawie dorzecze Przemszy nosić podobny charakter. Intensywnie więc musiała tu pracować deflacja, zwiewając morenę denną, po której zostały tylko same odosobnione głazy, na jej powierzchni powstawały otoczaki kańciaste, masy piasku były poruszane przez wiatr i układały się w wydmy, drobny zaś pył był całkowicie wynoszony

¹⁾ Lewiński I. Badania geol. wzdłuż D. Ż. Herby-Kielce 1912.

z granic tego obszaru. Tylko koło Krzykawki panowały inne warunki; osłonięty od wschodu przez kuestę jurajską (do 450 *m*), od północy przez wyżyny Niegowonickie (do 430 *m*), od południa przez wyżyny Krzykawki (do 370 *m*), obszar ten nie podlegał deflacji, lecz przeciwnie, tu osadzał się drobny pył wywiany i utworzył tu pokłady loessu.

Tarasy postglacyalne.

Gdy ze skraju powierzchni równiny pokrytej przez ślady moreny dennej na wschód od Siewierza, np. koło Krzemiedzy, spojrzymy w dolinę Czarnej Przemszy, ujrzymy klasyczny, acz miniaturowy, obraz szeregu tarasów. Rzeka, wązka tutaj, nie mierząca powyżej 3 — 5 *m* szerokości płynie o 20 do 25 *m* poniżej poziomu równiny. Obecne jej koryto jest dość głębokie i towarzyszą mu po obu stronach wązkie tylko paski zalewane-go, najniższego tarasu (4), (tarasy są liczone od góry), raczej nie paski, lecz szereg wgłębień półkolistych w poziom tarasu starszego. Na tym najmłodszym, współczesnym tarasie o 2 do 3 *m* wznosi się taras następny (3), tak samo półkolistymi wycinkami lecz o nieco większym promieniu wcinający się w wyższy taras, drugi od góry (2). Śladów tarasu trzeciego jest mniej niż czwartego; tu i owdzie zachowały się jego ostrogi, lecz przeważnie jest on nadcięty. O 6 do 8 *m* nad nim wznosi się taras drugi (2), postrzępiony na krawędzi wycinkami tarasu 3, lecz znacznie od poprzedniego szerszy. Wreszcie stromo wznosi się nad tarasem 2 do 10—12 *m* taras pierwszy 1, stanowiący zarazem powierzchnię równiny, nasypanej z utworów lodowcowych. Stare tarasy znajdują się tu przeważnie na północnej stronie, gdyż rzeka przysuwa się ku południowemu zboczu swej doliny, i tu miejscami są strome urwiska od samego szczytu starej powierzchni równiny; miejscami wszakże po obu stronach rzeki widać ślady wszystkich tarasów i wówczas rzuca się w oczy odrazu znaczne zwięźnienie kolejnych dolin. Dolina wryta w tarasie 1 ma szerokości 500 do 800 *m*, dolina wryta w tarasie 2 — 200 do 300, dolina zaś wryta w tarasie 3, a więc współczesna 50 do 100 *m* maksimum. W parze ze zmniejszaniem się szerokości dolin idzie wyraźne zmniejszenie się promienia pasa meandrów (meander belt

Davisa¹⁾), a i obecnie widać, że pas meandrów rzeki na dnie współczesnej doliny posiada mniejszą krzywiznę, niż wówczas, gdy powstawał najniższy 4 taras zalewany jeszcze dotychczas. Tarasy te w równej wysokości możemy wysledzić na ogromnych przestrzeniach wzdłuż wszystkich rzek dorzecza Przemszy, jak to wyłożymy poniżej. Jedyna tylko przyczyna może wywoływać podobne zjawiska, mianowicie zmniejszenie się debitu wód, zważywszy, że wszystkie tarasy są całkowicie wryte w piasku dyluwialnym, tak, iż nie może tu być mowy o wpływie starszych ścian dawnej doliny, gdyż te starsze skały nigdzie się nie odsłaniają. Tam zaś gdzie, jak koło Piwonii, rzeka, opuściwszy środek doliny, gdzie piaski występują w znacznej grubości, nadcięła skały starsze, w tym wypadku kajper, dolina jest zwężona, tarasy młodszego źle wyrażone, tylko taras 2 jest dobrze widoczny, gdyż leży on jeszcze po nad ilem kajprowym.

Tak pięknie wyrażone tarasy znajdujemy tylko między Porębą a Piwonią; powyżej rzeka, tu już bardzo mała, jest wcięta znacznie płycej, na 6 do 10 m wszystkiego, dolina jej jest bardzo wązka i ładnych tarasów nie ma. Tak samo w dopływach Czarnej Przemszy: przeważnie doliny ich są wązkie i płytkie, spadek ogólny większy, i prócz tarasu współczesnego, zalewanego, innych wyodrębnić niepodobna. Ale i w dół rzeki już tak charakterystycznego widoku nie napotkamy. Koło Siewierza dno obecnej doliny jest szerokie, zabagnione, widać na nim ślady tarasu trzeciego (3) np.: wyspa, na której stoją ruiny zamku Siewierskiego; sam Siewierz we wschodniej części stoi na tarasie 2, zlewającym się z powierzchnią równiny, która tu znacznie się obniża. Poniżej Siewierza Czarna Przemsza, znacznie już większa, wchodzi w wązką dolinę między wyniosłościami z wapienia muszlowego; taras jej 4 zajmuje prawie całą szerokość doliny, i zaledwie znikome strzępy dawnych tarasów, zwłaszcza 3 są tu i owdzie widoczne. Dopiero gdy rzeka koło Warężyna wyjdzie z obszaru wapienia muszlowego i wpłynie do szerokiej doliny, wymytej w utworach węglowych powyżej Będzina, tarasy są dostrzegalne tu i owdzie, acz szczątkowo tylko zachowane skutkiem bardzo wielkiej szerokości obecnego dna doliny. Zaraz poniżej Wojkowic Kościelnych współczesna dolina Czarnej Przemszy ma powyżej kilome-

¹⁾ Davis W. M. River terraces in New England. Geographical Essays, str. 514.

tra szerokości, a rzeka rozdziela się na dwie odnogi, zlewające się dopiero koło Preczowa; dalej w dół dolina rozszerza się jeszcze znacznie tak iż poniżej Rotanic Wareżyńskich zalewany taras dosięga 3 km szerokości. Trzebyczka wpływa nań tuż za Kostrowizną i rozdziela się na dwie odnogi, które już nie zlewają się z sobą aż do Czarnej Przemszy. Po tym tarasie płynie od Piekła Gołonoskiego rzeka Pagorya, równoległa do Czarnej Przemszy i oddzielona od niej tylko bagnistym zalewanym dnem doliny. Dolina zwęża się dopiero, gdy Czarna Przemsza wciną się ponownie koło Będzina w wapień muszlowy. Nic więc dziwnego, że wobec rozwinięcia się ogromnie szerokiej zabagnionej doliny współczesnej, z której korzysta Czarna Przemsza i liczne jej dopływy, tarasy starsze są bardzo zniszczone i tylko miejscami zachowane. Taras 3, o 2 — 3 m wznoszący się nad dnem doliny, jest dobrze widzialny od Gołązki aż do Preczowa, gdzie towarzyszy on rzeczce Pagorowi; na południe od Preczowa rzeka zniszczyła jego ślady i podcięła się aż do podnóża tarasu 2, tak iż tu brzeg zachodni rzeki, złożony z piasku, ma do 9 m wysokości. Dalej ku południowi taras 3 jest znowu doskonale widoczny koło kopalni Alma. Mieszczą się tu na nim liczne niewielkie wydmy, a w dołach w lesie pod cienką warstwą piasku odsłania się pokład torfu. Dalej na południe taras 3 jest wszędzie dobrze wyrażony, lecz pozostałe są zatarte i niewidoczne, tak iż istnieje tylko ogólny spadek ku rzece.

Na wschód od rzeki tarasy są lepiej wyrażone u ujścia doliny Trzebyczki do doliny Czarnej Przemszy. Trzebyczka płynie wśród wyniosłości z wapienia muszlowego w dolinie piaszczystej i od Tucznej Baby do Ząbkowic stopniowo coraz bardziej zagłębia swoje koryto w masie piasku. Tarasów wszakże nie ma, choć koło Ząbkowic dolina rzeczki jest na 5 do 6 m wgłębiona w piaski. Poniżej Ząbkowic dolina Trzebyczki ma do 100 m szerokości i do 8 m głębokości, wszakże miejscami w brzegach rzeki odsłania się już czerwony ił kajprowy pokryty tylko niegrubą warstwą piasku. Poziom terenu, w którym nacięta jest dolina Trzebyczki odpowiada tarasowi 2 doliny Czarnej Przemszy. Dno doliny Trzebyczki jest zajęte przez taras zalewany, a ślady tarasu 3 znajdujemy zaledwie w paru miejscach na wschód od Antonowa. Poniżej Antonowa wysokie brzegi Trzebyczki się rozchodzą, dolina jest znacznie szersza, lecz 3 do 4 m głęboka — górny jej po-

ziom stanowi taras 3 Czarnej Przemszy, pokryty masą piasku z niedużymi wydmami. Wreszcie koło Piły i ten taras niknie, wyższe brzegi doliny rozchodzą się lejkowato, i rzeczka płynie już w szerokiej alluwialnej dolinie Czarnej Przemszy, t. j. na tarasie 4.

Dosyć dobrze jest wyrażony taras 3 Czarnej Przemszy na południe od Trzydziestki Gołonoskiej, dookoła starej kopalni Mikołaj; wznosi się on na 2 do 3 m nad dnem doliny i jest pokryty przez liczne małe wydmy.

W węższej części doliny Czarnej Przemszy poniżej Będzina tarasy są mało widoczne. W wąskiej dolinie rzeka je zniszczyła w zupełności, a obecnie sztuczne zatrzymanie rzeki i podniesienie jej poziomu utrudnia orientację. Tylko koło Małobądzi u podnóża piasków dyluwialnych sięgających na zboczu do 30 m nad poziomem rzeki, zachował się szczyłek tarasu 2, na 9 — 10 m nad poziom rzeki wzniesiony.

W okolicach Sosnowca działalność człowieka zatarła pierwotne ukształtowanie naziomu i dopiero poniżej Radochy jest dobrze wyrażony na 2 do 3 m wysoki taras 3, głęboko półkolisto powycinany przez meandry rzeki na poziomie tarasu 4.

Zupełnie analogiczne stosunki znajdujemy i nad pozostałymi rzekami dorzecza Przemszy. W górnym biegu rzeki wzdłuż małych rzek dopływowych niema dobrze wyrażonych tarasów. W górnym biegu Białej Przemszy, aż do Golczowic, wzdłuż Sztoły i Centuryi — mamy tylko mniej lub bardziej głębokie doliny, wyłobione w piasku, lecz tarasów pośrednich nie widać. W granicach pustyni Błędowskiej w dolinie Białej Przemszy tu i owdzie widać ślady tarasu 3, powierzchnia zaś pustyni odpowiadałaby tarasowi 2, lecz wiemy, iż jest to powierzchnia deflacji, nie odpowiadająca pierwotnej wysokości terytorium piaszczystego. Dobrze wyrażone tarasy znajdujemy nad Białą Przemszą dopiero koło Chwaliboskiego i Druciarni, gdzie dolina rzeki znacznie się rozszerza. Tu, na południe od Chwaliboskiego na wschodnim brzegu rzeki zachował się u wylotu doliny ciągnącej się od Krzykawki duży płat tarasu 2 na 10 m nad poziom rzeki wzniesiony. Ślady tarasu znajdujemy tuż na północ od Druciarni na tymże brzegu, a nawet na środku doliny zachowały się dwa spore płaty tegoż tarasu; pozatem widać tylko taras 3, o 2 do 3 m wzniesiony nad obecnym dnem doliny. Poniżej Sławkowa dolina Białej

Przemszy znacznie się rozszerza, nigdzie tu już nie widać piasków lodowcowych, wznoszących się do 30 m nad poziomem rzeki, jakie się zachowały w wąskiej dolinie Okradzionowskiej; powierzchnia terytorium piaszczystego zlewa się z tarasem 2, opadając stopniowo ku rzece; w tarasie tym narznięta jest dolina rozszerzająca się stopniowo od 500 m do powyżej 1 km; błędna rzeka meandruje z małym promieniem po zalewanem dnie doliny, t. j. po tarasie 4, który zajmuje względnie małą część doliny, taras zaś 3, o 2 do 3 m wzniesiony zajmuje bardzo znaczne przestrzenie. Te stosunki zachowały się prawie do Macek, gdzie znika taras 2, a taras 3 zlewa się z powierzchnią równiny, wznoszącej się powoli w kierunku od rzeki. Tu i owdzie, na poziomie obudwu tarasów znajdujemy niewielkie wydmy.

Koło Ryszki do doliny Białej Przemszy wpada Sztoła, która na całym swym przebiegu płynie w wąskiej dolinie, przeważnie 20—40 m szerokiej, miejscami tylko nieco szerszej. Dolina ta jest 10—15 m narznięta w piaskach dyluwialnych, wobec wszakże wąkości dna doliny, całkowicie prawie zajętego przez łożysko rzeki, wyraźnych tarasów nie znajdujemy.

Ponownie znajdujemy strzępy tarasu 2 koło Podbrowarza na południe od Klimontowa, na północnym brzegu Płuczki, gdzie taras ten ogranicza wspólną dolinę Białej Przemszy i Płuczki, które są od siebie oddzielone przez terytorium piaszczyste z wydmami, odpowiadające tarasowi 3 doliny Białej Przemszy.

Wzdłuż Brynicy tarasy są dość słabo wyrażone, zresztą, wobec tego że rzeka ta stanowi granicę Państwa, dostęp do niej jest bardzo utrudniony. W górnym biegu do Zendka Brynica płynie w płytkiej dolinie wśród piasków bez wyraźnych tarasów. Poniżej wszakże wszędzie wyróżnić można szerokie zabagnione dno doliny współczesnej — taras 4, i wznoszący się nad nim taras 3; taras 2 zato jest przeważnie bardzo słabo i rzadka tylko zaznaczony. Przeważnie od tarasu 3 poziom wznosi się stopniowo tak iż bez dalszych tarasów zlewa się z poziomem otoczenia. Dobrze wyrażone tarasy 4, 3 i 2 widzimy koło Żychcic, gdzie Jaworznik wpada do Brynicy, i dalej w górę Jaworznika; jakśmy to widzieli u wszystkich drobnych dopływów, rzeczką ta płynie w dolinie, pogłębiającej się statecznie w górę rzeki, gdzie piasków zachowało się więcej; powierzchnia piasków wznosi się coraz

wyżej nad dnem doliny, ale wyróżnić wszystkich tarasów niepodobna. Koło młyna Dobieszowickiego dolina Jaworzniaka ma 4 do 5 *m* głębokości, powyżej Czabanów — do 8 i 10 *m*, wszakże strome brzegi piaszczyste wznoszą się bezpośrednio nad wązkim dnem doliny, odpowiadającym tarasowi 4. Oczywiście doliny tych małych dopływów były zawsze tak wąskie jak obecnie, erozyja w nich działa przeważnie pogłębiająco i dlatego nie ma śladów dawnych tarasów.

Struga Bolerauska aż do drogi z Grodzca do Wojkowic płynie w wąziutkiej dolinie, na 3 do 4 *m* szerokiej, a na 3 *m* średnio wciętej w szerokie płaskie dno doliny, nad którym o 25 *m* góruje powierzchnia piasków dyluwialnych.

Poczynając od Czeladzi lepiej widać tarasy Brynicy; o 2 *m* nad zalewanem dnem doliny wznosi się taras 3, a o 6 do 8 *m* nad nim widać śladu tarasu 2, np. na tym tarasie leży kopalnia „Saturn“. Podobne stosunki widzimy na północny wschód od Milowic, gdzie powierzchnia piaszczysta równiny, dostarczającej piasku na podsadzkę do kopalni, odpowiada tarasowi 2, poniżej zaś widać taras 3.

*

*

*

Stwierdziliśmy tedy, że w całym dorzeczu Przemszy, nad większemi przynajmniej rzekami skonstatować można istnienie trzech tarasów, pomijając akumulacyjną powierzchnię górną utworzoną przez piaski lodowcowe — taras 1. Taras 4 zalewany stanowi obecne dno dolin; nad nim o 2 do 5 *m* wznosi się taras 3, a o 6—8 *m* nad tym górny taras 2.

W górnym biegu rzek większych i w dolinach małych dopływów tarasy te nie rozwinęły się, gdyż przeważała tu erozyja pogłębiająca, doliny te są wąskie i głębokie, o zboczach piaszczystych, tak stromych, jak stromo usypuje się wolny piasek, podmywany od dołu. Najlepiej wyrażone są tarasy w środkowym biegu rzek, gdzie przeważa już erozyja boczna, gdzie rzeki meandrują po swych dolinach, lecz gdzie zostały jeszcze ogromne masy piasków dyluwialnych, sięgających do pierwotnego poziomu; w tych piaskach rzeki wryły sobie doliny względnie szerokie i wytworzyły tarasy, doskonale wyrażone. W dolnym biegu rzek tarasy są znowu bardzo słabo reprezentowane; zachowały się

z nich tylko poszczególne strzępy, gdyż zbyt intensywna erozja boczna wyczyściła już bardzo szerokie doliny z olbrzymiej wielkości piasków dyluwialnych, leżących powyżej poziomu rzek obecnych.

Po okresie akumulacyjnym lodowcowym nastąpił tedy w dorzeczu Przemszy okres erozyjny, podczas którego rzeki pogłębiły swoje doliny, usuwając nagromadzone w nich osady dyluwialne, a usuwanie to i pogłębianie dolin odbywało się nierównomiernie, czego dowodem istnienie wyraźnych tarasów. Zmniejszenie stopniowe szerokości dolin i promienia meandrów zdaje się przemawiać za zmniejszeniem debitu wód, zważywszy, że doliny są w całości, za małymi wyjątkami wyżłobione w piaskach dyluwialnych, a więc wpływ ewentualnych odsłoneń skał starszych jako „directing edges“, nie może być brany pod rozwagę. Epigeniczny ten cykl jest w stadium dojrzewania, które posuwa się stopniowo w górę rzek.

Pomijając więc ukształtowanie powierzchni predyluwialnej, a biorąc pod uwagę tylko erozję w utworach lodowcowych, mamy tu przed sobą krajobraz dojrzewający: dojrzałe a nawet późno dojrzałe, ogromnie szerokie doliny w dolnym biegu powoli w górę rzek i w dolinach dopływów przybierają coraz bardziej młodociany charakter, a górne części dolin są to wązkie względnie „kanyon“ wymyte w piasku.



CZEŚĆ DRUGA.

Ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej.

Pomimo bardzo licznych badań, poświęconych Polskiemu zagłębiu węglowemu, tektoniczna jego budowa nie została dotychczas całkowicie wyswietlona; nie w tem dziwnego, jeśli zważymy, że budowa utworów węglowych, które ze względu na swą doniosłość praktyczną zwracały na siebie główną uwagę badaczy, jest niezmiernie istotnie zawikłana, zwłaszcza skutkiem obecności olbrzymiej ilości uskoków i przesunięć różnego wieku i różnego pochodzenia. Wskutek tego utwory węglowe dają nam obraz jakiejś mozaiki, w której prawie niepodobna się zorientować, i jedynie niektóre najdonioślejsze zaburzenia, odzwierciedlające się w ogólnym układzie warstw węglowych, jak siodło Mysłowicko-Zabrzskie i niecki leżące po obu jego stronach, stanowią wyraźne i oddawna stwierdzone rysy tektoniczne utworów węglowych zagłębia. Dopiero ostatnich lat kilka, gdy zaczęto spoglądać na tektonikę zagłębia z nieco innego punktu widzenia, przyniosło poważniejsze zdobycze, mianowicie, gdy obierając za punkt wyjścia warstwy przedkarbońskie lub też utwory od karbonu młodsze, uwolniono się w ten sposób od niezliczonych uskoków węglowych, których większość posiada ograniczone tylko znaczenie i jest rezultatem nie ogólniejszych ruchów tektonicznych, lecz zjawisk lokalnych, zachodzących w pokładach węglonośnych, najprawdopodobniej skutkiem ich osiadania. Tektonice Zagłębia Górnośląskiego zamierzam poświęcić opracowanie spe-

cyalne, tu więc ograniczę się do tych zasadniczych jej rysów, które wywierają wpływ bezpośredni na ukształtowanie powierzchni dorzecza Przemszy.

Biorąc pod uwagę tylko zasadnicze dyzlokacje utworów karbońskich i zaburzenia warstw młodszych, możemy w terytorium badanem wyróżnić dwa zasadnicze kierunki tektoniczne: jeden starszy, o kierunku WNW—ESE, widoczny w rozkładzie karbonu i tryasu, nazwany przez Siemiradzkiego ¹⁾ Kieleckim, i drugi, młodszy, o kierunku NW—SO, który odbija się w przebiegu granicy jury i któremu za tym samym autorem nadamy miano Sudeckiego. Analogię między budową Zagłębia Dąbrowskiego i gór Świętokrzyskich zaznaczył Bogdanowicz ²⁾, zaakcentował Sobolew ³⁾ lecz zasługa konsekwentnego wyśledzenia w budowie całego Zagłębia Górnośląskiego linii kieleckiego kierunku (WNW—ESE) przypada J. Grzybowskiemu ⁴⁾, z którym jednak co do samego przebiegu linii tektonicznych zgodzić się nie mogę.

Istotnie, zasadniczym w budowie utworów przedjurajskich jest kierunek Kielecki, jednak poszczególnych linii tektonicznych niepodobna konstruować, jak to czyni prof. Grzybowski, w postaci linii prostych, których przebieg jest zgoła nienaturalny, i które przecinają wpoprzek wyraźnie jednolite fałdy tryasowe. W rzeczywistości fałdy przedjurajskie posiadają kształt sygmoidalny, składając się każda z odcinka zachodniego o przebiegu WNW — ESE, we wschodniej części natomiast skręcając ku południowi. Wygięcie to leży mniej więcej na linii Siewierz-Oświęcim, i na tej linii fałdy wykazują znaczne rozpiaszczenie.

¹⁾ J. v. Siemiradzki. Ueber Dislocationerscheinungen in Polen und den angrenzenden ausserkarpatischen Gebieten. Sitzungsber. der K. K. Akad. d. Wissenschaft. Mathem. Naturw.-Classe. 1889.

²⁾ Bogdanowicz K. Materjały dla izuczenja rakowinnaho izwiestniaka Dombrowskaho bassiejna. Trudy Geol. Kom. Now. Ser. 35. 1907.

³⁾ Sobolew D. Ob obszczem charakterie tiektoniki Kielecko-Sandomirskaho krjaża. Izw. Warsz. Politechn. Inst. 1910. Wyp. II.

⁴⁾ Grzybowski J. Granica wschodnia Krakowskiego Zagłębia węglowego. Przegląd Górn. Hutn. Dąbrowa 1912.

Tektonika Zagłębia jest wynikiem wielokrotnie powtarzających się ruchów górotwórczych, odnawiających potonnie pierwotne sfałdowania Kieleckiego kierunku, a których rysy zasadnicze zarysowały się jeszcze przed karbonem. Fałdowania prekarbońskie, przerwane przez powstanie transwersalnej, bo mniej więcej z N na S skierowanej geosynkliny karbońskiej, odnawiają się wzdłuż samych linii tektonicznych, lecz osiągają niebywałą intensywność, wytwarzając potężne wypiętrzenia górnośląskich „Flötzberge“ koło Zabrze, i potężne doliny, wypełnione później przez utwory permskie, jak koło Młoszowej, Dulowej lub Regulic. Zarazem powstaje sygmoidalne wygięcie fałdów, zapewne skutkiem niejednakowej grubości młodych utworów karbońskich i niejednakowej wobec tego sztywności fałdowanego terenu.

Jednocześnie wszakże pojawia się i drugi kierunek tektoniczny sudecki, wytwarzający szereg elewacji i depresji, transwersalnych w stosunku do fałdów pierwotnych kierunku Kieleckiego; skutkiem interferencji obu tych kierunków główna antyklina Zagłębia, antyklina Zabrzaska, rozpada się na szereg kopułowych wypiętrzeń.

Dalsza historia tektoniczna Zagłębia Górnośląskiego, to względnie słabe ruchy potomne, stosujące się naprzemian to do jednego, to do drugiego z kierunków zasadniczych.

System permski i tryasowy zaznaczają okres względnego spokoju tektonicznego; okres permski, to przedewszystkiem okres denudacji fałdowań karbońskich i akumulacji produktów wietrzenia w głębokich dolinach synklinalnych, tak iż transgresja tryasowa znajduje terytorium prawie zrównane i pokrywa je równomiernie swemi osadami. Ale po ustąpieniu transgresji tryasowej a przed transgresją jurajską, a może i podczas niej, ruchy tektoniczne ożywają na nowo i to w obu kierunkach. Odnawiają się prastare fałdowania Kieleckie (WNW — ESE) i tryas układa się w płaskie fałdy odtwarzające zgruba stare sfałdowania karbonu, lecz nie pokrywające się z niemi w zupełności. Zarazem pojawiają się transwersalne ondulacje Sudeckie, które interferują z dyzlokacyami o kierunku Kieleckim i wytwarzają kopułowe kształty w fałdach tryasu¹⁾, a przedewszystkiem zaznaczają się

¹⁾ Bogdanowicz, l. c. str. 50.

w ogólnej elewacji obszaru dawnej geosynkliny karbońskiej przyczem oś największego wypiętrzenia jest mniej więcej równoległa do osi największej głębokości tej geosynkliny. Skutkiem tego wypiętrzenia nie tylko środkowa, lecz i górna jura nie wkra- cza na obszar zagłębia Górnośląskiego; stale wschodnie jego zbo- cze stanowi brzeg morza jurajskiego ¹⁾. Im intensywniejszą jest transgresya, tem intensywniej obniża się obszar geosynkinalny (geosynklina Włoszczowska) między górami Świętokrzyskimi a zagłębiem Górnośląskiem, to zaś ulega jednocześnie ruchowi w od- wrotnym kierunku, t. j. coraz intensywniejszemu wyniesieniu.

To samo zjawisko powtarza się również podczas transgresyi górnokredowej, która (wyjąwszy nieco szerszej rozprzestrzeniony cenoman) także wypełnia tylko głębsze części zapadającej się geo- synkliny Włoszczowskiej.

Kiedy i w jaki sposób odnawiają się ruchy o kierunku Kie- leckim, dotychczas niepodobna stwierdzić. Niewątpliwie dyzlo- kacje tego kierunku dotyczą nie tylko tryasu lecz i jury bada- nego terytorium; są to przedewszystkiem uskoki o kierunku WNW—ESE, równoległe do kierunku fałdowań karbońskich, jak uskok Dąbrowsko-Grodziecki, Niegowonicki, uskok ciągnący się od góry Warpie nad Strzemieszycami do Kozła lub uskoki koło Krażka i Bolesławia. Dotychczas nie posiadamy kryterjów dla stwierdzenia, jakie uskoki, lub w jakiej mierze, odnieść należy do późniejszego mezozoikum, które zaś powstały lub odnowiły się w trzeciorzędzie, gdyż, jak to zobaczymy powyżej, metody morfo- logiczne pozwalają nam rozświetlić historję badanego obszaru wstecz tylko do miocenu środkowego, metody zaś stratygraficzne nie mogą być stosowane, wobec braku w dorzeczu Przemszy za- równo kredy jak paleogenu.

*

*

*

Na naszkicowanem powyżej tle ogólnej tektoniki zagłębia Górnośląskiego, którą tu za ledwie w najogólniejszych zarysach przedstawić mogłem, odkładając do przygotowywanej pracy dal-

¹⁾ Koroniewicz P. Jurskija otłóženija Krakowskaho okruga. Izw. Warsz. Politechn. Instit. 1913, Wyp. I.

sze rozwinięcie mych poglądów, nieco szczegółowiej skreślić zamierzam budowę geologiczną dorzecza Przemszy, przede wszystkim z punktu widzenia rozkładu skał o różnej oporności na wpływy atmosferyczne. Obszar tego dorzecza zajmuje północno-wschodnią część zagłębia Górnośląskiego i częściowo, ku wschodowi wykracza po za jego granicę. Zasadniczy rys, a zarazem wschodnią granicę całego dorzecza, stanowi stroma kuesta jurajska, ciągnąca się z NWN na SES; powłoka jurajska wykazuje pierwotny spadek ku NO, ku geosynklinie Włoszczowskiej, i w tym kierunku niebawem zastępuje ją kreda. Jura składa się z masy wapieni, grubiejących ku wschodowi, część których, mianowicie wapień skalisty stanowi skałę jaknajbardziej oporną na wietrzenie, li tylko rozpuszczając się w wodzie a wobec tego jest skłonny do wietrzenia krasowego. Skutkiem tego degradacya terenów jurajskich odbywać się musi nadzwyczaj powoli, tak iż są one względnie mało zniszczone; tylko krawędź zachodnia jury, cienka i podesłana przez ily i piaskowce, a więc skały miększe, ulegała intensywniejszemu zniszczeniu, wywołując cofanie się krawędzi jury i powstawanie coraz to wyższej kuesty. Jednak, o ile sądzić możemy z niewątpliwie brzegowego charakteru nie tylko jury środkowej, lecz i wapienia skalistego, cofnięcie się granicy jury dotychczas nie jest zbyt znaczne i granica obecna nie odsunęła się dotychczas zbyt od pierwotnej jurajskiej linii brzegowej. W przebiegu tej granicy odbija się Sudecki kierunek tektoniczny Zagłębia, uwydatniający się w elewacyi zagłębia Górnośląskiego wzdłuż osi NW—SE (może raczej NNW—SSE), która powtarzała się kilkakrotnie poczynając od czasów dolnojurajskich. Jura podległa wyraźnym dyzlokacyom, przeważnie dyzjunktywnym o kierunku Kieleckim, a więc transversalnym do przebiegu jej granicy; uskoki tego kierunku przecinają wpoprzek pas jury od południowego jego końca aż do skrajnej północy (uskoki okolic Wielunia ¹⁾); prawdopodobnem jest istnienie słabych sfałdowań o tym samym kierunku, wszakże dotychczas nie zostało ono stwierdzone.

¹⁾ Koroniewicz P. Der Jura von Wielun in Polen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesell. Bd. 59 Monatsber. s. 215, 1907.

Po za kuestą jurajską zasadniczy rys tektoniczny dorzecza Przemszy stanowią sygmoidalnie wygięte fałdy o zasadniczym kierunku Kieleckim, skomplikowane uskokami tegoż kierunku. Kierunek Sudecki zaznacza się tylko w maksymalnym wyniesieniu wszystkich utworów w pasie mniej więcej skierowanym od Brudzowic na Dąbrowę t. j. z NNW na SSE, równoległe do kierunku kuesty jurajskiej, i w drobniejszych równoległych undulacjach transwersalnych, wytwarzających kopułowate formy w wapieniu muszlowym.

Przez dorzecze Przemszy ciągnie się przedewszystkiem antyklina od Kozłowej Góry przez Rogoźnik, równinę Dąbrowsko-Gołonoską o kierunku WNW—ESE: skręca tu ona nieco ku południowi, potem przybiera znowu kierunek pierwotny i przecina się z kuestą jurajską, a raczej ginie pod nią koło Boru Biskupiego. Południowe skrzydło tej antykliny jest oberwane przez kilka uskoków, mianowicie Grodziecki i Dąbrowski, które stanowią zapewne jedną całość, a zrucają bok południowy w stosunku do północnego.

Na południe od tych uskoków leży oś synklinalna o tak samo sygmoidalnym przebiegu, jak oś antykliny powyższej; biegnie ona na północ od Bytomia, między Będzinem a Czeladzią, dalej skręca ku południowi i na południe od Klimontowa przechodzi przez granicę państwa; dalszy jej przebieg odzwierciadla się w synklinali Długoszyńskiej, a dalej łączy się ona z rowem Krzeszowickim, który stanowi jej część najsilniej zaakcentowaną skutkiem najintensywniejszego rozwoju i to obustronnych uskoków. Synklinala ta na wschód od Będzina wychodzi coraz wyżej, tu istnieje maksymalna elewacja transwersalna na linii Brudzowice-Dąbrowa.

Wielkie siodło Zabrzskie, położone na południe od synklinali Bytomsko-Krzeszowickiej, zaledwie w bardzo drobnej mierze zaczepia o dorzecze Przemszy w granicach Królestwa Polskiego, mianowicie zajmuje okolice Sosnowca.

Na północ od osi antykliny Tarnowicko-Dąbrowskiej nie znajdujemy dalszych wyraźnych fałdów o kierunku Kieleckim. Właściwie ku NNW ciągnie się tu zapadające coraz głębiej północne skrzydło tej antykliny, skomplikowane przez uskoki o kierunku Kieleckim, zrucające zazwyczaj swój bok południowy. Są

to uskoki, warunkujące pojawienie się wyspy jury Niegowonickiej i obrzeżające ją od północy, uskoki koło Kluczów, dzięki którym istnieje mała wysepka jury wśród piasków pustyni Błędowskiej, wreszcie dyzlokacje częściowo fałdowe, częściowo uskoki, warunkujące pojawienie się wyspy dewonu, otoczonego przez wapień muszlowy koło Brudzowic i Dziewek i koło Zawiercia; przy tych wszystkich dyzlokacjach oczywiście również uległ opuszczeniu ich bok południowy. Że dyzlokacje te są potomkami dawnych ruchów o kierunku Kieleckim i akcentują tylko dawniejsze wypiętrzenia dewonu, dowodzą związane z nimi wychodnie dewonu w Kluczach, Zawierciu i Dziewkach.

* * *

Na tle powyższej tektoniki rozwija się orografia terenu, której cechą zasadniczą stanowi rozwój dolin subsekwentnych, przystosowanych do kierunku skał o mniejszej odporności. Właściwie już całe dorzecze Przemszy wespół z przylegającym doń od północy dorzeczem Warty może być w stosunku do kuesty jurajskiej uważane jako olbrzymia dolina subsekwentna, dopiero wtórnie skomplikowana przez budowę warstw głębszych, o kierunku niezgodnym z przebiegiem kuesty jurajskiej. Na wyżynie jurajskiej znajdujemy wysokości do 504 *m*, a średnia jej wysokość waha się około 440 *m*; w dorzeczu Przemszy maksymalne wysokości zaledwie przekraczają 380 *m*, średnia wysokość szczytów wyniosłości waha się od 370 do 380 *m*, dno dolin zaś obecnych, nawet wraz z pozostałością akumulacji lodowcowej waha się koło 280 *m* średnio.

Na tem tle rozwija się szczegółowa orografia dorzecza Przemszy, której rys zasadniczy stanowi wielka dolina, ciągnąca się od Kozłowej Góry do Boru Biskupiego wzdłuż osi głównej antykliny. Wprawdzie dolina ta jest przerwana koło Rogoźnika, lecz mamy tu tylko przełęcz, złożoną ze skał miękkich (z czerwonych ilów piaskowca pstrego), a przypada ona na osi jednej z depresji transversalnych. Dolina ta odpowiada rozmytej antyklinali, w której utwory węglowe, bardzo łatwo wietrzejące, były wyniesione najwyżej, najwcześniej przeto zostały wystawione na działanie erozyjne i najwcześniej uległy zniszczeniu. Tylko we wschodniej części, na wschód od Boru Biskupiego erozyja nie po-

sunęła się tak daleko i tu pozostały ślady sklepienia antykliny w postaci wyniosłości wapienia muszlowego, przylegających bezpośrednio do podnóża kuesty jurajskiej koło Ostrężnicy i Niesułowic, gdzie wapień muszlowy wznosi się do 450 m i gdzie niema doliny subsekwentnej u podnóża jury, skutkiem braku między nią a wapieniem muszlowym łatwo ulegających zniszczeniu łańcuchów kajprowych.

Dolinę powyższą z obu stron obrzeżają pasy wyniosłości z wapienia muszlowego. Południowy, ciągnący się od Bytomia przez Będzin i Czeladź, przez Zagórze i Klimontów do granicy austriackiej odpowiada całej synklinali, na dnie której zachował się twardy wapień muszlowy; pas ten wznosi się wyżej niż dolina opisana poprzednio, aczkolwiek jest on w stosunku do niej zrzucony przez uskoki; nastąpiła więc tu inwersja reliefu, tak iż powierzchnia terenu na wyższym boku uskoku leży niżej, niż na boku obniżonym.

Na północy ciągnie się pas wyżyn z wapienia muszlowego, który wkracza w dorzecze Przemszy koło Niezdary i Ożarówic i ciągnie się na południe od Siewierza przez Łosień do Sławkowa i Krzykawki, aby utonąć pod powłoką jurajską na północ od Olkusza; ponieważ wchodzi tu pod jurę nie os antykliny, lecz niższe części jej skrzydła, przeto wapień muszlowy nie osiąga tu tych wysokości, co koło Niesułowic.

Wyżyny te zapadają ku północy i północnemu wschodowi pod łańcuch kajprowy, a te są silnie rozmyte i tu wytwarza się znowu dolina subsekwentna na granicy wapienia muszlowego i kajpru; dolina ta przedłuża się ku zachodowi w dolinę Małapani; od północy obrzeżają ją dyzlokacje Dziewek i Zawiercia, wypiętrzające ponownie na powierzchnię skały twardsze, dewon i wapień muszlowy, na wschodzie zaś komplikuje ją i rozszerza istnienie uskoku Niegowonic i Kluczów, które zrucają skrzydło południowe, wywołując pojawienie się wyspy jurajskiej wśród doliny i rozdzielając ją na wschodzie na dwie odnogi. Dolina ta przytyka do podnóża kuesty jurajskiej od Kromołowa do Pomorzany, a w tym miejscu, gdzie dyzlokacje uskoku najsilniej naruszyły ciągłość jury i wyniosły najwyższe twory kajprowe między Kluczami a Chechłem wcinają się daleko w głąb kuesty jurajskiej, tworząc górną dolinę Białej Przemszy, która obsekwentnie płynie z tery-

toryów kredowych po przez jurę do Zagłębia Dąbrowskiego. Wreszcie antyklina Zabrzka, znowu jako terytorium maksymalnego wypiętrzenia karbonu daje początek nizinie Sosnowickiej.

*

*

*

Zasadniczy tedy rys orografii dorzecza Przemszy stanowi rozwój dolin subsekwentnych; natomiast wodna sieć jego w bardzo drobnej tylko mierze jest zależna od ogólnej budowy terenu i rzeki subsekwentne odgrywają w nim tylko bardzo podrzędną rolę. Różni się tem dorzecze Przemszy zasadniczo od graniczącego z niem dorzecza Warty, subsekwentnego względem kuesty jurajskiej, a skutkiem tego o kierunku Sudeckim, i Małapani subsekwentnej w stosunku do antykliny tryasowej o kierunku Kieleckim.

W odwodnieniu dorzecza Przemszy uderza nas przedewszystkiem wachlarzowata konwergencya wszystkich jego rzek na równinę Sosnowicką, gdzie zbiegają się Rawa, Brynica, Czarna Przemsza, Biała Przemsza i jej dopływy — Jaworznik i Płuczka, a następnie niezależność odwodnienia od pierwotnej i nawet od obecnej ogólnej orografii. Brynica z otwartej ku zachodowi subsekwentnej doliny Siewierskiej przerywa się w poprzek przez antyklinę Tarnowicko-Dąbrowską, Czarna Przemsza, przeważnie subsekwentna w górnym biegu, w dalszym przybiera ten sam kierunek. Nawet maleńka Trzebyczka korzysta z przełomu poprzecznego. Tylko Biała Przemsza, obsekwentna aż do Kluczów, jest przeważnie rzeką subsekwentną, gdyż tylko między Sławkowem a Okradzionowem przechodzi ona przez wyłom poprzeczny z jednej doliny do drugiej. Oczywiście się tedy wydaje, że obecny układ odwodnienia dorzecza Przemszy jest nałożonym na obecne jego ukształtowanie, że poprzedza je w czasie. a rozwinął się zapewne na mniej lub więcej zrównanej powierzchni.

Zajmiemy się tedy obecnie detalicznem zbadaniem form terenu i sposobów odwodnienia, w celu odtworzenia historii dorzecza Przemszy w okresie trzeciorzędowym, gdyż, jakeśmy udowodnili poprzednio, obecna rzeźba terenu była już gotowa w postpliocenie.

W dorzeczu Przemszy względne różnice poziomu są niewiel-

kie, i z tego powodu trudno zorientować się na terenie w drobnych różnicach wysokości, ale odrazu, i w naturze i na mapie uderza nas kuesta jurajska, ograniczająca dorzecze to ze wschodu wysokim wałem, słabo postrzępionym, a tylko koło Ostrężnicy tracącym swą indywidualizację skutkiem złania się z wyżynami wapienia muszlowego, które podchodzą do jego krawędzi.

Terytoryum jurajskie przedstawia się jako płyta, zlekka pochylona ku północnemu wschodowi, gdzie jura ginie pod utworami kredowymi; największe wysokości tej płyty przypadają w pobliżu jej krawędzi zachodniej: 504 *m* koło Ogrodzieńca, 480 *m* koło Goronic, a poza tem wszędzie dochodzi ona do 450 *m*; stosownie do spadku ku północnemu wschodowi płyta jurajska jest odwodniona przez szereg równoległych rzek konsekwentnych, które zbiegają do subsekwentnych dolin Pilicy i Szreniawy. Na zachodniej zaś krawędzi płyty, u podnóża kuesty rozwinęła się subsekwentna Warta, którą konsekwentny wylom Częstochowski wyprowadza na wschód, po za kuestę. Ten układ rzek jest normalny, gdyż płytę jurajską i przylegającą do niej kredę możemy przecież uważać za prastarą równinę nadbrzeżną (coastal plain), nachyloną ku północo-wschodowi. Tylko krótkie kanionowate doliny, jak Ojcowska, i do niej równoległe, odwadniają południową krawędź płyty jurajskiej wprost do niżu Podkarpackiego; odwodnienie dorzecza Przemszy wyłamuje się również z ogólnego schematu i stanowi element zupełnie dla hydrografii płyty jurajskiej obcy, wyjąwszy górny bieg Białej Przemszy i paru jej dopływów, które wcinają się obsekwentnie w kuestę jurajską.

I z punktu widzenia morfologicznego dorzecze Przemszy nie ma nic wspólnego z terytoryum jurajskim; wapień jurajskie, zwłaszcza bardzo tu rozpowszechniony wapień skalisty, podlegają li tylko rozpuszczaniu, a dzięki swej szczelinowatości są skłonne do odwodnienia krasowego, widocznego i teraz w postaci olbrzymich źródeł Pilicy, Czarnej Przemszy, Warty i innych; skutkiem tego są one nadmiernie odporne na gradację i rozwijają formy terenowe niezależnie od przebiegu normalnych cyklów. Tylko skutkiem rozpuszczania wapieni przez wody atmosferyczne strzępi się ich powierzchnia i wytwarzają się fantastyczne igły i skalice, a główne zniszczenie kuesty polega na jej cofaniu się

wstecz w miarę niszczenia jej podłoża z mało opornych ilów kajprowych i skał środkowo jurajskich. Kuesta jurajska od bardzo już dawna stanowi charakterystyczną cechę dorzecza Przemszy i tylko zwolna cofa się ku wschodowi a zarazem staje się coraz wyższa. Jasnym jest tedy, że formy na powierzchni płyty jurajskiej będą swoiste i że tylko w wyjątkowych przypadkach będziemy mogli je zestawić z formami rozwiniętymi w pozostałych częściach dorzecza Przemszy. Obcym również elementem będą wyspy jurajskie oderwane od kuesty, jak koło Niegowonic (432 m), tak samo przechodzące przez własne swoiste formy gradacyi. Dopiero, gdy wyspy jurajskie tracą czapę z wapienia skalistego, a na ich szczytach pozostaje tylko wapień płytowy, łatwiej wietrzejący, wchodzą one w normalny cykl erozyjny skał pozostałych.

Wyodrębniwszy w ten sposób elementy o odmiennem zachowaniu się względem denudacyi przyjrzymy się formom dorzecza Przemszy. Trudno ogarnąć je okiem, ale gdy stoimy na szczycie góry Dorotki pod Groźcem, tego szmata wapienia muszlowego i dolomitu zachowanego na powierzchni karbonu, na północnym, wyższym brzegu uskoku Grodzieckiego, zauważymy zaraz, że nigdzie dookoła nie widać szczytów wyższych, że stoimy na tym samym poziomie, do którego dochodzą najwyższe wyniosłości dorzecza Przemszy, i tylko w oddali sinieją wyższe kontury jury Niegowonic i ciągły wał kuesty jurajskiej. Studium mapy potwierdza naszą obserwację. Szczyt Dorotki wznosi się do 381,3 m, i dookoła tej wysokości wahają się najwyższe wyniosłości, bez względu na to, czy składają się one z opornych dolomitów wapienia muszlowego, czy z miękkich ilów kajprowych.

Daleko na północy, koło Markowic, wyniosłości z itu kajprowego stanowiące dział wodny między Przemszą a Wartą, dochodzą do 384,5 m, a cały dział wodny przebiega po wysokościach około 370 m, dalej, na południe od doliny Siewierskiej koło Najdieszewa wapień muszlowy dochodzi do 397 m, a koło Brzękowie, na samym brzegu doliny Dąbrowskiej — do 395,5 m; koło Łosienia w tym samym pasie wapienia muszlowego znajdujemy kotę 390 m. To są najwyższe szczyty, ale wznoszą się one nad rozleglejszemi obszarami, przekraczającemi 370 m (np. Toporowice 372,5 m, Ujejskie 376 m, Krzykawka 371,5 m, Rogoźnik 376 m).

Do tegoż poziomu dochodzą wyspy jury, pozbawione czapy z wapienia skalistego (Wysoka 391,4 *m*); odnajdujemy go również na dość znacznej przestrzeni wzdłuż doliny Białej Przemszy w granicach płaskowzgórza jurajskiego, gdzie między Ryczówkiem a Gólczowicami garby jurajskie dochodzą do 380 — 400 *m*, a więc są o kilkadziesiąt metrów niższe od średniego poziomu płyty jurajskiej.

Nie ulega oczywiście wątpliwości, że wszystkie punkty powyższe wyznaczają nam najwyższy I poziom w dorzeczu Przemszy, wahający się od 370 do 390 *m* i tylko w obrębie jury dochodzący miejscami do 400 *m*. Z poziomu tego pozostały zaledwie szczątki, skutkiem czego niepodobna wykreślić jego dawnej powierzchni i stwierdzić, czy uległ on i jakim deformacyom, i w którą stronę kierował się spadek wód spływających po nim. Istnieje tylko z pewnością obniżanie się tego poziomu ku zachodowi — ku Odrze, ale już po za granicami dorzecza Przemszy. Poniżej postaramy się sprawy te wyświetlić, wychodząc z innego punktu widzenia, tymczasem zaznaczymy jeszcze, że na południe od uskoku Grodzieckiego w granicach Królestwa Polskiego nie odnajdujemy śladów tego poziomu.

U stóp Dorotki ku południowi rozpościera się płaskowzgórze z wapienia muszlowego, przerwane przez dolinę Czarnej Przemszy i ponadcinane przez szereg płytkich dolin bocznych; płaskowzgórze to wykazuje bardzo jednostajne maksymalne wysokości. Nad Małobądzią wznosi się ono do 307 *m*, w okolicach Czeladzi — do 303 *m*, w Klimontowie do 308 *m*; koło Dąbrowy dolomitowa góra Warpie sięga 303,6 *m*, a między Dąbrową i Zagórzem partya łatwowietrzejących utworów karbońskich, wtrąconych między wapień muszlowy, dochodzi do 311 *m*. Najwyższy punkt całego terenu w Zagórzcu sięga 319,5 *m*. Wysokości tego samego rzędu znajdujemy i na północy od Dorotki: karbon płaskowzgórza koło Grudkowa wznosi się od 302,5 do 311 *m*, garb Psarski do 311 *m*. Na rozległej równinie, pokrytej alluwiami i piaskami tarasowemi między północnem a południowem pasmem wapienia muszlowego, wznosi się kilka odosobnionych pagórków. Pagórki te, złożone z piaskowców karbońskich są wszystkie wydłużone z ENE na WSW, gdyż odpowiadają one łbom bardziej opornych warstw piaskowcowych, wypreparowanych z pośród łatwiej wie-

trzejącej masy. Pagórek taki koło Malinowic sięga 315,2 *m*, grupa ich koło Sarnowa mierzy od 315 do 319 *m*, a najwyższy z nich koło Strzyżowic wznosi się do 328 *m*, wówczas, gdy tuż nad nim wznoszą się wyżyny Brzękowieckie powyżej 390 *m*. Odosobniona góra w Gołonogu, pokryta czapą z wapienia muszlowego, należy również do tej grupy pagórków, choć jest nieco wyższa (334 *m*), co tłumaczy się większą twardością pokrywającego ją materiału.

Otóż wszystkie te wyniosłości stanowią drugi poziom (II), o 50 do 70 *m* niższy od poprzedniego (I) i wykazujący wyraźny choć niezbyt silny spadek za biegiem dolin, gdyż wysokość tego poziomu w górę dolin wzrasta, a resztek tego poziomu jest tyle, że możemy śledzić za nim prawie ciągle, idąc za biegiem rzek; występuje on już to w postaci dobrze wyrażonego ciągłego tarasu wśród skał twardszych, już to w postaci odosobnionych pagórków, świadków, na terenach zajętych przez skały miększe.

Wzdłuż Brynicy pagórki Żychcic dochodzą do 307 *m*, a najwyższe szczyty przy Bobrownikach do 328 *m*; na rozległej równinie karbońskiej na północ od Bobrownik tkwią jako świadki dawniejszego rozprzestrzenienia poziomu II zupełnie odosobnione pagórki Dobieszowic (320,5 *m*) i Czabanów Dobieszowickich (320 *m*), uwieńczone przez partye wapienia muszlowego. Około 326 *m* wahają się wyniosłości koło Ożarowic i Żychlina. Zresztą nad górną Brynicą śladów poziomu II znajdujemy bardzo mało, gdyż jest to teren działań erozyjnych nie tylko Brynicy, lecz i Małapani.

Wzdłuż Czarnej Przemszy poziom II stanowi na wysokości do 315, dno doliny, z której korzysta obrabowana i bezsilna obecnie Trzebyczka, do niego należą wapienne pagórki Wareżyńska i Wojkowie Kościelnych (około 320 *m*), rozległe terytoria od Boguchwałowic do Zendka i od Tuliszwowa do Gołuchowic (do 330 *m*), wychodnie kajpru koło Piwonii, pagórki tryasowe przy Zawierciu (340 *m*), wreszcie znaczne równiny kajpru i jury środkowej, pokryte przez cienką tylko warstwę piasku i zaledwie nadcięte przez górny bieg Warty, Czarnej Przemszy i jej dopływów u stóp kuesty jurajskiej między Kromołowem a Ogrodzieńcem, sięgające 340 *m*.

W dolinie Białej Przemszy poziom ten zaznaczają góry nad Strzemieszycami, dochodzące do 324 i 328 *m*, odosobniona góra

wapienna pod Kozłem (310,2 *m*), permska Dębowa Góra (315,2 *m*); od Sławkowa do Okradzionowa obecnej wąskiej dolinie Białej Przemszy towarzyszy taras w wapieniu muszlowym o poziomie 320 — 326 *m*; resztę poziomu II stanowi jurajska góra koło Błędowa, wznosząc się samotnie wśród pustyni piaszczystej do 338,7 *m*. Dalej ku wschodowi (w górę rzeki) poziom II podnosi się coraz bardziej; koło Chrzastowic wśród 430 — 450 metrowych wyniosłości jurajskich towarzyszy on Białej Przemszy jako piękny taras o dwukilometrowej szerokości na wysokości 360 — 370 *m*, i na tej wysokości otwiera się nań sucha obecnie dolina boczna, idąca od Zedermana i Witeradowa do Kluczów.

Do tegoż poziomu należy dolina, ciągnąca się u podnóża kuesty jurajskiej między pustynią Błędowską a Starczynowską koło Starczynowa, na wysokości około 350 *m*, wreszcie bezpośrednio okolice Olkusza (powyżej 360 *m*).

Widzimy tedy, iż poziom II towarzyszy dolinom rzek obecnych i podnosi się w górę ich biegu, i że wobec tego odpowiada on szerokim dnem dojrzałych dolin o mniej więcej tym samym kierunku i przebiegu co obecne.

U podnóża wyżyn, odpowiadających poziomowi drugiemu (II), rozpościerają się dna obecnych dolin, jak już wiemy, wyżłobionych całkowicie w produktach akumulacji glacyalnej, których strzępy lub większe płyty pozostały w dolinach rzek obecnych, tworząc taras piaszczysty (I), wzniesiony o 25 do 30 *m* nad aluwiami obecnymi.

W części pierwszej rozprawy niniejszej zajmowaliśmy się bliżej rozprzestrzenieniem, charakterem i zachowaniem poziomu utworów lodowcowych, które stanowią najwyższy taras nad obecnymi dolinami rzeczniemi, dochodzący prawie do wysokości poziomu II; zwłaszcza w górnym biegu Czarnej Przemszy zasypanie lodowcowe równa się z poziomem II, dalej ku Siewierzowi powierzchnia dyluwium (około 320 *m*) leży tylko o 10 *m* niżej od resztek poziomu II, koło Małobądzi poziom piasków dyluwialnych sięga 295 *m*, gdy powierzchnia poziomu II dochodzi do 307 *m*. To samo widzimy w dolinie Okradzionowskiej, gdzie powierzchnia zasypania dyluwialnego waha się od 306 do 313 *m*, gdy stary taras odpowiadający poziomowi II mierzy od 320 do 326 *m*.

Wiemy zarazem, że zasypanie lodowcowe zostało już w pe-

wnej mierze zeredowane, że dno dolin dzisiejszych, płytkich w górnym biegu, w dalszym biegu leży do 30 *m* poniżej powierzchni tego zasypania, i że między obecnym dnem dolin (taras 4) a powierzchnią dyluwialną (taras 1) leżą dwa tarasy alluwialne (2 i 3) o wysokości 6 — 8 *m*, respective 2 — 3 *m*.

Ale zasypanie dyluwialne ukrywa przed nami jeszcze jeden poziom, mianowicie odpowiadający dnu starych dolin przed zasypaniem lodowcowym. Wiemy już również, że poziom ten zbiegający się na północy z poziomem II na południu leży o 50 *m* poniżej dna dolin współczesnych, a o 80 *m* poniżej powierzchni zasypania lodowcowego. Dna tych dolin preglacyalnych wyznaczają nam poziom denudacyjny poprzedzający bezpośrednio zasypanie lodowcowe, a młodszy od poziomu II.

Reasumując wszystkie wywody powyższe, możemy w dorzeczu Przemyszy odróżnić następujące poziomy denudacyjne:

I poziom odpowiada najwyższemu szczytom, wahając się od 370 — 390 *m* i nie wykazuje określonego nachylenia.

II poziom odpowiada starym dojrzałym dolinom na północy i rozleglejszym płaskowzgórzom na południu. Wznosi się od \pm 300 *m* na południu do 340 *m* na północy i do 360 — 370 *m* na wschodzie ¹⁾.

III poziom odpowiada dnu dolin preglacyalnych; na południu spada poniżej 200 *m*, a w górę rzek zbliża się do poziomu II i nawet się z nim zlewa.

IV poziom odpowiada powierzchni zasypania dyluwialnego, zaledwie o kilkanaście metrów niedochodzącego do poziomu II; poziom IV stanowi 1 taras obecnych dolin rzecznych. O 12 do 15 *m* poniżej leży 2 taras, o 6 do 8 *m* poniżej poprzedniego leży 3 taras, i wreszcie o 2—3 *m* wgłębiony w poprzedni jest taras 4 — obecne zalewane dno dolin — a więc ostatni V poziom denudacyjny.

¹⁾ Zaznaczyć tu muszę, że w kilku punktach, np. na N od Sławkowa lub w dolinie Trzebyczki, zauważyć można o 20 *m* nad poziomem II ślady tarasu, wymytego w wapieniu muszlowym. Ślady te wszakże są nieliczne, i nie mogłem wysledzić rozprzestrzenienia i ciągłości tego ewentualnego tarasu.

*

*

*

Rozpatrywaliśmy dotychczas poszczególne poziomy dorzecza Przemszy wyłącznie tylko z morfologicznego punktu widzenia; spróbujemy oświetlić je z historycznego punktu widzenia, określić ich wiek i wyjaśnić przyczyny, którym zawdzięczają one swe powstanie. Natrafiamy tu na bardzo znaczne trudności, gdyż w całym obszarze badanym brak jakichkolwiek utworów trzeciorzędowych (nie licząc domniemanych utworów lądowych z tej epoki, występujących koło Życheic¹⁾); a tylko te utwory pomogłyby ustalić chronologię zjawisk denudacyjnych, opisanych powyżej, a których wiek predyluwalny został uprzednio udowodniony. Zwrócić się teraz musimy do sąsiadujących obszarów Galicyi i Śląska, gdzie utwory trzeciorzędowe są szeroko rozprzestrzenione, a warunki ich zalegania względnie dobrze znane. Nierozstrzygniętym wprawdzie jest dotychczas spór o wiek trzeciorzędu Śląska i Galicyi Zachodniej. Michael²⁾, Oppenheim³⁾, Siemiradzki⁴⁾ i inni skłonni są w grubych tych utworach widzieć miocen dolny i środkowy; Friedberg⁵⁾ natomiast jest zdania, że osadów dolnego miocenu (burdigalienu) nie ma tu zupełnie, a cała masa trzeciorzędu reprezentuje tylko piętra helweckie i tortońskie. Quaas⁶⁾ nawet synchronizuje z sarmatem górną część trzeciorzędu górnośląskiego. Spór ten rozszerzył się

¹⁾ Bogdanowicz K. Matierjały k izuczeniu rakowinnaho izwiestniaka i t d. str. 29.

²⁾ Michael R. Ueber die Altersfrage der Oberschlesischen Tertiärablagerungen. Zeitschr. der deutsch. Geolog. Gesell. Monatsber. 2, 1907. Tenże. Ueber das Alter der in den Tiefbohrungen von Lorenzdorf in Schlesien und Przeciszow in Galizien aufgeschlossenen Tertiärschichten. Jahrb. d. Kön. Preuss. Geolog. Landesanst. 1907.

³⁾ Oppenheim P. Ueber das Miocän von Oberschlesien. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesell. Monatsber. 2, 1907.

⁴⁾ Siemiradzki J. Geologia Ziemi Polskiej, T. II, str. 175.

⁵⁾ Friedberg W. Utwory miocenijskie w Europie i próby podziału tych utworów Polski. Kosmos 1912, str. 175.

⁶⁾ Quaas. Ueber eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung Lorenzdorf bei Kujau. Ueber eine miocäne Fauna aus der Tiefbohrung Przeciszow. Jahrb. Kön. Preuss. Geolog. Landesanst. 1906.

obecnie również na trzeciorzęd Cieszyńskiej krawędzi karpackiej¹⁾ Po za tem w okolicach Orzesza na dnie tektonicznego zagłębienia zalegają warstwy, które Michael²⁾ zalicza do oligocenu.

Otóż tortońskie utwory Górnego Śląska i Galicyi zachodniej reprezentowane są przez utwory morskie, których górna krawędź dochodzi miejscami do 300 m³⁾ i zaznacza się pasem litoralnych ławic ostrygowych, rzecz prosta tylko na zboczach dolin, w miejscach osłoniętych, gdyż po za tem w samych dolinach utwory te uległy już bardzo znacznemu rozmyciu. Daje nam to już jeden punkt wyznaczny — wiemy, że w okresie tortońskim poziom morza, a więc i podstawa erozyjna dla dorzecza Przemszy, leżał na wysokości około 300 m nad obecnym poziomem morza. Drugi punkt wyznaczny daje nam dolna krawędź trzeciorzędu. Jest ona nadzwyczaj nieprawidłowa i od dawna budziła wielkie zainteresowanie wśród geologów. Śląsk górny aż do Toszka i Kropiwnicy, a miejscami nieco dalej na północ, jest poźłobiony przez liczne zagłębienia, wypełnione mioceniem.

Na północy są to poszczególne płytkie rynny⁴⁾ jak koło Karff; ku południowi rozszerzają się one, zlewają i pogłębiają, tak

¹⁾ Petraschek W. Die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes. Verhandl. d. K. K. Geolog. Reichsanstalt 1912, str. 75.

Oppenheim P. Zur Altersfrage des bei Teschen am Karpatenrande überschobenen Tertiärs. Centralbl. f. Miner. u. s. w. 1913, str. 85.

Michael R. Die Altersfrage des Tertiärs im Vorlande der Karpaten. Zeitschr. d. deutsch. Geolog. Gesell. Monatsber. 5, 1913, str. 238.

²⁾ Michael R. Neuere geologische Aufschlüsse in Oberschlesien. Zeitschr. d. deutsch. Geol. Gesell. Mon. Ber. Str. 140, 1904.

Michael R. Ueber Steinsalz und Sole in Oberschlesien. Jahrb. K. Pr. Geolog. Landesanst. Bd. XXXIV, T. I. Str. 341, 1913.

³⁾ Zaręczny. Tekst do Zeszytu trzeciego Atlasu Geologicznego Galicyi, str. 195.

⁴⁾ Althans R. Die Erzformation des Muschelkalkes in Oberschlesien. Jahrb. K. Pr. Geol. Landesanst. 1891.

Ebert Th. Die stratigraphischen Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im Oberschlesischen Steinkohlengebirge. Abhandl. K. Pr. Geolog. Landesanst. N. F. 19, 1895.

Frech F. Allgemeine Uebersicht der Erdgeschichte und des Gebirgsbau von Oberschlesien. Zeitschr. d. deutsch. Geolog. Gesell. 1904, str. 237.

iz różnica poziomu między podstawą miocenu a poziomem obocznych utworów starszych, t. j. między dnem zagłębienia a jego brzegami, dochodzi do 1000 *m* koło Zawady. Frech (l. c.) uważa, iż głębokie te doliny zostały wymyte przez system rzek należących do Pra-Odry i spływających na północ do oligoceńskiego morza Niemiec północnych; ponieważ przy obecnych warunkach odpływ z kanionów górnośląskich na północ jest niemożliwy, Frech przypuszcza, iż zostały one wytworzone przez Pra-Odrę przed utworzeniem uskoku Opolskiego. Ale Frech nie zwraca uwagi na to, iż jeżeli obecnie wody z kanionu koło Orzesza, którego dno schodzi do 654 *m* niżej poziomu morza, niemogłyby odpłynąć na północ przez dolinę Odry, gdzie koło Opola skały kredowe wychodzą na powierzchnię na wysokości około 150—170 *m* nad poziomem morza, tem bardziej było to niemożliwem przed powstaniem tego uskoku, który wszak zrzuca swój bok północno-zachodni i sprowadza kredę do poziomów niższych, niż poziom górny tryasu na wschód odeń; przed powstaniem uskoku nadodrzańskiego różnica poziomu między kredą okolic Opola a dnem dolin przedmiocenińskich musiała być jeszcze większa, niż obecnie.

Ku krawędzi Karpackiej poszczególne rynny zlewają się w jedną całość, i pomimo tego, że utwory karbońskie posiadają tu prawdopodobnie upad ku północy, powinny się tedy wznosić ku południowi, powierzchnia ich zapada coraz głębiej bez względu na poziom karbonu, leżący bezpośrednio pod trzeciorzędem. Między Frysztatem a Dziedzicami na bardzo znacznej przestrzeni karbon jest pokryty przez nadzwyczaj grubą masę trzeciorzędu, a i na wschód od Dziedzic karbon leży pod 700 *m* z górą trzeciorzędu aż do Wilamowic, Gierałtowa i Półwsi na północy pomimo tego, iż tu przypada antyklina lub zgoła brzegowa część Zagłębia¹⁾, i warstwy karbońskie, należące do grupy „brzeźnej“ (Randgruppe) winny się podnosić ku powierzchni.

Gaebler C. Das Oberschlesische Steinkohlenbecken. Kattowitz 1909, str. 14 seq.

Frech F. Deutschlands Steinkohlenfelder und Steinkohlenvorräte. Stuttgart 1912, str 47 seq.

¹⁾ Michael, R. Die Entwicklung der Steinkohlenformation im westgalizischen Weichselgebiet des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Jahrb. d. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst. Bd. XXXIII, T. I. S. 158. 1912.

Z licznych wierceń, lecz jeszcze, zwłaszcza w okolicach Pszczyny zbyt rzadko rozsianych, można odtworzyć zgruba obraz powierzchni, na którą wtargnęło morze trzeciorzędowe. W utwory karbońskie i tryasowe wchodzi od południa olbrzymie jednolite wyźłobienie, którego dno schodzi do 700 *m* poniżej poziomu morza; ku północy od tego wyźłobienia odchodzą poszczególne odnogi, coraz to węższe i płytsze; pomiędzy temi odnogami pozostały dochodzące do obecnej powierzchni partye, już to tylko karbońskie, już to częściej karbońskie z pokrywą z wapienia tryasowego; wreszcie odnogi na północy rozplaszczają się i nikną. Jak stwierdza zaleganie rothu i domniemanego oligocenu na dnie zagłębienia koło Zawady, niektóre z dolin były tektonicznie¹⁾ preformowane, i to już w oligocenie, w miocenie zaś nastąpiło ich dalsze zapadanie się. Po za tem w rozmieszczeniu zagłębień uderza nas jeszcze ta okoliczność, że zmniejszają się one bardzo znacznie tam, gdzie skały twarde sięgają do niższych poziomów. W Tłuczanych²⁾ trzeciorzęd sięga do 803 *m*, od powierzchni, o 3,5 *km* na wschód w Nowych Dworach tylko do 229 *m*, nieco na północ, w Brzeźnicy do 83 *m*, ale między Tłuczanami a Nowemi Dworami przebiega gdzieś zachodnia granica jury, mamy więc tu kopalną potężną kuestę jurajską, ukrytą pod warstwami trzeciorzędowymi. Jedno tylko pochodzenie przypisać można zagłębieniom Górnośląskim, zajętem przez trzeciorzęd: są to rynny erozyjne niekiedy preformowane tektonicznie o bardzo silnym spadku na południe, krótkie, na północy rozgałęzione w poszczególne doliny, wychodzące na powierzchnię tryasu; na południu doliny te zlewają się ze sobą, tak iż na brzegu Karpackim tryas i górna część karbonu zostały w całości zniszczone, od kuesty jurajskiej koło Nowych Dworów na wschodzie aż do Frysztatu na zachodzie, tak iż zagłębienie przedtrzeciorzędowe otwarte jest jedynie na południe, pod brzeg karpacki. Podstawa erozyjna wód, żłobiących wyrwy Górnośląs-

¹⁾ Frech, F. Allgemeine Uebersicht der Erdgeschichte und des Gebirgsbau von Oberschlesien. Zeit. d. deutsch. Geol. Gesell. 1904.

²⁾ Michael, R. Die Entwicklung der Steinkohlenformation im Westgalizischen Weichselgebiet u. s. w.

kie musiała leżeć o 1000 *m* okrągło poniżej obecnego średniego poziomu terenu.

Utwory tedy trzeciorzędowe Górnego Śląska i Galicyi Zachodniej wytknęły nam dwie podstawy erozyi: jedną około 700 *m* poniżej obecnego poziomu morza, leżącą na południe od całego obszaru, gdzieś *pod* obecnym brzegiem Karpackim, drugą—około 300 *m* nad obecnym poziomem morza, odpowiadającą poziomowi morza tortońskiego, które zajęło erozyjne wyrwy, wytworzone przy poprzednim położeniu podstawy erozyi. Powyższe punkty wytyczne pozwolą nam w pewnej mierze zorientować się w wieku poziomów erozyjnych w dorzeczu Przemszy. Wprawdzie utwory miocénskie nie są znane w dorzeczu Przemszy w granicach Królestwa Polskiego, nawet na dnie głębokich dolin preglacyalnych, ale w niższym biegu, pó za granicą państwa, w dolinie Przemszy występują warstwy tortońskie i dolina ta jest w miocenie wyżłobiona (wyjawszy wylomy rzeki przez skały starsze koło Jelenia i Chełma); na zachód jednak od tych wysp tryasowych przez Dzieckowice ciągnie się ku mioceniowi doliny Wisły nieprzerwany pas skał tortońskich, łączący się tuż przy Sosnowcu z drugim pasem, ciągnącym się przez Katowice i Hutę Królewską. Obydwa te pasy miocenu stykają się w miejscu, dokąd obecnie wachlarzowato spływają wszystkie wody dorzecza Przemszy—tak jak spływałyby one winny, gdyby na miejscu obecnych osadów miocénskich istniała zatoka morska. W dalszych częściach doliny Białej i Czarnej Przemszy miocenu nie ma, albo nie sięgały podówczas te doliny poniżej ówczesnego poziomu morza, co jest prawdopodobniejsze, albo już były, lecz stosunkowo płytkie, a potortońska erozya usunęła w całości osady tortońskie.

Istnieje tedy następująca współzależność faktów: morze miocénskie sięgało mniej więcej do 300 *m* nad obecnym poziomem morza i dochodziło do południowego krańca dorzecza Przemszy— a w dorzeczu tem istnieje wyraźny, stary poziom denudacyjny, wykazujący spadek ku południowi, dochodzący na południu, przy brzegach dawniejszego morza miocénskiego do 307 — 310 *m*, a podnoszący się ku północy do 340 *m*; na poziomie tym tkwią resztki innego wyższego, sięgającego 370 — 390 *m* i nie nachylnego na południe. Druga koincydencya polega na tem, że zatoka morza miocénskiego sięgała do okolic Sosnowca i do tej za-

toki wachlarzowato zbiegają się wszystkie wody dorzecza Przemszy.

Te zestawienia pozwalają nam niebezpiecznie przyjmując, że poziom II dorzecza Przemszy odpowiada erozyi mioceńskiej, mianowicie tortońskiej, że wdarcie się morza skierowało wachlarzowato odwodnienie tego obszaru do zatoki mioceńskiej koło Sosnowca, że wody te zdenudowały teren odnośny prawie do poziomu morza na południu, może tu nawet z udziałem abrazyi, wytwarzając pochyłą równię podnoszącą się ku północy i ku wschodowi, na której pozostały ślady dawniejszej powierzchni. Stosunek wszakże tego poziomu II do poziomu I i do tej niskiej podstawy erozyjnej, która wytworzyła głębokie wyrwy, później zajęte przez morze, domaga się wyjaśnienia.

W wyrwach górnośląskich uderza nas ich ogromna głębokość w porównaniu z długością; wyrwy przy bardzo znacznym spadku nie wżarły się głęboko w ląd, lecz tylko postrzępiły Zagłębie Górnośląskie i jedynie tuż u podnóża Karpat wytworzyły ciągłą depresję. Głębokość wyrw świadczy o wielkiej intensywności erozyi, skierowanej do blizkiego morza, ale ich mała długość i bardzo znaczny spadek dowodzą, że zostały one wyrte przez małe brzeżne strumienie, spływające z krawędzi jakiegoś płaskowzgórza i strzępiące je po trochu, ale że w tym kierunku, t. j. na południe nie płynęła żadna większa i obfitsza w wody rzeka, gdyż ta wciąłaby się w tym samym czasie głębiej; erozya wsteczna posunęłaby się w niej znacznie dalej, a koryto jej, wypełnione obecnie przez utwory trzeciorzędowe fazy następnej, byłoby niewątpliwie dostrzegalne daleko na północ. Żadnego takiego koryta niema, a ztąd wynika, że pierwotne odwodnienie wyżyny było skierowane na północ, i że strumienie, erodujące południową jej krawędź były lokalne, nie obrabowały żadnej poważniejszej rzeki i nie zwróciły jej wód na południe. Być może przeto, iż ślady poziomu I w dorzeczu Przemszy, są to pozostałości po pierwotnej powierzchni wytworzonej przed deniwelacją, która wywołała powstanie kanionów górnośląskich; powierzchnię tę, po której spływały wody konsekwentnie ku północy, możemy zestawić ze zrównaniem przedmioceńskim Karpat ¹⁾, które obec-

¹⁾ Sawicki L. Z fizyografii Zachodnich Karpat. Archiwum Naukowe, T. I, Z. 5. 1909.

nie jest nadmiernie nachylone ku niżowi Galicyjskiemu, a które wraz z poziomem I dorzecza Przemszy stanowić mogło konsekwentny spadek ku północy — od szczytów ówczesnych Karpat ewentualnie do niżu północnego.

Następną fazę stanowi gwałtowna erozya, skierowana ku południowi, a sięgająca bardzo niedaleko ku północy w głąb pierwotnego zrównania, okres, kiedy południowa krawędź zagłębia Górnośląskiego wznosi się o 1000 *m* okrągło nad bliską podstawą erozyi. Zaszła więc tutaj olbrzymia deniwelacya, która przełamała konsekwentny poziom, opadający ku północy, i obniżyła obszary, leżące dalej na południe prawie o 1 *km* w porównaniu z terenem północnym. Napróżnobyśmy szukali w samym Zagłębiu przyczyny tej deniwelacyi; tu rynny erozyjne dochodzą do krawędzi Karpackiej i nikną pod nią, a wypełniający je miocen jest przykryty przez nasunięte z południa przedgórze Karpatów. Ale od Zawichosta do Kurdwanowa ciągnie się prawie prostolinijna dyzlokacya nadwiślańska, skonstatowana przez Teisseyre'a ¹⁾ a oddzielająca wyżyny Środkowo-Polskie od niżu Podkarpackiego. Dyzlokacya ta, częściowo uskokowa, częściowo fleksurowa, czego dowodzi stopniowe obniżanie się powierzchni jury w wierceniach na południe od Kurdwanowa, gdzie jura wychodzi na powierzchnię, w Swoszowicach i w Rzeszotarach ²⁾, lub w Brzeźnicy, Nowych Dworach i w Benczynie ³⁾, w okolicach Kurdwanowa niknie pod krawędzią Karpacką gdzie niewątpliwie znajduje się dalszy jej ciąg; wspomniane wiercenia Nowych Dworów i Benczyna wykazują dalsze zapadanie jury pod Karpaty już na zachód od Kurdwanowa, a dyzlokacya nadwiślańska wynurza się z pod łuku Karpackiego dalej na zachodzie i bieży aż do Kremusu nad Dunajem, określając wschodnią krawędź masywu Czeskiego, analogicznie do południowej krawędzi wyżyny Środkowo-Polskiej. Że dyzlokacya jest olbrzymia i wynosi setki metrów, to

¹⁾ Teisseyre W. Der paläozoische Horst von Podolien und die ihn umgebenden Senkungsfelder. Beiträge zur Paläont. und Geol. Oesterreich-Ungarns u. s. w., 1903.

²⁾ Grzybowski J. Granica wschodnia Krakowskiego zagłębia węglowego. Przegl. Górń. Hutn. 1912.

³⁾ Michael R. Die Entwicklung der Steinkohlenformation u. s. w.

wynika już z grubości powłoki mioceńskiej na niżu podkarpackim, a zresztą są na to bezpośrednie dowody w obniżaniu się jury ku południowi; na płaskowzgórzu Ojcowskim powierzchnia jury sięga powyżej 450 *m* nad poziomem morza, w Rzeszotarach spada do 500 *m* poniżej tegoż poziomu; koło Olkusza dolna krawędź jury leży o 370 *m* nad p. m., a w Benczynie schodzi o 320 *m* pod poz. m. Są to wielkości, dowodzące, że dyzlokacja nadwiślańska może wytłómaczyć pojawienie się 1000 *m* deniwelacji, i wywołać taką różnicę poziomu między powierzchnią zagłębia Górnośląskiego a nową podstawą erozyi. Dyzlokacja nadwiślańska przerwała ciągłość spadku ku północy i wytworzyła urwistą krawędź, która w granicach Zagłębia Górnośląskiego mierzyła powyżej 1000 *m*; obszary położone na południe od niej zapadły się w głąb, i być może, że właśnie nierównomierność tego zapadania, najintensywniejszego przy samej dyzlokacji, a słabszego ku południowi, wytworzyła pochylenie pretortońskiego zrównania Karpackiego ku północy. Ożywiła się erozya po obu stronach dyzlokacji, rzeki bowiem karpackie odmłodzone przez pochylenie zrównania rozpoczęły nowy cykl erozyjny, a jednocześnie erozya zaatakowała stromą krawędź wyżyny Środkowo-Polskiej; lecz ta erozya mimo bardzo znacznego spadku była słaba, gdyż wody z powierzchni nachylonej ku północy spływały dalej w tym samym kierunku, właściwie więc na krawędzi były czynne tylko wody atmosferyczne, na nią opadające, i małowodne strumienie pożyłoby ją w głębokie, lecz strome i krótkie kaniony. Erozya wsteczna skutkiem małowodności była słaba, a nawet wcinanie się coraz dalsze strumieni powiększało tylko bardzo mało ich debit, gdyż obrabowywać one mogły tylko górny, a więc małowodny, bieg rzek płaskowzgórza, pozbawionych już wody z dopływów Karpackich.

Pomimo tego, iż warunki, jak widzimy, sprzyjały wytworzeniu się tylko krótkich, acz głębokich dolin brzeżnych na krawędzi wyżyny Środkowo-Polskiej, jednak faza ta trwać musiała krótko, gdyż erozya przy takim spadku posuwać się musiała w głąb ładu, tembardziej, że niszczeniu podlegały w krawędzi płaskowzgórza łatwo wietrzejące skały karbońskie odsłonięte w ogromnej grubości, i doliny mogły wżerać się w tą krawędź dość szybko, podmywając oporniejszą powłokę wapienia muszłowego, która zachowała się w postaci płaskich płatów na niezni-

szczonych filarach węglowych. Tam, gdzie krawędź płaskowzgórza stanowiły skały oporniejsze, np. wapień jurajski, system kanionów rozwinął się bez porównania słabiej, tylko jako szereg dolin równoległych.

Nie posiadamy dostatecznych danych dla określenia wieku deniwelacji, która wywołała fazę powyższą; udowodniliśmy, że faza ta musiała być krótkotrwała, sądząc z wytworzonych przez nią form erozyjnych; koniec jej jest określony przez początek transgresji morskiej, wdzierającej się w preformowane doliny erozyjne, lecz wiek tej transgresji nie jest jeszcze ustalony; jeśli najstarsze utwory transgresji trzeciorzędowej są istotnie środkowo mioceniczne (recte helweckie), to dyzlokacja nadwiślańska musiałaby przypaść na miocen dolny, zważywszy, iż między jej utworzeniem a początkiem transgresji upłynął tylko krótki przeciąg czasu. Jeśli dolna część utworów trzeciorzędowych Śląska jest od helwecyenu starsza, to o tyleż wstecz odsunąć należy wiek wielkiej deniwelacji. Ponieważ jednak, jak stwierdza Sawicki¹⁾, wytworzenie poziomu II w Karpatach, prawdopodobnie identycznego z poziomem I w dorzeczu Przemszy, przypada na czas poligoceni, przeto skłonny jestem wraz z Friedbergem przypisywać tylko środkowo-mioceni wiek utworom śląskim trzeciorzędowym, a dyzlokację nadwiślańską, wywołaną przez nią potężną deniwelację i gwałtowną erozyję odnieść do miocenu dolnego, i to do górnej jego części.

Gwałtowna erozyja wysokiej krawędzi płaskowzgórza górnośląskiego została tedy niebawem przerwana przez dodatni ruch linii brzegowej morza trzeciorzędowego, skutkiem opuszczenia się tym razem całej Polski Południowej, zarówno już wytworzonego niżu Podkarpackiego, jak i górującej nad nim krawędzi wyżyny Środkowo-Polskiej. Ponowna deniwelacja wyniosła również około 1000 *m*, gdyż w fazie poprzedniej podstawa erozyji dla zagłębia Górnośląskiego leżała o 700 *m* pod obecnym poz. morza, a obecnie morze wdarło się we wszystkie wyżłobienia i doszło prawie do powierzchni zagłębia, do 300 *m* nad obecnym poz. morza. Wiek tej deniwelacji jest ściśle określony przez wiek warstw transgredujących, lecz, niestety, wiek ten jest dotychczas sporny. Musi-

¹⁾ l. c. str. 40 seq.

my tedy w braku dowodów bezpośrednich obejrzeć się za pośrednictwem.

Rozglądając się po ziemiach polskich, widzimy daleko na północy dyzlokację, która wywołała taką różnicę poziomu, jaka zajęć musiała w zagłębiu Górnośląskiem przy transgresji trzeciorzędowej, i której towarzyszyły zjawiska, wykazujące, iż dyzlokacja ta wywołała pewne zaburzenia odwodnienia. Gdy mianowicie porównamy otwór świdrowy w Sannikach, gdzie utwory kredowe zaczynają się na głębokości 297 *m* od powierzchni, a więc około 210 *m* poniżej poziomu morza, z położonym dalej ku północ-zachodowi otworem świdrowym w Janiszewie ¹⁾, w którym kredy wcale nie ma, a utwory jurajskie zaczynają się prawie na poziomie morza, gdy dodamy do tego grubość kredy, która, jak stwierdzają wiercenia Łódzkie ²⁾, mierzy do 600 *m*, to jasnym się staje, iż istnieje tu dyzlokacja, uskokowa czy fleksurowa, której bok południowy jest opuszczony w porównaniu z północnym o 800 *m* minimalnie, dyzlokacja, którą nazywam Kujawską. Niestety, brak mi dalszych wierceń, któreby stwierdzały, w jakim kierunku ciągnie się ta dyzlokacja. Zdaje się jednak, że zasolenie wód w okolicach Łęczycy zależy od jej przebiegu, a w takim razie dyzlokacja ta byłaby równoległa do dyzlokacji nadwiślańskiej, i działałaby w tym samym kierunku — zrzucając swój bok południowy.

Z dyzlokacją Kujawską związane jest rozprzestrzenienie trzeciorzędu; na południe od niej utwory mioceneskie, zalegające na piaskach glaukonitowych dolnego oligocenu, osiągają bardzo znaczną grubość (do 290 *m* w Sannikach), składając się z dolnej formacji węgla brunatnego, pokrytej ogromną masą pstrych ilów; zakańcza je górna formacja węgla brunatnego; na północ od dyzlokacji Kujawskiej występuje tylko kilkudziesięciometrowa warstwa przeważnie górnej formacji węgla brunatnego i nieco pstrych ilów.

Powstanie w miocenie między wyżyną Środkowo-Polską a me-

¹⁾ Lewiński J. Przyczynek do znajomości utworów górnourajskich na Kujawach. Spraw. Tow. Nauk. Warsz. 1910, str. 195.

²⁾ Lewiński J. Sprawozdanie z badań geologicznych wzdłuż Dr. Ż. Warszawsko-Kaliskiej. Pam. Fiz. T.

zozoicznym wypiętrzeniem Ciechocińsko-Inowrocławskim grubej warstwy słodkowodnych utworów mioceńskich świadczy o tem, iż normalny odpływ wód musiał tu ulec zaburzeniu, że powierzchnia po której wody spływały na północ, została zdeformowana w taki sposób, iż spadek wód się zmniejszył i zaczął się okres akumulacyjny; z początku powstały rozległe bagniska, sięgające z Polski aż na Łużyce, w których osadziła się dolna formacja węgla brunatnego; ale akumulacja nie dotrzymywała kroku opuszczaniu się terenu, powstały jeziora, w których osiadły pstrychy; dopiero gdy ustało opuszczanie się poziomu, akumulacja zarównała jeziora pstrych łąk; częściowo pokryły się one ponownie bagniskami w których powstała górna formacja lignitowa, wreszcie ustaliło się ponownie prawidłowe odwodnienie.

Wszystkie te zjawiska wiążą się w jedną całość. Wzdłuż dyzlokacji Kujawskiej opuszcza się południowa część Polski; morze wkracza na południu w kaniony Górnośląskie, a na północy zaczynają się wytwarzać utwory słodkowodne, które w takim razie musiałyby być zgruba synchroniczne z wtargnięciem morza na południu, a więc dolna formacja burowęglowa winnaby należeć co najniżej do tortonu. Jest tu pozorna sprzeczność z obecną tendencją przenoszenia utworów trzeciorzędowych Polski do góry, analogicznie do formacji burowęglowych Górnego Śląska, do sarmatu, w przeciwstawieniu do tendencji z przed lat kilkunastu zsuwania ich aż do oligocenu środkowego. Tendencja ta jest oparta tylko na tej okoliczności, że na Górnym Śląsku słodkowodny twór burowęgłowy zalega na tortonie; synchronizacja zupełnie pozbawionych skamieniałości utworów trzeciorzędowych Polski północnej jest nader trudna, ale jasną jest rzeczą, że jeśli przy opuszczaniu się łądu wzdłuż dyzlokacji Kujawskiej zaburzenia odwodnienia zacząć się musiały na północy, przy dyzlokacji, i dopiero w miarę narastania akumulacji i dalszego opuszczania się łądu mogły wędrować na południe, dosięgając peryferyi dopiero wtedy, gdy opuszczanie się doszło do swego maximum, to utwory burowęglowe Śląska mogą doskonale odpowiadać górnej części trzeciorzędu Polski Północnej i wraz z nią należeć do sarmatu, gdy akumulacja ostatecznie wyrównywa środkowomioceńskie zaburzenia odwodnienia. Charakter petrograficzny trzeciorzędu północnej Polski wskazywałby nawet na nierówno-

mierną szybkość opuszczania się południowej połaci lądu: z początku akumulacja podąża za opuszczaniem, przez czas pewien skutkiem zaburzeń odwodnienia powstaje tylko zabagnienie terenu i płytkie zalewy, w których osadzają się twory dolnej formacji burowęgłowej; potem akumulacja nie może dotrzymać kroku opuszczaniu się — powstają rozległe jeziora słodkowodne, w których osadzały się pstręgi iły. Pod koniec akumulacja bierze górę, jeziora ponownie zamieniają się w bagniska, powstaje górna formacja burowęgłowa.

Stwierdziliśmy powyżej, że do właściwego dorzecza Przemszy potężna erozja, wywołana przez wytworzenie się zapadliny Podkarpackiej zaledwie tylko doszła w postaci kanionu, kończącego się gdzieś koło Sosnowca; dalej na północy przetrwała jeszcze stara powłoka wapienia muszlowego, drenowana ku północy; zaczęły się wżarły się głębiej w dorzecze Przemszy, nastąpiła ponowna deniwelacja, morze zalało preformowane doliny i dotarło do okolic Sosnowca, tworząc tu głęboką zatokę. Oczywiście do poziomu tego morza dopasować się musiało odwodnienie terenu, strumienie, skierowane do pobliskiego morza posiadały większą siłę erozyjną od rzek płynących na północ do północno-polskiego obszaru akumulacyjnego i prowadziły w dalszym ciągu robotę, rozpoczętą w fazie poprzedniej, spływając ku morzu po najkrótszej drodze i zbiegając się skutkiem tego wachlarzowato do najdalej na północny wschód wysuniętego jego punktu — do zatoki Sosnowickiej. W tej fazie powstaje właściwy system wód Przemszy; rozcina on starą powierzchnię z której zostały tylko ślady w skałach oporniejszych, a na północy nawet w miękkim iłkajowym. Okres ten trwa dość długo, jak świadczą dojrzałe formy dolin wgłębnionych do poziomu II, nawet wrytych wyłącznie w wapieniu muszlowym lub w dolomicie; nad brzegami zatoki, na płaskowzgórzu między Sosnowcem a Dąbrową wytworzyła się nawet zupełna równina, a powierzchnia tego zrównania dopasowywa się do ówczesnego poziomu morza; najwyższe ślady zasypania tortońskiego dochodzą do 300 m, na brzegach zatoki najwyższe punkty zrównania drugiego wahają się od 303 do 309 m. Do tejże wysokości dochodzą odosobnione wyspy tkwiące w morzu tortońskim (Jeleń 310 m, Chełm 308 m), zrównanie więc drugie (II) odpowiada poziomowi morza tortońskiego i do tego

musi być odniesione wieku. Ku północy oczywiście, w głąb ładu poziom ten się podnosi, stosownie do spadku rzek pierwotnych. Ze faza ta trwała długo poucza nas porównanie z formami fazy następnej. Nie wszędzie stosunek tych form jest dobrze widoczny, gdzie formy następnej fazy dotarły do miękkich skał karbońskich, dojrzały one całkowicie i zatarła się granica między nimi a formami fazy poprzedniej; tylko w wapieniach lub dolomitach granica ta jeszcze się zachowała. Klasycznym przykładem jest wyłom Białej Przemszy przez pas wapienia muszlowego między Okradzionowem a Sławkowem.

Gdy wyjdziemy ze Sławkowa na górną drogę do Okradzionowa, to dolina Białej Przemszy zupełnie zniknie nam z oczu; na całej szerokości pasa wapienia muszlowego widzimy krajobraz dojrzały, którego szczyty wahają się koło 370 *m* (wzgórze nad Lipówką 367,4 *m*, Krzykawka 372 *m*); od tych wysokości schodzi zbocze łagodne, a na wysokości 319—320 *m* rozpościera się prawie równe dno dolinne, szerokie prawie na 3 *km*; podchodzimy jednak bliżej i otwiera się przed nami dolina Białej Przemszy, około 30 *m* w dno starej doliny wgłębiona, nie szersza u dołu nad 250 *m*; ściany tej doliny są miejscami bardzo strome, miejscami łagodniej pochylone, i jak wiemy, przeważnie pokryte piaskami fluwiogłacyalnymi, które nie sięgają do poziomu starego dna dolinnego; tam jednak, gdzie z pod piasku wynurzają się skały wapienne, widzimy ich uderzającą stromość w porównaniu do zboczy wyższych. Zważywszy, że i szczyty, i stare dno doliny i zbocza nowej doliny składają się z jednego materiału petrograficznego — z wapienia muszlowego lub dolomitu, przeto jasnym jest, iż nowa dolina Białej Przemszy jest wynikiem odmłodzenia.

Analogiczny przykład widzimy na tejże Białej Przemszy koło Chrzastowic: widzimy tu szerokie dno doliny, wyźłobionej w jurze, do 1,5 *km* szerokiej, na poziomie około 350—360 *m*; w to dno wgłębiona jest pięknie meandrująca wązka (do 100 *m*) dolina, po której na zasypaniu fluwiogłacyalnym małym promieniem meandruje obecnie Biała Przemsza. Obraz ten dowodzi nie tylko odmłodzenia, ale jeszcze stwierdza zupełną dojrzałość odmłodzonego krajobrazu, skoro Pra-Przemsza meandrowała swobodnie po szerokim dnie dolinnym, jak tego dowodzi istnienie meandrów wgłębionych. Zresztą wynika to już z ogromnej szerokości dna starej doliny powyżej Sławkowa.

Takich pięknych, jak powyższe, dowodów odmłodzenia mamy w Zagłębiu mało, gdyż wszędzie, gdzie odmłodzone doliny dotarły do warstw miększych, wytworzyły się już formy całkowicie dojrzałe. Choćby wzdłuż tejże Białej Przemszy między Chrząstowicami a Kuźniczką, gdzie płynie ona po łożach kajprowych, niema już ciągłego poziomu starszego dna doliny, i zaledwie pokryte płatem jury wzgórze Błędowskie świadczy o istnieniu dawniejszego poziomu. To samo widzimy wzdłuż Czarnej Przemszy na północ od Dąbrowy, gdzie po starym poziomie II zachowały się świadki w postaci wzgórz Gołonoga, Sarnowa, Malinowic. Nawet wyłom Czarnej Przemszy na południe od Będzina, gdzie rzeka przerzyna wpoprzek pas wapienia muszlowego, nosi charakter bardzo późnej młodości, wykazując małą stromość brzegów przy dość znacznej szerokości, a to dla tego, że jak stwierdzają wiercenia (str. 26) odmłodzona dolina wcięła się tu już aż do miękkich warstw piaskowca pstrego. Wiercenia w dolnym biegu Białej Przemszy stwierdzają również dojrzałość form odmłodzonej doliny a zarazem wykazują jej bardzo znaczną głębokość; istotnie, jakieśmy to stwierdzili, opisując zasypanie fluwiogłacyalne, dno dolin preglacyalnych leży do 50 m poniżej obecnego dna dolin, podnosząc się dość szybko ku północy.

Obecny układ rzek dorzecza Przemszy był nawet w szczegółach wykształcony już przed odmłodzeniem, na powierzchni poziomu II. Nie tylko wykształcone zostały wówczas konsekwentne rzeki, zbiegające się wachlarzowato do zatoki Sosnowickiej, lecz doskonale się już rozwinęły doliny subsekwentne, a przede wszystkim wielka dolina subsekwentna w kajprze na północnym stoku antykliny z wapienia muszlowego Tarnowicko-Dąbrowskiej, tak iż prostokątne połączenia rzek subsekwentnych tej doliny z konsekwentnymi odcinkami, spływającymi do zatoki Sosnowickiej istniały już wówczas, i to na granicy skał twardszych i miększych. Że tak było, dowodzi rzut oka na mapę, gdzie uderzy nas natychmiast, że przejście subsekwentnych odcinków Białej i Czarnej Przemszy w wyłomy transwersalne, zaznaczające się załamaniem rzeki pod kątem prostym, zachodzi nie tak, jak być powinno normalnie, na granicy między skałami miękkimi a twardymi, lecz w głębi skał twardych.

Biała Przemsza płynie ze wschodu na zachód po równinie kaj-

prowej (pomijam zupełnie zasypanie dyluwialne), i nie zmienia kierunku, wkracząc w dziedzinę twardego dolomitu powyżej Kuźniczki. Dopiero przy Okradzionowie, po dwukilometrowym prawie przebiegu wśród skał wapienia muszlowego, zmienia ona kierunek biegu na północno-południowy. To samo widzimy na Czarnej Przemszy w okolicach Siewierza: tam subsekwentna Mitrega, płynąca ze wschodu na zachód, koło Kuźnicy Świętojańskiej nie zmieniając kierunku wkracza w granice dolomitów wapienia muszlowego i płynie wśród nich prawie równolegle do obecnej granicy kajpru i wapienia muszlowego na przestrzeni około 5 km. W wapieniu muszlowym łączy się ona z Czarną Przemszą i załamuje się pod kątem prostym dopiero przy Boguchwałowicach, skręcając raptownie na południe.

Zjawiska te stają się zrozumiałe dopiero gdy w obu tych obszarach dopełnimy skały do wysokości poziomu II. Wówczas okazuje się, że, ponieważ wapień muszlowy zapada ku północy, respective ku północnemu wschodowi, przeto na wysokości poziomu II kajper sięgał dalej na południe niż obecnie, i prostokątne załamy rzek przypadały na granicy między skałami miękkimi (kajper) a twardymi (wapień muszlowy). Po odmłodzeniu rzeki epigenetycznie wcięły się w leżący pod kajprem wapień muszlowy, iły kajprowe zostały usunięte przez erozyję, i pozostały niewytłómaczalne załamy wśród twardych i jednorodnych skał wapienia muszlowego.

W tym samym czasie nastąpiło obrabowanie konsekwentnej Trzebyczki przez subsekwentną Mitregę, Dolina Trzebyczki, stanowiąca wyłom w pasie wapienia muszlowego, przez który droga żelazna Warszawsko-Wiedeńska przechodzi z równin Zawierekich do właściwego zagłębienia Dąbrowskiego, zwraca na siebie uwagę dysproporcją między wymiarami samej doliny a znikomą i pozabawioną górnego biegu rzeką Trzebyczką. Za Łazami droga żelazna przechodzi przez Mitregę, przewycięża lekkie nabrzmienie terenu (kajprowe) i wchodzi w szeroką, zupełnie dojrzałą dolinę Trzebyczki, kończącą się koło Ząbkowic, gdzie urywa się pas wyżyn z wapienia muszlowego. Płaskodenna dolina Trzebyczki przecina cały pas wapienia muszlowego, zachowując ciągle jednokową prawie szerokość około 2 km na dnie; tu i owdzie plant kolei nadcina skały tryasowe, i tylko w środku doliny zalega

w niej nieco więcej piasku. Poziom dna starej doliny Trzebyczki u jej wylotu na równinę Dąbrowską wynosi 300—305 *m*, i podnosi się do 315—320 *m* koło Tucznej Baby, odpowiada tedy mniej więcej poziomowi II. Po tej rozległej i dojrzałej dolinie w płytkiem łożysku wśród piasków płynie mizerna rzeczka, zaczynająca się paru źródelkami przy Tucznej Babie tuż u północnego wylotu starej doliny na równinę kajprową. Dysproporcya między obecną Trzebyczką, której meandry mają najwyżej kilkometrowy promień, a jej starą doliną rzuca się w oczy, i jasnym jest, iż nie ona jest twórczynią swej doliny. Jest zupełnie oczywistem, że dolina Trzebyczki została wytworzona na poziomie II przez rzeczkę konsekwentną, spływającą na południe od stóp wyniosłości jurajskich w Łazach i Niegowonicach. Skutkiem wykształcenia subsekwentnego dopływu Czarnej Przemszy, obecnego dolnego biegu Mitregi, nastąpiła dekapitacja Trzebyczki w okolicach Wiesiolki. Wzbogacona w wodę Mitrega pogłębiła swe koryto, a obrabowana Trzebyczka jako mizerny szczątek tułała się po dnie zbyt szerokiej doliny, a zdolność jej erozyjna była już bardzo słaba, tak, że przy odmłodzeniu następnej fazy nie zdołała ona sobie wyryć w twardym wapieniu muszlowym wyraźnego młodocianego koryta, które natomiast jest pięknie rozwinięte poczynając od Ząbkowic, gdy Trzebyczka wpływa na miększe tereny piaskowca pstrego i formacyi węglowej.

Taką starą doliną poziomu II, może również ze śladami dawniejszej dekapitacji znajdujemy nad Białą Przemszą. Jest to obecna dolina, ciągnąca się od Zedermana na wschód od Olkusza, u stóp Rabsztyna, równolegle do krawędzi kuesty jurajskiej i otwierająca się poniżej Kluczów do doliny Białej Przemszy. Obecnie dolina ta jest zawalona piachami dyluwialnymi do bardzo znacznej głębokości (wiercenie wprost Słowika na wschód od Olkusza dotarło do skał starszych na głębokości dopiero 23 *m*); z górnego jej biegu korzysta Baba, skracająca pod kątem prostym z kierunku północnego ku zachodowi, i wypływająca pod Olkuszem na pustynię Starczynowską. Ale Baba nie zdołała zmodyfikować spadku doliny na północ, i dział wodny Baby od północy mierzy zaledwie 1,5 *m*. Po usunięciu piasków dyluwialnych dolina ta ciągnęłaby się z prawidłowym spadkiem ku północy, i oczywiście przed dyluwium stanowiła koryto jakiegoś strumie-

nia. Czy wyłom Olkuski, prostopadły do tej doliny doprowadził niegdyś do preglacyalnego kaptażu tego strumienia przez strugę, spływającą z kuesty na zachód, a później subsekwentnie płynącą za oboczną strugą Starczynowską i Sztołą wzdłuż osi antykliny węglowej, czy też kaptaż ten przygotowywał się dopiero — trudno orzec, gdyż nie znam grubości występujących w wyłomie Olkuskim piasków dyluwialnych, nie wiem przeto, czy spada on poniżej dna doliny Rabsztyńskiej.

Dowody powyższe wystarczają, aby stwierdzić, że po dojrzeniu form poziomu II, wytworzonego przez systemat rzek, analogicznych do dzisiejszych i spływających do zatoki Sosnowickiej, nastąpiło intensywne odmłodzenie, które doprowadziło przed okresem lodowcowym do dojrzenia form w terenach łatwo podlegających gradacyi, lecz zachowało cechy młodociane wśród skał twardych. Czas, jaki upłynął od tego odmłodzenia do początku akumulacyjnego okresu glacyalnego musiał być znacznie krótszy, niż czas, podczas którego wytwarzały się formy poziomu II, gdyż wówczas w twardym wapieniu muszlowym wyrzeźbione zostały formy dojrzałe, a nawet, jakby z równej powierzchni płaskowzgórza między Będzinem a Sosnowcem sądzić można, częściowo zgrzybiałe, natomiast po odmłodzeniu formy w wapieniu muszlowym zachowały swój charakter młodociany; wobec tego odmłodzenie datować należy gdzieś z późniejszego pliocenu, a w takim razie jest uderzającym, że miocenne ruchy skorupy ziemskiej, wyrażające się w regresyi morza, naprzód tortońskiego, a później sarmackiego, nie wywarły wpływu na morfologię dorzecza Przemszy.

Aby zrozumieć te zjawiska, musimy się wrócić do morza tortońskiego, pod którego wpływem wytworzył się konwergujący system wód dorzecza Przemszy i zaczął się wytwarzać jego poziom II. Po tortonie morze cofa się z obszarów Górnośląskich i rozstępuje na dwie strony. W tem miejscu, gdzie obecnie kończy się zapadlina Podkarpacka, a poślubiona przez pretortońską erozyę i zarównana osadami tortońskimi krawędź starego masywu Sudecko-Polskiego znika pod brzegiem Karpackim, następuje maksymalne wyniesienie wzdłuż osi skierowanej z południowego wschodu na północny zachód; skutkiem tego ruchu morze rozstępuje się, przerywa się połączenie Sarmackiego morza Galicyjskie-

go z zagłębieniem Wiedeńskim, masyw Sudecko-Polski spaja się w jeden łąd z Karpatami, których brzeg w tym samym czasie nasuwa się na jego krawędź, wytwarzając przy tem gdzieniegdzie zaburzenia w utworach miocenijskich. Jednak dla odwodnienia dorzecza Przemszy ruch ten, tak doniosły dla dalszego rozwoju geologicznego, jest bez znaczenia, i zapoczątkowany w czasie tortońskim cykl erozyjny rozwija się dalej spokojnie i bez zaburzeń. Widocznie ruch epeirogeniczny jest tak równomierny i względnie nieznaczny, że wyniesienie dorzecza Przemszy do większej wysokości nad poziomem morza jest zrównoważone przez większą tego morza odległość.

Rzeki, które wachlarzowato spływały do zatoki tortońskiej pod Sosnowcem, łączą się tu w jedną strugę i po powierzchni zasypania tortońskiego, które sięgało około 300 m, podążają ku wschodowi do morza Sarmackiego, nie zmieniając poważnie spadku w swym górnym biegu. W ten sam sposób rozwijają się dalej zjawiska w pliocenie. Wyniesienie łądu obejmuje coraz szersze obszary, morze zostaje wyparte coraz dalej na południowy wschód, ale za niem podążają coraz dłuższe rzeki, stosunki odwodnienia i spadki pozostają bez zmiany w górnym biegu rzek. W tym czasie dorzecze Przemszy, odwodnione do morza Pontyckiego, dojrzało spokojnie, bez poważniejszej zmiany poziomu denudacyjnego; cykl ten został przerwany dopiero przez odmłodzenie późniejsze, które w dna dojrzałych dolin poziomu II wgłębiło stromościenne doliny, niekiedy meandrujące wyraźnie.

Odmłodzenie to w dorzeczu Przemszy, poprzedzające niezbyt znacznie okres dyluwialny, a więc górno-plioceńskie, jest bardzo szeroko rozpowszechnione na ziemiach Polskich. Odmłodzone formy wykazują zarówno dopływy Wisły, spływające do niżu Podkarpackiego, choćby Nida w swych wyłomach przez jurę pod Chęciami, jak dolina Wisły w granicach jej wyłomu między Zawichostem a Puławami, jak dopływy Wisły, zarówno od lewego brzegu jak Kamienna, jak od prawego, jak Wąwolniczka. Ostatnie więc odmłodzenie preglacyalne dotknęło całego systemu Wisły i oczywiście Przemsza już do tego dorzecza należała. Najprościej byłoby przypuścić, że przyczyną odmłodzenia rzek górnego dorzecza Wisły było epeirogeniczne wyniesienie wyżyny Środkowo-Polskiej, i że wyłom Wisły jest antecedeny. Ale w takim

razie między okresem, odpowiadającym odwodnieniu do ustępującego na wschód morza trzeciorzędowego, a tym czasem, kiedy dorzecze Przemszy przechodzi te same losy, co pozostałe rzeki dorzecza Wisły, musiałyby zająć zjawisko pierwszorzędnej doniosłości, mianowicie zmiana zasadnicza kierunku odwodnienia skutkiem przyłączenia niżu Podkarpackiego do układu Wisły, a więc przystosowanie się odwodnienia do bliższej podstawy erozyjnej. Trudno przypuścić, aby taka zmiana nie odbiła się na odwodnieniu i nie pozostawiła śladów w kształtach powierzchni. Z tego powodu skłonny jestem przypuszczać, że odmłodzenie plioceńskie — jedyną poważniejszą zmianę, jaka zaszła po ustaleniu mioceneńskiego régimeu, raczejby wiązać należało z przyłączeniem niżu Podkarpackiego do dorzecza Wisły, ze zmianą zasadniczą kierunku odwodnienia na północ i z przybliżeniem skutkiem tego podstawy erozyji, a to w sposób następujący.

Aczkolwiek na południu cofanie się morza, wywołane przez stopniowe podnoszenie się lądu nie zmieniało zasadniczo charakteru odwodnienia, to na północnej części ziem Polskich, odwadnianych w pliocenie na północ czy na północo-zachód, ruch ten epeirogeniczny musiał dać się odczuć. Tu odległość od morza nie ulegała znaczniejszej zmianie, nie znamy bowiem stałego cofania się morza plioceńskiego z Europy północno-zachodniej, analogicznego do odwrotu morza Sarmackiego i Pontyckiego; epeirogeniczne tedy podniesienie południowej części ziem Polskich, które wyparło ostatki morza trzeciorzędowego ku wschodowi, musiało powiększyć spadek rzek północno-polskich, pobudzić ich erozyję, zmusić je do aktywniejszej erozyji wstecznej, a w pierwszej linii wpłynąć na największą z tych rzek, na Pra-Wisłę, korzystającą z wielkiej depresji między Górami Świętokrzyskimi a wyżyną Lubelską. Pra-Wisła przeżarła się wreszcie przez pas kredowy, dotarła do zapełnionego sypkimi utworami miocenejskiego niżu Podkarpackiego i zaczęła obrabowywać jego rzeki, kierując ich wody ku północy — do bliższej podstawy erozyjnej.

Mniemam, że te właśnie zjawiska spowodowały odmłodzenie naziomu w dorzeczu Przemszy. Słaba Pra-Wisła, która powoli tylko przecinała się wstecz przez skały kredowe, odrazu zaczęła potęgnić, bogacąc się wodami Podkarpackiego niżu miocenejskiego (zrównanego oczywiście do poziomu, analogicznego poziomu-

mowi II dorzecza Przemszy); zmieniły się warunki odpływu, naruszona została równowaga, i bardzo obfita w wodę Pra-Wisła zaczęła nader intensywną erozyję pogłębiającą, której rezultatem jest wyłom przez wyżynę kredową. Oczywiście to samo odmłodzenie dotknęło wszystkich rzek, spływających do niżu Podkarpackiego, a formy, jakie wytworzyło ono w czasie preglacyalnym, zależne są od twardości skał. Sam wyłom Wisły w nieco oporniejszej opoce kredowej zachował pewne cechy późnej młodości; formy młodociane zachowały się bardzo pięknie w skałach znacznie twardszych, w których wyżłobione są doliny niektórych dopływów Wisły, jak np. Kamiennej, która pod Bałtowem płynie w pięknym kanionie jurajskim z wgłębnionymi meandrami; natomiast na niżu Podkarpackim, zapełnionym miękkim osadem miocenijskim, wytworzyła się ogromna dolina subsekwentna o formach dojrzałych; tylko w górnym biegu rzek spływających z wyżyny Środkowo-Polskiej do niżu Podkarpackiego, zwłaszcza wśród skał twardszych, jak nad Białą Przemszą, zachowane zostały formy młodociane.

W dorzeczu Przemszy odmłodzenie wytworzyło doliny nader głębokie, jak dowodzą wiercenia przytoczone w części I (str. 22 seq.); dolina Czarnej Przemszy na południe od Będzina była wgłębniona o 100 *m* poniżej poziomu II, do tej samej głębokości dochodzi szeroka dolina Białej Przemszy w południowym obszarze. Brak wierceń w innych częściach dorzecza, któreby stwierdziły całkowitą grubość zasypiania fluwioglacyalnego, nie pozwala nam stwierdzić stopniowego zmniejszania się głębokości dolin w górę rzek dorzecza Przemszy, gdzie niema już głębokich dolin, wciętych w poziom II.

Odmłodzenie więc było spowodowane przez bardzo znaczne obniżenie poziomu erozyjnego, które w dorzeczu Przemszy wyniosło do 100 *m*, jak wynika z położenia dna dolin preglacyalnych w dolnym biegu Białej i Czarnej Przemszy o 100 *m* poniżej poziomu II, o 200 *m* tylko nad poziomem morza. Brak mi danych, dotyczących się zasypiania dyluwialnego w dolnym biegu Przemszy i w dolinie Wisły w granicach Galicji, niepodobna więc stwierdzić, czy poziom ten jest ciągły, czy dno doliny Przemszy ma dalszy prawidłowy spadek. Szereg wierceń, przy-

toczonych przez Michaela ¹⁾ z nad Wisły, wykazuje małą grubość dyluwium i cienkie zasypanie rzeźby preglacyalnej, tak iż w wierceniach tych nie znajdujemy starego dna dolinnego, stanowiącego dalszy ciąg dolin dorzecza Przemszy. Gdyby tak było, to wręcz przeciwnie niż przypuszczają Kuźniar i Smoleński l. c., wyżyna Środkowo-Polska, przynajmniej w granicach dorzecza Przemszy podległaby w okresie lodowcowym nie wypiętrzeniu lecz obniżeniu, załamującemu spadek rzek na południe; ruch taki wyjaśniałby olbrzymią grubość zasypania lodowcowego w dorzeczu Przemszy. Jednak z cytowanej pracy Łozińskiego zdaje się wynikać, że poziom II jest widoczny w Galicyi w rowie Krzeszowickim, góry Jelenia i Chełma stanowią również jego ciąg dalszy, i żadnego załamania poziom ten nie wykazuje. Być może tedy, iż znane mi wiercenia nie natrafiły na najgłębsze miejsca dolin preglacyalnych.

Historję późniejszą dorzecza Przemszy już znamy z części I; relief preglacyalny uległ zasypaniu lodowcowemu, a po cofnięciu się lodu podlegał erozyi rzecznej, w której wyróżnić można trzy fazy, zaznaczone przez tarasy rzeczne różnej wysokości.

Zmiany odwodnienia w czasie polodowcowym.

Na tle skreślonego powyżej obrazu przedlodowcowych dziejów dorzecza Przemszy stają się zrozumiałe anomalie jego odwodnienia. Zaznaczyliśmy już powyżej, że rzeki dorzecza Przemszy składają się z szeregu odcinków subsekwentnych połączonych dolinami poprzecznymi; do tych elementów przyłączają się obsekwentne odcinki, spływające od podnóża kuesty jurajskiej, drobne, wyjąwszy górny bieg Białej Przemszy. Odwodnienie to, przeważnie niezależne od obecnego ukształtowania powierzchni nosi charakter *epigenetyczny*.

Ztąd wynika, że dorzecze Przemszy stanowi, że tak powiem przeżytek hydrograficzny, co stwierdza jeden rzut oka na jego dział wodny. Ze wszech stron dobrze wyrażony, sięgający do

¹⁾ Michael R. Die Entwicklung der Steinkohlenformation u. s. w.

100 *m* i więcej nad obecnem dnem dolin, posiada on trzy wylomy, przez które do dorzecza Przemszy wdzierają się rzeki dorzecza Odry, Małapani i Warta, i Szreniawa, wpadająca do Wisły znacznie poniżej Przemszy, a więc posiadająca niższą podstawę erozyjną. Rzeki te obrabowują dorzecze Przemszy, wcinają się weń coraz głębiej, co dowodzi starości tego ukształtowania hydrograficznego i przystosowania go do zgoła innych stosunków odwodnienia.

Brynica. Rzeka Brynica korzysta częściowo z zachodniego odcinka wielkiej doliny subsekwentnej, ciągnącej się od Kluczów przez Siewierz. Źródłiska jej leżą na południowym zboczu pasma kajprowego, oddzielającego dorzecze Przemszy i Małapani od dorzecza Warty; ze zbocza tego spływa na południe szereg niewielkich równoległych strumyków, zasilających częściowo Czarną Przemszę, Brynicę i Małapanę. Strumyki te ze znacznym spadkiem spływają na piaszczystą równinę położoną na północ od Zendka i posiadającą spadek ku zachodowi; po tej równinie w płytkich łożyskach płyną równolegle górna Brynica i Małapani, oddzielone zaledwie 1,5 — 2 metrowym piaszczystym działem wodnym. Małapani płynie dalej po tej samej dolinie za spadkiem na zachód, Brynica zaś skręca koło Zendka na południe, przerzyna koło Żychlina wyniosłości z wapienia muszlowego, dochodzące do 310 *m* (szczątek poziomu II) i w wielokrotnych załamach płynie na południe. Długość powietrzna Brynicy od jej źródeł koło Lasów do ujścia wynosi 33,5 *km*, długość rzeczywista 58,8 *km*, a więc rozwinięcie wynosi 75%. Skrety i załamy Brynicy przypadają zarazem nie na przejścia z warstw miększych do twardszych, lecz przeważnie zachodzą w jednolitym materiale, w wapieniu muszlowym, co jest zrozumiałe na tle epigenetycznego pochodzenia doliny obecnej. Najciekawszym odcinkiem biegu Brynicy jest jej odcinek górny, który oczywiście oddawna stanowił teren zażartej, a ze zmiennem szczęściem toczonej walki między Przemszą a Odrą, resp. Brynicą a Małapaną. Obecnie przewagę ma Małapani, która płynąc za spadkiem ogólnym doliny, wypełnionej piaskami, wcina się coraz dalej na wschód, odbierając Brynicy północne dopływy z wyżyny kajprowej, spadek bowiem Małapani jest większy od spadku Brynicy: na poziomie 302 *m* obie rzeki płyną obok siebie równolegle, w płytkich doli-

nach półtorametrowej głębokości; powyżej tej koty spadek obu rzek jest znaczny. Brynica od źródeł aż do Szukaja na przestrzeni 2 *km* wykazuje 17 *m* spadku — a więc 8,5‰; takż mniejwięcej spadek posiada i górna Małapana; poniżej jednak, od granicy państwa do Kołonowska na 54 *km* Małapana ma 103 *m* spadku, prawie 2‰, Brynica zaś od Zendka do Ujścia na 46 5 *km* spada od 294 *m* do 240 *m*, o 54 *m*, a więc ma niecałe 1,2‰ spadku. Małapana więc od czasu zasypania lodowcowego ma znaczną przewagę nad Brynicą i obrabowała ją z całego szeregu północnych dopływów. Oczywiście poprzednio, zaraz po zlodowaceniu panowały warunki pomyślniejsze dla Brynicy, która zdołała ująć strumienie dopływające obecnie do Małapany; być może, iż przyczyny tego szukać należy w tej okolicy, że lód stagnował dłużej w dolinie Odry, niż w dorzeczu Pszemszy, i że zasypanie dyluwialne dolin Małapany i Odry skutkiem tego później uległo uprzątaniu. Dawniejsze perypetye walki dorzecza Odry i Wisły w Górnej Brynicy kryją się przed badaniem pod zasypaniem dyluwialnym. Wszakże wyłomy Brynicy koło Zendka i Żychlina, wcięte w poziom II stwierdzają iż niegdyś tą drogą wcięła się ona do subsekwentnej doliny górnej Małapany.

Czarna Przemsza. W Bzowie, w Kromołowie i w Ogrodzieńcu, mniej więcej na jednym poziomie 380 *m* biją z wapienia jurajskiego duże źródła typu źródeł krasowych, a wody ich równoległymi korytami, niegłęboko narzniętymi w cienkiej tu powłoce piasków dyluwialnych, spływają za regularnym spadkiem powierzchni ku zachodowi. Ale na poziomie około 350 *m* struga płynąca od Kromołowa skręca ku północy, narzyna coraz głębiej swe koryto i wychodzi na północ przez Zawiercie, korzystając z przerwy między kuestą jurajską a wałem kajprowym, stanowiącym dalej na zachód dział wodny między Wartą a Przemszą. Jest to górna Warta. O niecały kilometr ku zachodowi z bagniska wśród równiny wypływa nowa struga, bardzo małowodna obecnie, równoległa do górnego biegu Czarnej Przemszy. Między tą strugą a biegiem górnej Warty do poziomu 350 *m*, na którego przedłużeniu leży owa struga, istnieje depresja terenu; mamy więc tu przed sobą niewątpliwy rabunek, dokonany przez Wartę na górnym biegu Czarnej Przemszy; nic w tem dziwnego, skoro spadek Warty jest dwa razy większy niż Przemszy. Od poziomu

350 *m* który Warta i Czarna Przemsza przecinają tuż obok siebie, Warta spada do 287 *m* już za Mijaczowem, na długości 18 *km* (spadek przeto wynosi 3,5‰), a Czarna Przemsza dochodzi do tegoż poziomu (207 *m*) dopiero w Boguchwałowicach, o 36 *km* (spadek 1,75‰) od koty 350 *m* odległych. I tu więc Odra obrabowywuje dorzecze Wisły.

Biała Przemsza. W górnym biegu Białej Przemszy wala toczy się między nią a Szreniawą. Biała Przemsza zaczyna się na północ od Wolbromia koło Łobzowa i jako mała struga spływa na południe do rozległej niziny Wolbromskiej; nizina ta jest zajęta przez olbrzymie płaskie torfowisko, mierzące 1 do 1,5 *km* szerokości a do 5 *km* długości; powierzchnia tego torfowiska leży około 375 *m* n. p. m., a dokoła otaczają je wyniosłości kredowe i jurajskie, których szczyty najwyższe dochodzą do 490 *m* (góra na południe od stacyi kolejowej) a wogóle wahają się koło 400—420 *m*. Biała Przemsza przecina część zachodnią powyższego torfowiska w bardzo płytkim korycie i dalej ku zachodowi płynie wśród opoki górnokredowej i piaskowca cenomańskiego w szerokim zabagnionem korycie, które zwęża się dopiero przy Nadmłyniu, gdy skały jurajskie zbliżają się do rzeki.

Ze wschodniego końca tegoż torfowiska wypływa Szreniawa; już w samym torfowisku, przed mostkiem kolejowym wcięła się ona w nie na 3 *m* wgłąb; poniżej mostka kolejowego wzdłuż wsi Brzozówki płynie ona w wązkim korycie, do 6 *m* głębokim, ze śladami jednego tarasu o 4 *m* poniżej górnej krawędzi, i tu w dnie i w bokach wąwozu Szreniawy odsłaniają się margle kredowe; wąwóz ten jest wyźłobiony na dnie dość szerokiej płaskiej doliny. Poniżej Brzozówki do Szreniawy wpada z południa strumyk, krótki, lecz o głębokiej, też do 6—8 *m*, dolince. Koło Wierzchowisk Szreniawa skręca raptownie na północ, na drodze jej stają wyniosłości do 385 *m*; o kilometr na północ skręca ona znowu na wschód, ale teraz wchodzi już do doliny o szerszem dnie, bez charakterystycznego wąwozu. Z tego miejsca ku zachodowi rozchodzą się wachlarzowato cztery łagodne doliny wcinające się w wyniosłości kredowe. Jasnym jest, że mamy tu obszar źródłowy starej Szreniawy, zakończony wachlarzowato rozchodzącymi się dolinami. Jedna z nich, skierowana na południe dotarła do źródeł Białej Przemszy, która brała początek na

zachodniem zboczu wyżyn na wschód od Wierchowisk i spływała na zachód, do bagna Wolbromskiego przez szeroką dolinę, w której leży wieś Brzozówka; kaptaż ten odwrócił górny bieg Białej Przemszy i zdrenował wschodnią część bagna Wolbromskiego; wywołało to wcięcie się górnej Szreniawy głębokim wąwozem w dno starej doliny. Wiek tego kaptażu jest przeddyluwialny, jak świadczy występowanie utworów dyluwialnych w dolinie Szreniawy, wszakże obecnie, po dyluwium, zjawiska powtarzają się analogicznie, z tą tylko różnicą, że odnowiony kaptaż obecny odbył się na wyższym poziomie i wcina się przeważnie w zasypanie dyluwialne starej doliny. Przewaga Szreniawy nad Białą Przemszą ztaje się zrozumiała, gdy weźmiemy pod uwagę ich spadek: obie wypływają z bagna Wolbromskiego z poziomu 375 *m*. Biała Przemsza dochodzi do poziomu 291 *m* dopiero przy Kuźniczce, w odległości 25,5 *km*, a więc na tej odległości spadek wynosi prawie 3‰, wówczas gdy Szreniawa spada do poziomu 289 *m* już przy Witowicach, o 10,5 *km* od swych źródeł, spadek więc jej na tej przestrzeni wynosi średnio 8‰. Ta różnica spadku wynika ztąd, że wówczas, gdy Przemsza wpada do Wisły na poziomie 226,8 *m*, przy ogólnej długości 82,4 *km*, ujście Szreniawy do Wisły leży na poziomie 176 *m* przy ogólnej długości 80 *km*.

W obecnym tedy czasie sąsiednie rzeki ze wszystkich stron wdzierają się w dorzecze Przemszy i obrabowują ją. Teraz ich erozya wsteczna tyczy się jeszcze zasypania dyluwialnego, wszakże jest ona tylko powtórzeniem zjawisk kaptażu, jakie zachodziły przed zlodowaceniem i złościły wówczas żywą skałę. Proces ten był wstrzymany podczas akumulacyjnego okresu lodowcowego, skutkiem dłuższego trwania zlodowacenia na północy i zmniejszenia spadku w dorzeczu Odry, po ustąpieniu wszakże zlodowacenia odnowił się ze znaczną siłą i trwa dotychczas.

I THEIL.

Die diluvialen Ablagerungen des Przemsggebietes.

Grundmoränenablagerungen.

Es wurde bis jetzt wenig Aufmerksamkeit den jüngeren Bildungen des Przemsggebietes geschenkt, weshalb in der Litteratur keine Moränenablagerungen bekannt sind, die sehr verbreiteten diluvialen Sande aber irrthümlich ausschliesslich als Verwitterungsprodukte älterer Gesteine aufgefasst werden. Die Moränenablagerungen sind in Wirklichkeit sehr selten im Przemsggebiete, da sie vorwiegend gänzlich zerstört wurden, so, das Spuren der einstigen Verbreitung der Grundmoräne nur durch vereinzelte Geschiebe aus kristallinen, oder überhaupt fremden Gesteinsarten angedeutet sind, die in einem braunen sandig-thonigen Verwitterungsboden zerstreut liegen. Wo aber Spuren der Grundmoräne erhalten sind, da sind sie tief verändert, gänzlich entkalkt, oberflächlich ganz versandet, und treten nur in vor Zerstörung gut geschützten Lagen auf. Deshalb sind mir nur wenige gute Profile der Grundmoräne bekannt.

Östlich von Milowice, am Wäldchen in 264 *m* Meereshöhe, mitten in einer zur Brynica sanft geneigten Sandfläche steht die Grundmoräne in einer kleinen Ziegeleigrube an. Die 2 *m* hohe westliche Wand dieser Grube besteht aus einem sehr stark sandigem braunem Lehm, der gänzlich entkalkt ist, und in welchem zahlreiche vorwiegend kleine Geschiebe stecken, die ausnahms-

weise bis 50 *cm* Durchmesser haben. Die Geschiebe bestehen hauptsächlich aus Quarz, aus grobkörnigem Quarzconglomerat, aus rothem Sandstein, weissem Kalkstein, weissen und schwarzen Jurakiesel, endlich seltener aus Granit oder Glimmerschiefer; ausserdem erscheinen viele eckige oder abgerundete Bruchstücke rother oder violetter Thone. Die Sandbedeckung verhindert die Feststellung der Verbreitung dieses Geschiebelehmes, der äusserlich in den Terrainformen gar nicht hervortritt.

Viel besser sind die Diluvialablagerungen in einem Eisenbahneinschnitte der zur Kohlengrube „Grodziec“ führenden Zweigbahn unweit von Parchówka Psarska entblösst. Die Bahn schneidet hier einen, die Wasserscheide zwischen der Schwarzen Przemysza und einem Zufluss der Brynica bildenden Rücken an. Der Bahneinschnitt fängt auf dem Niveau von 302,5 *m* an und wird weiter westlich bis zu 6 *m* tief.

In seinem östlichen Ende auf einer Strecke von rund 100 *m* erscheint an der Oberfläche eine bis 2 *m* dicke Schicht eines ganz entkalkten, stark sandigen braunen Geschiebelehmes, der zahlreiche, aber kleine Geschiebe aus krystallinen Gesteinen und Quarz enthält; oberflächlich ist der Lehm in einen stark kieshaltigen sandigen Boden verwandelt. Der Geschiebelehm wird durch eine 3 bis 5 *cm* dicke Kiesschicht von den sie unterlagernden Sanden getrennt. Diese Sande erscheinen nur im östlichen Theile des Eisenbahneinschnittes und erreichen bis 4 *m* Mächtigkeit; sie sind weiss, gleichkörnig, ohne Thonbeimengung und sehr dünn geschichtet; zwischen den Sandschichten erscheinen 1 bis 1,5 *cm* dicke Schichten grauweissen Thones. Gegen SW erscheinen bald graue Carbonschiefer, deren Oberfläche anfangs flach, dann steiler ansteigt, wodurch die Sandschicht immer dünner wird, weiter ganz auskeilt, die Carbonschiefer aber die Unterlage des Geschiebelehms direct bilden, um endlich auf die Oberfläche ohne Geschiebelehmbedeckung hervorzutreten. Auf der Taf. I, Fig. 2 sehen wir diesen Punkt, wo unter der gegen SW auskeilenden Grundmoräne unregelmässig verdrückte Kieseinlagerungen erscheinen, die theilweise in stark gestauchte Carbonschiefer eingepresst sind.

Die Sande des obigen Einschnittes sind offenbar vorglazial; es sind Vorschüttungssande des herannahenden Inlandeises, und die Wechsellagerung thoniger und sandiger Schichten könnte durch verschiedene Kraft und Schnelligkeit der Glazialgewässer hervor-

gerufen sein; vielleicht entspricht sie Sommer und Winterperioden des Schmelzen der Eismasse.

Die Grundmoräne in Gestalt von lehmigem Sand mit zahlreichen kleinen Geschieben und vielem Kies aus Quarz und krystallinen Gesteinen nimmt ein bedeutendes Areal auf dem sich von Grudków bis Psary hinziehenden Rücken ein, sie erscheint aber ausschliesslich auf dessen Ostabhänge, da sie auf dem westlichen gänzlich zerstört ist und ältere Schichten direct an die Oberfläche herantreten. Auf dem südlichen bis 320 *m* sich erhebendem Theile dieses Rückens westlich von Grudków erscheinen drei parallele in OSO—WNW Richtung ausgezogene Hügel, deren südlichster bis 60 *m* lang, am Fusse 12 *cm*, am Gipfel 4,8 bis 6 *m* breit, und bis 9 *m* hoch ist. Dieser ganze Hügel ist mit Kies aus krystallinen Gesteinen, Quarz oder Kiesel bedeckt, seltener sind Sand- oder Kalksteingerölle. In bis 60 *cm* tiefen Gruben auf diesem Hügel erscheint nur Kies. 150 *m* nördlich erhebt sich ein zweiter paralleler Hügel, der 18—20 *m* lang, 3 *m* am westlichen Ende hoch ist, im Westen steil endigt, gegen Osten aber flach abfällt, und aus Carbonsandstein gänzlich besteht. Er erinnert an Rundhöcker, da aber seine Oberfläche verwittert ist, sind keine Spuren von Glazialschliff zu finden. Noch 350 *m* nördlich findet sich ein dritter Hügel, der den vorigen parallel, aber bedeutend grösser, und gänzlich von lehmigem Sand mit massenhaften Gerollen bedeckt ist. Diese kiesigen Hügel sind als kamesartige unterglazial entstandene Aufschüttungshügel zu betrachten, ihre kleinen Dimensionen werden aber durch die geringe Mächtigkeit der Eisdecke genügend erklärt.

Unter den zahlreichen Geschieben, die in der oberflächlichen Schicht der Grundmoräne zerstreut sind, finden sich manche, die aus krystallinen und anderen Gesteinen bestehen und als typische Dreikanter geformt sind. Da jetzt auf diesem Areal weder Dünen noch Flugsand zu finden sind, da der hohe Grundwasserstand, durch das auftreten in geringer Tiefe von Karbon und Triasablagerungen bedingt, die Vegetation ermöglicht, der Deflation aber Einhalt thut. Selbstverständlich müssen also die kantigen Geschiebe früher entstanden sein, in der Zeit, wo ein niedriger Wasserstand und ein trockeneres Klima die Deflation begünstigten.

Das grösste Areal wird aber von der Grundmoräne im Oberlaufe der Schwarzen Przemsza zwischen Siewierz und Zawiercie

eingonnen. 1 *km* östlich von Siewierz ist die Oberfläche der Ebene, in der die Schwarze Przemsza ein tiefes Thal ausgewaschen hat, von zahllosen kleinen, hauptsächlich aus Quarz bestehenden Geschieben bedeckt, die erst im Niveau von 320 *m* erscheinen und auf niedriger gelegenen Terrassen des Przemszathales nicht zu sehen sind. An einigen Stellen im Hochufer der Przemsza, sowie in manchen künstlichen Einschnitten sind diese geschiebehaltigen Ablagerungen aufgeschlossen. Die Mächtigkeit der braunen sandig-lehmigen Schicht, die zahlreiche kleine Geschiebe aus Quarz und krystallinen Gesteinsarten enthält überschreitet nirgends 1—1,5 *m*. Die Geschiebe sind nicht sehr zahlreich in der Lehmmasse selbst, sammeln sich aber massenhaft an deren Oberfläche an, was die Entfernung einer bedeutenden Menge lehmiger und sandiger Partikeln durch Auswaschung oder Deflation bezeugt. Allerwegen ist die geschiebehaltige Lehmschicht von feingeschichteten Sanden unterlagert, aus welchen das ganze Przemszaufer besteht und die in Steilabhängen am Flusse 15 *m* bis 20 *m* mächtig aufgeschlossen sind. Diese Sande werden wir noch zu besprechen haben. Nur 3 *km* westlich von Zawiercie habe ich in einem Hügel das directe Auflagern des Geschiebelehms auf Kalkstein beobachtet. Die gänzliche Ähnlichkeit obiger Bildungen mit der Grundmoräne von Grodziec bezeugt, das wir hier vor uns ebenfalls eine Grundmoräne von sandigkiesiger Entwicklung haben, die ebenso wie in Grodziec auf sehr mächtigen geschichteten Diluvialsanden lagert, die das präglaziale Relief des weiten Przemszathales einebnen. Die Analogie mit Grodziec ist um so enger, das 1 *km* nordwestlich von Siewierz sich ein isolierter 20 *m* hoher Hügel erhebt der wie die Hügel von Grodziec fast ausschliesslich aus Kies bis 8 *cm* Durchmesser und grobem Sand besteht. Die Gerolle bestehen hauptsächlich aus Quarz, doch giebt es manche aus Granit und Diorit, sowie seltener aus grauem Quarzit und Sandstein; diesen Hügel müssen wir ebenfalls als eine unterglaziale Aufschüttung betrachten, die wahrscheinlich durch spätere Auswaschungsprozesse aus dem Geschiebelehm herauspräpariert ist.

Weitere Aufschlüsse der Grundmoräne kommen im Przemszagebiete nicht vor; die vorhandenen Grundmoränenablagerungen sind aber tief verändert, gänzlich entkalkt, und nur durch sandigen Lehm vertreten, der gegen die Oberfläche hin immer stärker sandig wird; ihre Überreste sind nur auf nicht allzu hohen

Niveaus, hauptsächlich an Hügelböschungen, die von den jetzigen Flüssen und Bächen entfernt sind, sowie zwischen Siewierz und Zawiercie auf der von der Erosion nur schwach ausgeschnittenen Ebene, erhalten worden, sonst sind sie gänzlich zerstört, und nur vereinzelte erratische Blöcke, die hie und dort in der Ackerkrume zu finden sind, bezeugen die ehemalige Verbreitung der Grundmoräne, nach deren Zerstörung sie in die Verwitterungsprodukte der entblösten älteren Schichten eingebettet wurden. Die fast totale Zerstörung der Grundmoränenablagerungen, sowie die tiefgehende Verwitterung der älteren Gesteine bekunden das hohe Alter der Vergletscherung dieses Gebietes.

Isolierte erratische Blöcke habe ich genug zahlreich auf dem Plateau südlich von Grodziec (280—290 *m*), auf den Anhöhen südlich von Dąbrowa (280 *m*), bei Lipówka (340 *m*), Siemonia und Gołuchowice (320 *m*), gefunden, nirgends aber habe ich Erratica auf den höchsten Terrainerhebungen (über 370 *m*) gesehen. Diese Beobachtung scheint Łoziński¹⁾ Ansicht bekräftigen, der das Inlandeis nur die Täler des Krakauer Gebietes ausfüllen lässt, die Anhöhen aber für eisfrei hält. Die Beobachtungen von Koroniewicz²⁾ der erratische Blöcke auf der Jurahochfläche von Ojców bis 470 *m* Meereshöhe gefunden hat, von Zaręczny³⁾ und Tietze⁴⁾, die Erratica in 445 *m* respective 400 *m* Höhe festgestellt haben, sprechen gegen die Ansicht von Łoziński. Es ist möglich, dass die Eisbedeckung über den Anhöhen wenig mächtig und von kurzer Dauer war, und deshalb die von ihr hinterlassene Grundmoräne sehr dünn war, und wenige und kleine Geschiebe führte; darin könnte die Ursache des Mangels der Spuren einstiger Vereisung auf den Hochflächen zu suchen sein. Die von Łoziński angeführte tiefe Verwitterung der Kalksteine und Dolomite auf den angeblich eisfreien Hochflächen, die eine langandauernde sub-

¹⁾ W. Ritter v. Łoziński. Beiträge zur Oberflächengeologie des Krakauer Gebietes. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1912. Bd. 62, H. 1.

²⁾ Zaręczny St. Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu trzeciego. Kraków 1894. S. 202.

³⁾ Tietze, E. Die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Krakau. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1887. S. 57.

⁴⁾ Koroniewicz, P. Jurskija otłożenja Krakowskaho okruga. Bull. Institut Politechnique. Varsovie 1913.

aerale Verwitterung bezeugen und für die Eisfreiheit sprechen soll, besitzt gewiss nicht diese Bedeutung. Die Verwitterung reicht nicht tiefer aus der Muschelkalkhochfläche bei Strzyżowice, die über 380 *m* ansteigt, und wo ich keine Geschiebe gefunden habe, als auf den 300 *m* hohen Muschelkalkflächen bei Będzin, wo zahlreiche Geschiebe als Spuren einer dereinstigen Grundmoränendecke zerstreut sind. Es scheint mir, dass der Mangel von erraticen Blöcken aus den höheren Niveaus, ausschliesslich von der hier geringeren Mächtigkeit der Grundmoränenablagerungen, die sich in den niedriger gelegenen Stellen, wo das Inlandeis mächtiger und seine Dauer grösser war, konzentrierten, sowie von deren intensiverer Zerstörung verursacht ist. Weiter unten werden wir diese Erscheinung nochmals ins Auge fassen, und sie auf Grund der allgemeinen Bewegungsverhältnisse des Inlandeises im Przemsgabiete zu deuten suchen.

Diluviale Sande.

Die diluvialen Sande sind ungleich weiter als die Grundmoräne verbreitet; wir haben sie schon bei Grodziec beschrieben, wo feingeschichtete Sande nur bis einem gewissen Niveau reichen, und die Grundmoräne direct unterlagern; als das carbonische Grundgebirge sich hebt, keilen die Sande aus, und die Grundmoräne ruht auf den carbonen Schiefern. Diese Sande sind offenbar vor der Vergletscherung abgelagert worden, es sind Vorschüttungssande des nahenden Inlandeises. Obgleich die Moränenbedeckung nur einen beschränkten Raum einnimmt, ziehen sich die Sande weiter, und erscheinen sowohl östlich des Eisenbahneinschnittes bei Grudków, wie westlich davon im Steilufer des bei Bolerauz in die Brynica mündenden Baches, wo sie die Hochterrasse des Bachthales bilden und sich bis 25 *m* über dessen Sohle erheben; in künstlichen und natürlichen Einschnitten dieser Terrasse sind allerwegen fein geschichtete Sande mit dünnen Thonzwischenlagen sichtbar. Ebensolche Sande sind längs dem Ostabhange des Grudkower Rückens bis 300 *m* Meereshöhe entwickelt und weitere Untersuchungen haben erwiesen, dass diese Sande im Przemsgabiete einstens sehr weit verbreitet waren, jetzt aber meistentheils

gänzlich zerstört sind; es sind von ihnen nur geringe Überreste erhalten worden, die hie und da an die Thalböschungen lehnen, manchmal aber sind sie auf den Wasserscheiden, wie bei Grodziec, zu finden. Nur im Oberlaufe der Flüsse, wo die Zerstörung nicht so weit vorgeschritten ist, sind grössere Areale von diluvialen Sanden eingenommen.

Vom Fusse der jurassischen Steilwand zwischen Ogrodzieniec und Bzów zieht sich gegen WNW ein Höhenzug hin, auf dem vorwiegend die Warta-Przemsza Wasserscheide verläuft. Dieser Höhenzug fängt beim Zementwerke Ogrodzieniec an, wo Jura und Keuper bei 340 *m* an die Oberfläche treten, wird durch den devonischen Dolomit von Zawiercie bei 328 *m* angedeutet, steigt westlich von Zawiercie in Hügeln aus rothem Keuperthon bis 342 *m* an, und zieht sich von hier ununterbrochen über Niwki (363 *m*), Markowice (385 *m*), Cynków (369 *m*) gegen Woźniki (Wojschnik) und Lublinice (Lublinitz) hin. Südlich vom obigen Höhenzuge, auf dem Sand nur spärlich auftritt und die älteren Schichten anstehend zu sehen sind, breitet sich ein weites Thal aus, das von Süden von den Anhöhen von Niegowonice (432 *m*), Chruszczobród (373 *m*), Targoszyce (388 *m*) begrenzt ist, die einen bis Nakło (Nakel) und Tarnowice (Tarnowitz) sich hinziehenden Höhenzug bilden, der nur von den Querthälern der Centurya, Trzebyczka, Schwarzen Przemsza und Brynica unterbrochen wird. Diese Anhöhen sind ebenfalls von Diluvialsand nicht bedeckt; die älteren Schichten treten entweder direct an die Oberfläche heran, oder sind von einer wenig mächtigen braunen lehmigsandigen Verwitterungsschicht bedeckt, in der oftmals Geschiebe eingebettet sind. Der ganze Thalzug wird aber gänzlich von Diluvialsanden eingenommen, die in den Flussufern mehrfach vortrefflich entblösst sind. Wie wir oben ausgeführt haben, ist die ganze über 320 *m* sich erhebende Ebene östlich von Siewierz von Grundmoränenablagerungen von sandigkiesiger Entwicklung bedeckt, die, wie es in bis 25 *m* hohen Steilufern an der Schwarzen Przemsza zu sehen ist, von feingeschichteten Sanden, theilweise mit dünnen Thonzwischenschichten, unterlagert werden. Weiter östlich, gegen Zawiercie hin, wo zahlreichere obgleich weniger tiefe Thäler die Hochfläche anschneiden, verschwindet die Grundmoränenbedeckung, und die Oberfläche wird nur durch Sande gebildet. Ebenso östlich von Siewierz, wo die Schwarze

Przemsza in rechtwinkeligem Knick gegen Süden abbiegt und in das im Muschelkalkrücken eingeschnittene Querthal hineinfliesst, sehen wir bis zur Reichsgrenze ein weites sandiges Gebiet, das sich nach Schlesien hin längs der Malapane weit erstreckt. Da alle diese Sande mit jenen, die östlich von Siewierz die Grundmoräne direct unterlagern unmittelbar verbunden sind, denselben Thalzug ausfüllen, ebenso feingeschichtet und mit Thonzwischenlagen stellenweise versehen sind, müssen wir sie alle in eine Einheit zusammenfassen, und sie in die Zeit vor der Vergletscherung des Gebietes stellen, was für die Sande mit Grundmoränenbedeckung bewiesen ist. Es wurde also der grosse Thalzug vor der Eisinvasion von einer kolossalen Menge von Vorschüttungssanden verschüttet, auf denen erst das Eis seine Grundmoräne abgelagert hat.

Von diesem enormen Sandgebiete im Oberlaufe der Schwarzen Przemsza, Brynica und Malapane schieben sich gegen Süden durch alle Querthäler grosse Sandmassen vor, die aber bis zu ihrem ursprünglichen Niveau nur in den breiteren Theilen der Thäler oder an unbedeutenden Bächen erhalten sind. Eins der interessantesten Querthäler ist das Thal der Centurya, das zwischen der Jura steilwand und der ihr vorgelagerten Jurainsel von Niegowonice eingeschnitten ist. Südlich von dem beim Zementwerke Ogodzienie sichtbaren Keuperrücken, erstreckt sich eine weite gegen Süden geneigte Sandebene, die nur von spärlichen alten Dünen belebt wird. Die Sandbedeckung, sehr dünn auf dem Keuperrücken, wird gegen Süden immer mächtiger.

Auf der eintönigen Haide kommen wir unerwartet zum Quellgebiet der Centurya an; auf der bis 358 *m* hohen Sandfläche gelangen wir zur Oberkante eines 200—300 *m* breiten Zirkus, dessen Sohle um 25 *m* unter der Kante der Sandebene liegt. In den Steilhängen ist ausschliesslich feingeschichteter Sand entblösst, hie und da mit weissgrauen Thonzwischenschichten, die dem Sande grösseren Zusammenhang erleißen und die Bildung von Steilwänden begünstigen. Besonders steil ist die Nordwand des Zirkus; es sind an ihr frische Abstürze sichtbar, umgefallene Tannen liegen auf ihrem Abhange und an ihrem Fusse, wo eine Menge Quellen aus dem Sande hervortritt, deren sandbeladene Gewässer über dem ganzen Thalboden sich schlängeln, dann aber sich zu einem Bache vereinigen, der bald von der Centuryamühle zu einem

Teich aufgestaut wird. Die am Fusse der Sandsteilwand hervortretenden Quellen liefern 10 bis 12 m^3 in der Minute; sie werden von jenen Gewässern gebildet, die in die Sandfläche hineinsickern, von den sie unterlagernden undurchlässigen Keuperthonen aufgehalten, und gegen Süden abgeleitet werden, wo sie als Quellen aus dem Sande hervortreten, die Sandwand unterwaschen und deren Zurücktreteten dadurch verursachen. Der Centuryabach fliesst mit $3,5\%$ mittleres Gefälle in einem anfangs 20 bis 25 m tiefen engen Thale dass canonartig im Sande eingeschnitten ist, und dessen Seitenwände so steil sind, wie es der natürliche Böschungswinkel des Sandes gestattet. Gegen Süden hin erniedrigt sich die Oberfläche der Sandebene schneller als das Niveau des Flusses, das Thal wird immer flacher und ist bei der Mündung des Centuryabaches in die Weisse Przemsza kaum einige Meter tief.

Das Thal der Weissen Przemsza ist gänzlich von Sand erfüllt, der zwischen Golezowice und Kuźniczka eine wahre Wüste (die Wüste von Błędow) bildet, die fast 12 km lang, bis über 3,5 km breit ist; dieses flache, vegetationslose Sandgebiet wird von der Weissen Przemsza in einem 100—200 m breiten, über 8 m tiefen Thale durchflossen, dessen Sohle, von Erlen bewachsen, die einzige Oase in der trostlosen Sandfläche bildet. Die Błędower Wüste wird von jungen und in Bildung begriffenen Dünen umsäumt, die sich am Rande der vegetationbedeckten Nachbargebiete anhäufen. In frischen Aufschlüssen im Weissen Przemsza Thale ist die feine Schichtung des Sandes gut zu beobachten, und ein in den Sand getriebenes Bohrloch hat ihn bis 25 m nicht durchbohrt.

Die obige detaillierte Schilderung der Sandgebiete im oberen Thale der Schwarzen Przemsza, längs der Centurya und in der Błędower Wüste, stellt den allgemeinen Typus der Verbreitung diluvialer Sande dar. In allen Thälern und Vertiefungen des vordiluvialen Untergrundes liegen sie in grosser Mächtigkeit, und die jetzigen Flüsse schneiden sich in den Sand ein. Da wo der Sand schmale, steilwandige alte Thäler erfüllt, ist er bis auf geringe Überreste bis zum heutigen Flussniveau abgetragen, da, wo er bedeutende Gebiete einnimmt, sind in ihm nur enge oftmals terrassierte Flussthäler eingeschnitten. So an der Weissen Przemsza, wo, von ihrem Quellgebiete bei Wolbrom anfangend, das von ihr

benutzte alte, in Kreideschichten eingeschnittene Thal breit ist, ist es von diluvialen Sanden eingenommen die über das jetzige Flussbett bis 10 *m* hoch anstehen. Wo aber, wie bei Golczowice, das alte in Jurakalk ausgewaschene Thal eng wird, sind die Sande bis auf die jetzige Thalsole abgetragen; unterhalb aber, wo das Thal und damit die Sandausfüllung an Breite gewinnt, hat die Weisse Przemsza nur ein enges Bett in den Sand vertieft.

Bei Okradzionów biegt die Weisse Przemsza scharf gegen Süden um, um in einem engen, canonartigem Thale den Muschelkalkhöhenzug zu durchqueren. Hier sehen wir einige Überreste von geschichtetem Sand, die bei Okradzionów bis 313, bei Chwaliboskie bis 310 *m*, bei Sławków bis 302 *m* reichen, und eine 25 *m* über die jetzigen Thalsole sich erhebende Terrasse bilden. Südlich von dem durch die Weisse Przemsza bei Okradzionów durchbrochenem Muschelkalkzuge breitet sich ebenfalls eine enorme Sandfläche aus, die von dem Fusse der Höhen von Olkusz bis Sosnowice sich hinzieht. Im östlichen Theile, wo die Oberfläche der Sande sich von 320 bis 350 *m* erhebt, sind sie theilweise vegetationslos, die Wüste von Starczynów bildend; gegen Westen senkt sich die Oberfläche des Sandes und die Pflanzenwelt gewinnt festeren Fuss. Der Sztolafluss ist ganz dem Centuryabache ähnlich, fängt ebenso mit einigen Quellen an, deren Wasser sofort sich zu einem ansehnlichen Bache vereinigt, und in einem bis 25 *m* tiefen, engen Thale der Weissen Przemsza zuströmt. Weiter westlich wird das Sztolathal immer flacher, und ebenso ist das Thal der Weissen Przemsza nur schwach in die sandige Ebene eingesenkt.

Längs der Weissen Przemsza wurden zahlreiche Bohrlöcher abgeteuft, die eine gute Einsicht in die Zusammensetzung und Mächtigkeit der diluvialen Ablagerungen gestatten. In der Umgegend von Bór Biskupi in ca. 330 *m* Meereshöhe wurde in drei Bohrungen das Diluvium in 27 *m*, resp. 39 *m* und 61,5 *m* Mächtigkeit durchbohrt, hauptsächlich aus Sanden und kiesigen Sanden bestehend; nur im tiefsten Bohrloche wurde 7 *m* Thon zwischen den Sanden durchteuft. Diese Bohrungen zeigen uns die Unregelmässigkeit der vordiluvialen Oberfläche, die durch die glaziale Akkumulation theilweise eingebnet wurde. Andere Bohrungen zeigen uns den Verlauf eines tiefen vordiluvialen Thales,

das von diluvialen Sanden gänzlich ausgefüllt ist, und dem der jetzige Verlauf der Weissen Przemsza ungefähr entspricht. 4 km westlich von Bór Biskupi in 283 m Meereshöhe wurden 57 m, 56 m und 59 m Sand und kiesigen Sand durchbohrt, womit die Oberkante der älteren Schichten in 225 m Meereshöhe liegt. In der Umgegend von Niemcy gestatten Bohrungen und Schächte ein Querprofil des vordiluvialen Thales zu rekonstruieren. Bei Strzemieszyce steht das Carbon bei 297 m Meereshöhe an; etwa 2000 m gegen Süden wurde im Schachte Kazimierz IV das Carbon unter 0,5 m Sandes und 2,5 m Verwitterungsthones in 265 m Meereshöhe getroffen. Im um 1300 m südlich in 265 ü. d. Meere gelegenen Schachte Kazimierz III erreicht das Diluvium 17,5 m Mächtigkeit, die Oberkante des Carbons reicht somit bis 247,5 m; noch südlicher bei der Eisenbahnstation Granica (264 m Meereshöhe) liegt die vordiluviale Oberfläche 213,2 m über d. Meere, von 50,8 m Sand, Kies und Sand bedeckt. Einen ganz ähnlichen Querschnitt bieten Bohrungen in der Umgegend von Porąbka die auf einer Ebene von ca 255 m Meereshöhe zerstreut sind. Hier steht ebenfalls im Norden das Carbon an, in einigen Hundert Metern südlich von Porąbka erreicht das Diluvium schon 17,5 m Mächtigkeit, etwas südlicher liegt eine Gruppe von Bohrungen um den neuen Juliuszschacht, von denen das Carbon erst in ca 35 m Tiefe angetroffen wurde, endlich dicht an der Grenze wurden 67,35 m Diluvium durchbohrt, das Carbon erhebt sich hier also nur bis 188 m Meereshöhe. Alle obigen Profile beweisen, dass die Unterlage der Sande, die die von der Weissen Przemsza durchflossene Ebene bedecken, gegen Süden geneigt ist, ein tiefes und weites Thal bildend, dessen tiefste Stelle, jetzt von 67 m Sand ausgefüllt, ungefähr dem jetzigen Fluslaufe entspricht. Diese in grosser Mächtigkeit vertretene diluviale Ablagerungen sind aus wechselagernden Sanden, kiesigen Sanden und Kiesen mit seltenen, gewöhnlich wenig mächtigen und lokalen Einlagerungen grauer oder gelblicher Thone zusammengesetzt, die nichts mit dem Geschiebelehm ähnliches haben. Der Kies besteht hauptsächlich aus Quarzgeröllen, Geröllen aus lokalen Gesteinen und spärlicheren aus kristallinen Gesteinsarten.

Ganz ähnliche Verhältnisse herrschen im Mittellaufe der Schwarzen Przemsza und der Brynica. Auf der weiten Ebene, die

von der Schwarzen Przemsza oberhalb Będzin durchflossen wird, sind die diluvialen Sande meistentheils abgetragen bis zur jetzigen Thalsole; nur hie und da sind davon Überreste in Gestalt von Terrassen geblieben, die aber nirgends zur ursprünglichen Höhe reichen. Nur an der Peripherie der Thalniederung, bei Malinowice, Brzękowice und Grodziec (welches Vorkommen schon oben breiter geschildert wurde) stehen diluviale Sande bis zum ursprünglichen Niveau an. Ebenso sind sie nur schwach abgetragen worden im Seitenthale der Przemsza, das von der Trzebyczka benutzt wird, und wo sie bis über 315 *m* sich erheben.

Im engen Thale der Schwarzen Przemsza unterhalb Będzin finden wir bei Małobądź gelbliche feingeschichtete Sande, die bis 282 *m* die Muschelkalkwand des Thales bedecken, eine bis 30 *m* hohe Hochterrasse über der jetzigen Thalsole bilden, und die Grösse der bisherigen Erosion bekunden, die aber nur einen geringen Theil der diluvialen Ablagerungen bisher entfernt hat, da eine im Przemszathale abgeteufte Bohrung die triadische Unterlage des Diluviums erst in 48,07 *m* Teufe, also in ca. 200 *m* Meereshöhe angetroffen hat; somit überschritt die ganze Mächtigkeit der diluvialen Akkumulation im Przemszathale 80 *m*.

Im Brynicathale erheben sich die diluvialen Sande ebenfalls bis 30 *m* über der jetzigen Thalsole, sind aber nur spärlich in Seitenthälern und im Oberlaufe der Seitenbäche bis zum ursprünglichen Niveau erhalten worden.

*

*

*

Die obige Beschreibung der Verbreitung von geschichteten Sanden im Przemszagebiete beweist, dass sie alle Vertiefungen dieses Gebietes in grosser Mächtigkeit ausfüllen und sich stellenweise bis zu einem hohen Niveau erheben. Sie sind aber nicht allerwegen in ihrer ursprünglichen Verbreitung und Mächtigkeit erhalten, da sie schon von der späteren Denudation stark angegriffen sind. Die geschichteten Sande wurden am besten und bis zur ursprünglichen Höhe hauptsächlich in den weiten Thälern erhalten, die von dem Oberlaufe der Schwarzen Przemsza, der Centurya und Sztoła durchflossen sind. Hier sind die jetzigen Flussthäler sehr eng im Verhältniss zur Breite der sandausgefüllten alten Thäler, und deshalb wurden bis jetzt grosse Gebiete der ursprüngli-

chen Sandoberfläche erhalten, manchmal sogar mit Spuren der Grundmoränenbedeckung. Dasselbe sehen wir in den Thälern kleiner Seitenzuflüsse, wie die Trzebyczka, der Jaworznik u. a. die nur geringe Erosionskraft besitzen. Längs aber des Mittel- und Unterlaufes der grösseren Flüsse sind kaum hie und dort Spuren von Diluvialsanden in ursprünglicher Höhe erhalten worden, die an den Hängen der alten Thäler lehnen, wie bei Małobądz oder Grodziec an der Schwarzen Przemsza. Die übrige Masse der geschichteten Sande wurde von den Flüssen herausgetragen, die weite Niederungen geschaffen haben, auf denen einige Terrassen von der erosiven Arbeit zeugen; dennoch sind in den centralen Theilen der alten Thäler über 50 m mächtige Diluvialsande unter der jetzigen Thalsohle erhalten geblieben.

Das diluviale Alter dieser Sande unterliegt keinem Zweifel; es besteht nur die Frage, ob es „Vorschüttungssande“ des heranahenden Inlandeises sind, also der Vergletscherung des Gebietes vorangehen, oder ob sie durch das Schmelzwasser des zurückweichenden Eises abgesetzt worden sind, oder endlich, ob sie aus beiderlei Elementen bestehen.

Nur an wenigen Stellen ist die Grundmoräne erhalten worden, wodurch das vorglaziale Alter der von ihr überlagerten Sande bewiesen wird, was wir bei Grodziec und an der Schwarzen Przemsza oberhalb Siewierz festgestellt haben. Im allgemeinen ist aber die Oberfläche der Sande jetzt nicht von Grundmoräne bedeckt, sondern in Flugsandflächen verwandelt oder mit alten Dünen besetzt. Es gibt aber triftige Gründe, um die Hauptmasse der geschichteten Sande in die der Vereisung des Gebietes vorangehende Zeit zu stellen.

Erstens bilden die Sandablagerungen die directe Fortsetzung der von der Grundmoräne bedeckten, also gewiss präglazialen geschichteten Sande, sind mit ihnen zu einem Komplex verbunden und erheben sich zur gleichen Höhe; die geringe Verbreitung der Grundmoränenablagerungen muss ihrer weitgehenden Zerstörung zugeschrieben werden. Wir haben es betont, dass die Grundmoräne hier allgemein sandig ausgebildet ist mit kleinen Geschieben und Kies, dass sie gänzlich entkalkt ist, und dass sie sogar wenig thonige Theile in sich führt. Vielleicht giebt es mehr Spuren der Grundmoräne in den Sanden, sie sind aber nur in Gestalt von

vereinzelt erhalten; dieselbe Erscheinung finden wir auf den Anhöhen, die von Sand nicht bedeckt sind, und auf denen nur vereinzelt Geschiebe, die im Verwitterungsboden vorkommen, von der ehemaligen Verbreitung der Grundmoräne zeugen.

Zweitens erscheint in keinem Aufschlusse und in keinem Bohrloche eine wahre Grundmoränenablagerung, welche die Sande in prä- und postglaziale theilen könnte. Die in manchen Bohrungen zwischen den Sanden angetroffenen Thone bieten keinen beständigen Horizont dar; es sind graue oder gelbe, oft geschichtete Thone ohne Geschiebe, die entschieden eine Wasserablagerung sind, ebenso wie der Sand und Kies, in welchem sie eingebettet sind. Wenn wir also im Przemszagebiete die Grundmoräne vorfinden, liegt sie immer über der ganzen Serie der geschichteten Sande und nur in geringer Verbreitung. Die weitvorgeschrütene Zerstörung der Grundmoräne ist nicht nur der Erosion, sondern auch der Deflation zuzuschreiben.

Nirgends aber habe ich sichere Spuren von fluvioglazialen Sanden des zurückweichenden Eises gefunden; wahrscheinlich waren sie immer wenig verbreitet.

Dieses verblüffende Missverhältniss zwischen den, von den Gewässern des herannahenden Inlandeises abgelagerten fluvioglazialen Sanden und den Ablagerungen seiner Rückzugsphase ist leicht durch die lokalen Verhältnisse der Eisbewegung im Przemszagebiete erklärt.

Das nordische Inlandeis schritt immer höhere Theile des Mittelpolnischen Höhenzuges einnehmend mit einer verschiedenen Schnelligkeit vor, umso rascher, je ein geringeres Gefälle es zu überwinden hatte. Wo auf seinem Wege sich grössere Anhöhen erhoben, bewegte sich der Gletscherrand sehr langsam gegen Süden, indem die Mächtigkeit des Eises wuchs. Der Mittelpolnische Höhenzug bildete also für das nordische Inlandeis ein Analogon der Randgebirge Westgrönlands, und anfangs wurde dieser Höhenzug nur durch isolierte Gletscherzungen durchschritten, die seine niedrigeren Theile benutzten und sich in die subkarpatische Niederung übergossen. Der am frühesten vom Gletscher benutzte Weg führte in 200 *m* Meereshöhe durch die breite Depression

zwischen dem Kielce-Sandomirer Gebirgszuge und der Hochfläche von Lublin.

Zu gleicher Zeit schob sich eine andere Gletscherzunge durch das Oderthal gegen Süden vor; sie konnte am frühesten den Karpatenrand erreichen, und ergoss sich vielleicht durch die Oder-Weichsel Wasserscheide (um 280 *m*) ebenfalls in die subkarpatische Niederung. Der zwischen der Weichselsenke und dem Oderthale gelegene Höhenzug bildete ein wichtiges Hinderniss für das Vordringen des Eises. Das Inlandeis drang langsam auf den Nordabhang des Mittelpolnischen Höhenzuges empor, verhinderte den natürlichen Wasserabfluss gegen Norden, wodurch diese Gewässer mit fluvioglazialen Material beladen über die niedrigeren Theile sich gegen Süden ergiessen mussten, wo sie die vorgebildeten Thalzüge benutzten. Da aber die Erosionsbasis für die Gewässer der subkarpatischen Niederung bedeutend erhöht war, da ihnen der Abfluss gegen Norden durch die Weichselsenke versperrt wurde, und sie in das Dniestrthal oder durch die Mährische Senke (wenn es der Oderthalgletscher gestattete) abfliessen mussten, wurde die Erosion auf dem Südabhange des Mittelpolnischen Höhenzuges lahmgelegt und durch eine intensive Akkumulationsperiode abgelöst, die die Thäler mit einer mächtigen (bis 80 *m*) Masse fluvioglazialer Sande ausfüllte.

Wir finden diese Erscheinungen im Przemszagebiete vor, sie wiederholen sich ganz analog in den Thälern des Kielce-Sandomirer Gebirges ¹⁾. obgleich wenig scharf ausgeprägt, da jene Thäler von Norden her nicht mit einer so hohen Wasserscheide abgeschlossen sind, wie sie das Przemszagebiet bei Zawiercie besitzt.

Endlich, nach längerem Stillstande oder langsamen Vordringen des Inlandeises auf den Nordabhang des Mittelpolnischen Höhenzuges, schwoll es so mächtig an, dass es die Thalwasserscheiden durchschritt, also in das Przemszagebiet eine Eiszunge durch die niedrigeren Umgebungen von Zawiercie eindringen konnte, die anfangs den grünlandischen Randgletschern ähnlich sich verhalten musste. Dieser individualisierte Gletscher bewegte sich ge-

¹⁾ Einige Angaben darüber in meinen „Compte-rendu des explorations géologiques le long du chemin de fer de Herby à Kielce“. Comptes-rendus de la Soc. Scientif. Varsovie 1912.

gen Süden die vorgebildeten Thäler benützend, auf einer Unterlage aus fluvioglazialen Sanden mit südlichem Gefälle, und stellte wahrscheinlich einen Thalgletscher von geringer Mächtigkeit und grosser Geschwindigkeit dar. Der Gletscher glitt leicht auf der Oberfläche des wasserdurchtränkten Sandes, nahm theilweise sandiges Material in seine Grundmoräne auf, rief aber nur schwache mechanische Wirkungen hervor, was in der ungestörten Lagerung der Sande sich kundgiebt. Meistentheils sind die Sande unter der dünnen Grundmoränenbedeckung ganz horizontal geschichtet; nur da, wo, wie bei Grodziec, aus den Sanden auf dem Wege des Gletschers ältere und widerstandsfähigere Schichten hervortauchten, finden wir gestauchte und gefaltete Schichten vor.

Die Grundmoräne des Gletschers nahm den Charakter einer Localmoräne auf sandiger Unterlage an, wurde stark sandig, und wurde wegen der beträchtlichen Geschwindigkeit der Eisbewegung nur in geringer Mächtigkeit abgelagert. Diese geringe Mächtigkeit wird besonders auffällig im Vergleich zur Nordabdachung des Mittelpolnischen Höhenzuges, auf die sich das Inlandeis nur langsam gegen das Gefälle hinaufschob, und wo seine Akkumulation sehr intensiv war und die Moränenablagerungen eine beträchtliche Mächtigkeit aufweisen. Die in die subkarpatische Niederung herabfliessenden Gletscherzungen wurden da wegen Mangel an Gefälle aufgestaut, breiteten sich weit aus, konnten endlich zusammenfliessen, so dass zwischen den polnischen Mittelgebirgen und dem Karpatenfusse ein sekundäres Inlandeis vom Typus der Piedmontgletscher entstand. In dem Maasse, als der Galizische Piedmontgletscher answoll, verlangsamte sich die Bewegung der durch die Thäler des Mittelpolnischen Höhenzuges herabfliessenden Gletscher, vergrösserte sich ihre Mächtigkeit, endlich füllte das beinahe stationäre Eis die Thäler aus und nahm die Hochflächen und Gipfel ein. Zu dieser Zeit war der ganze Mittelpolnische Höhenzug unter einer Eisdecke begraben, nur war die Eisbedeckung auf den Anhöhen wenig mächtig, ihre Bewegung aber sehr schwach, da die Hauptmasse des Eises der subkarpatischen Niederung durch die Weichsensenke und durch die Flussthäler zufloss.

Der obige Mechanismus des Heranrückens des Inlandeises erklärt die widersprechenden Angaben die wir in der neueren Lit-

teratur, die Vereisung des Kielce-Sandomirer Gebirges betreffend finden. Łoziński¹⁾ und später Sobolew²⁾ haben in diesem Gebirge Gletscherablagerungen nur an den Abhängen bis 340 + 20 m Meereshöhe gefunden. Bis zu dieser Höhe sind die Gehänge abgerundet, höher sind die Formen scharf, mit Spuren von periglazialer Verwitterung. Sobolew l. c. nimmt konsequent an, dass die Hochfläche um Ojców, die über 400 m reicht eisfrei war und ein Nunatak bildete, ebenso wie die Gipfel des Kielce-Sandomirer Gebirgszuges. Demgegenüber kommen auf der Hochfläche Findlinge bis 470 m Meereshöhe³⁾ vor, und Miklaszewski⁴⁾ hat Geschiebe unter dem Loess in 600 m Meereshöhe auf dem Gipfel des Święty Krzyż Berges gefunden. Obige Widersprüche werden aber leicht ausgeglichen, wenn wir den oben geschilderten Mechanismus des Vorschubes des Inlandeises berücksichtigen. Bis zur von Łoziński und Sobolew bestimmten Höhe reichten die Eiszungen, die durch die Thäler des Kielce-Sandomirer Gebirges gegen die subkarpatische Niederung herabflossen, bis zu ihr reichte die Exaration und die Gletscherablagerungen. Als die Galizische Niederung vom Eis erfüllt wurde, bedeckten die enorm verdickten Gletscher sogar die höchsten Gipfel, aber diese dünne und beinahe bewegungslose Decke übte nur geringe Thätigkeit aus und hinterliess nur vergängliche Spuren die ausserdem wegen ihrer hohen Lage am frühesten der Zerstörung anheim fielen.

Dieser höchste Stand scheint aber verhältnissmässig kurz gedauert zu haben, bald verminderte sich der Zufluss des Eises und begann das Zurücktreten des Inlandeises, das aber in Polen ebenfalls durch die Oberflächengestaltung stark beeinflusst sein musste, und keinesfalls als ein allmähliches Zurückweichen des Eisrandes vom Karpathenfusse gegen Norden betrachtet werden kann.

¹⁾ Łoziński, W. Der diluviale Nunatak des polnischen Mittelgebirges. Zeit. d. deutsch. Geol. Gesell. 1909. Monatsber. 11.

²⁾ Sobolew, D. Zamietki o diluwii Kielecko-Sandomirskahoj krjaża. Izw. Warsz. Polit. Institut. 1911.

³⁾ Koroniewicz, P. Jurskija otłożenja Krakowskaho okruga. Izw. Warsz. Politechn. Institut. 1912.

⁴⁾ Miklaszewski, Sł. Traces du glacier sur la montagne de Święty Krzyż. Comptes-rendus Soc. Scientif. Varsovie 1911.

Die Verminderung der Eiszufuhr verursachte in erster Linie die Verdünnung der Eisdecke auf dem Mittelpolnischen Höhenzuge, dessen Gipfel und Hochflächen bald aus der Eisbedeckung als Nunatak emportauchten; nur in den Thalzügen verblieben länger individualisierte Gletscherzungen, die aber nur langsam der von stagnierendem Eis erfüllten subkarpatischen Niederung zuflossen. Beim Zurückweichen des Eises wiederholen sich also jene Erscheinungen die in umgekehrter Reihenfolge sein Vorrücken begleiteten, nur dauern sie kürzer, da das Zurücktreten des Gletschers rascher als sein Vorrücken geschieht. Bald wurde der ganze Mittelpolnische Höhenzug eisfrei, während das Inlandeis im Norden bis zu dessen Nordabhang reichte und eine mächtige Gletscherzunge sich durch die Weichselsenke zur subkarpatischen Niederung ergoss, dessen ungeheure Masse toten Eises speisend, die ausser dieser Verbindung vom nordischen Eise gänzlich abgeschnitten war. Sobald aber der Eisrand sich nördlich von den Wasserscheiden der Thäler des Mittelpolnischen Gebirgszuges zurückgezogen hatte, also nördlich von Zawiercie im Przemszagebiete, haben sich die Schmelzwässer einen Abfluss nach Westen gefunden, dem Nordfusse des Höhenzuges entlang, und benutzten nicht mehr die Thäler des Przemszagebietes, wo deshalb fluvioglaziale Ablagerungen des zurückweichenden Inlandeises nicht stärker entwickelt sein konnten. Da, wo die nördliche Wasserscheide niedriger, und der Rückzug des Eises deshalb langsamer war, da konnten grössere Mengen fluvioglazialer Sande aus der Rückzugsphase zur Ablagerung gelangen; es können ebenfalls Sande die Grundmoräne in der subkarpatischen Niederung bedecken, wohin der Sand von dem Südabhange des Mittelpolnischen Höhenzuges auf die Oberfläche des die Niederung ausfüllenden toten Eises herabgeschwemmt werden konnte, da diese Eisfläche noch längere Zeit durch die verhältnissmässig niedrige Weichselsenke gespeist werden konnte. Nur als dieser Zufluss ebenfalls unterbrochen wurde, verschwand endgültig das die Galizische Niederung ausfüllende Eis.

Es scheint nur zweifelhaft, dass, wie es Koroniewicz l. c. annimmt, die postglaziale Erosion wegen der Menge der Schmelzwasser sehr intensiv wirken sollte, da diese Gewässer nur eine kurze Zeit nach Süden abfliessen konnten, und dazu nur so lange

der Eisrand sich noch nicht nördlich von den Anhöhen von Zawiercie zurückgezogen hatte; in dieser Zeit aber konnte der Abfluss aus der subkarpatischen Niederung nur durch das Dniesterthal, durch die Mährische Senke, später eventuell durch die Weichsel-Oder Wasserscheide, stattfinden, jedenfalls also war die Lage der Erosionsbasis hoch und das Gefälle der Gewässer musste sehr schwach sein.

Angesichts des obigen Mechanismus der Eisbewegung musste die Zusammensetzung und Ausbildung der Grundmoräne in verschiedenen Orten stark wechseln, und beträchtliche Faziesunterschiede aufweisen. Der normale Geschiebemergel des deutsch-polnischen Flachlandes kann nur auf dem Nordabhange des Mittelpolnischen Höhenzuges auftreten, und sich gegen Süden nur im Oderthale und in der Weichselsenke vorschieben. Die Grundmoränenablagerungen auf dem Südabhange des Mittelpolnischen Höhenzuges und in der subkarpatischen Niederung müssen aber anders ausgebildet sein; wir sehen es schon im Przemszgebiete, dessen sandige und kiesige Grundmoräne wenige nordische, dafür aber zahlreiche lokale Geschiebe enthält.

Die Verteilung der diluvialen Ablagerungen, besonders der Sande ist im Przemszgebiete gänzlich von der Oberflächengestaltung abhängig; Spuren der Grundmoräne sind zwar auf den Anhöhen zu finden, die geschichteten Sande aber füllen nur alle Einsenkungen bis zu einer bestimmten Höhe aus, die Anhöhen gänzlich frei lassend. Diese Einsenkungen werden von den jetzigen Flüssen benutzt, die sich mühsam durch die Massen von Sand den Weg bahnen.

Die Mächtigkeit der Sandausfüllung ist von der Gestaltung des älteren Untergrundes bedingt, und übersteigt 80 m in den tiefsten Stellen der ausgefüllten Täler; auf den Anhöhen treffen wir aber Spuren der Grundmoräne, welche beweisen, dass die Anhöhen seit jener Zeit in den Hauptzügen unverändert geblieben sind.

Die Oberflächengestaltung des Przemszgebietes war also fertig vor der Vereisung, und war in der Hauptsache der jetzigen ähnlich, mit dem Unterschiede, dass die relativen Höhen bedeutend grösser waren, da die Anhöhen zwar ungefähr ebenso hoch wie jetzt, die Täler aber bedeutend tiefer waren.

Die vorglaziale Landschaft, die sich nach der Entfernung aller Diluvialablagerungen ergibt, weist dieselben Thäler mit in derselben Richtung fliessenden Gewässern auf, wie die jetzige; nur über der Thalsohle der Schwarzen Przemsza unterhalb Będzin erhob sich das Muschelkalkplateau über 100 *m* hoch, in einem ebenso tiefen Thale floss die Weisse Przemsza, ein tiefes Thal trennte die Jurahöhen von Niegowonice von der jurassischen Steilwand. Die nördliche Begrenzung des Gebietes bildete, wie jetzt der triadische Höhenzug mit devonischem Kern, der sich von Zawiercie nach Schlesien hinzieht, nur das Gefälle der Flüsse war bedeutend grösser. Die Flussthäler waren reif in den Carbonischen- und Keuperschichten, bildeten aber canonartige Schluchten da, wo eine Muschelkalkdecke das Carbon vor der Zerstörung schützte.

Die diluviale Periode ist für das Przemszagebiet eine Zeit intensiver Akkumulation; die Gewässer des heranrückenden Gletschers erodieren nicht weiter die vorglazialen Thäler, sondern schütten sie mit Sand von beträchtlicher Mächtigkeit zu. Die Ursache dieser Erscheinung ist in einer Veränderung der Erosionsbasis zu suchen. In der vorglazialen Zeit flossen wahrscheinlich die Gewässer der subkarpatischen Niederung gegen Norden durch das Weichselthal ab, während der Vereisung wurde dieser Abfluss verschlossen, die Gewässer mussten entweder gegen Südwesten durch die Mährische Senke oder gegen Südosten über die Weichsel-Dniester Wasserscheide abfliessen; diese beiden Punkte liegen aber ungefähr in 300 *m* Meereshöhe. Die Erosionsbasis der von Norden zur subkarpatischen Niederung herabfliessenden Gewässer wurde dadurch bedeutend erhöht, die erosive Periode wurde durch eine Zeit intensiver Akkumulation abgelöst.

Die obigen Ergebnisse stimmen gänzlich mit den Ansichten anderer Forscher¹⁾ überein, die auf Grund ihrer Beobachtungen in benachbarten Gebieten festgestellt haben, dass die Oberflächengestaltung grundsätzlich aus der vorglazialen Zeit stammt, stehen aber in krassem Gegensatze zu den Ausführungen von Kuźniar und

¹⁾ Łoziński, Koroniewicz l. c.

Smoleński¹⁾, die auf Grund der Auffindung von Mischschottern aus karpatischem und nordischem Material in Schlesien, unweit von Rybnik und Gleiwitz, und auf dem linken Ufer der Weichsel gegenüber der Rabamündung voraussetzen, dass „in der „postglazialen“ Zeit, (eigentlich nach der Vereisung des Terrains aber vor der Lössbildung) eine konsequente Abdachung die Karpaten auf grosse Strecken mit ihrem eigentlichen Vorgebirge verbinden musste, und das deshalb die subkarpatischen Senken von einer noch späteren Zeit stammen.“

Die von mir dargelegten Thatsachen können keinesfalls mit obiger Auffassung in Einklang stehen. Es steht fest, dass die Oberflächengestaltung des Przemszagebietes vor der Vereisung gänzlich der jetzigen glich, da die jetzigen Thäler von Diluvialablagerungen ausgefüllt sind. Wenn aber noch nach der Vereisung eine konsequente Abdachung sich von den Karpaten über den Mittelpolnischen Höhenzug gegen Norden hinziehen sollte, um so mehr könnten die vor der Vereisung bestehenden Thäler nur einen Theil des gegen Norden gerichteten Abflussnetzes bilden. Die vorglazialen Thäler des Przemszagebietes weisen aber ein bedeutendes Gefälle gegen Süden auf, und der Thalboden erreicht sogar ein verhältnissmässig niedriges Niveau. Wie es oben betont wurde, wird das Przemszagebiet von Norden durch einen Zug von anstehendem Devon und Trias gänzlich abgesperrt. In den niedrigsten Theilen dieses Zuges bei Zawiercie sinkt das Niveau der älteren Gesteine nicht unter 320—340 *m*; von dieser Erhebung gegen Süden weisen aber die vorglazialen Thäler ein bedeutendes Gefälle auf und nahe der Weissen Przemszamündung sinkt die Unterkante des Diluviums unter 200 *m* Meereshöhe herab, es mussten also in diesen Thälern die Gewässer nach Süden fliessen. Gegen Osten wird das Przemszagebiet von der jurassischen Cuesta abgeschlossen, von Westen wird es aber durch die deutliche Wasserscheide zwischen der Brynica und der Oder abgegrenzt, die nirgends unter 270 *m* herabsinkt. Zwar wurde der von der oberen Brynica durchflossene nordwestliche Abschnitt des Przemszagebietes durch das

¹⁾ W. Kuźniar, J. Smoleński. Zur Geschichte der Weichsel-Oder-Wasserscheide. Bull. Acad. Sc. Cracovie. Février 1913.

Malapanethal zur Oder entwässert, hier aber reichte die von den triadischen Ablagerungen von Piwonia und Siewierz gebildete Oder-Przemsza Wasserscheide bis 300 *m*. Von allen Seiten war also das vorglaziale Przemszagebiet abgeschlossen und konnte nur nach Süden, zur subkarpatischen Senke entwässert werden. Die Erosionsbasis musste also niedriger gelegen sein, da die Thalböden bis 50 *m* unter den jetzigen lagen. Die Oberfläche der diluvialen Sande weist ebenfalls ein südliches Gefälle auf, das aber viel schwächer als das Gefälle der vorglazialen Thäler ist, da die Mächtigkeit der Sande gegen Süden zunimmt.

Die obigen Thatsachen könnte man mit der Ansicht von Kuźniar und Smoleński nur durch die Voraussetzung intensiver nachglazialer epeirogenetischer Bewegungen in Einklang bringen, die das primäre nördliche Gefälle der vorglazialen Thäler in ein südliches umkehren könnten. Es müsste entweder eine Erhebung, deren Achse vom Höhenzuge von Zawiercie gebildet würde, oder ein ungleichmässiges Absinken des Przemszagebietes südlich davon platzgefunden haben; da der vorglaziale Thalboden bei Sosnowiec um 120—130 *m* unter der alten Wasserscheide bei Zawiercie liegt, müsste die Denivelation über 150 *m* betragen, falls diese Thäler wirklich jemals ein nördliches Gefälle hätten. Gegen eine solche Denivelation spricht aber die schwache Neigung der Oberfläche der diluvialen Sande gegen Süden, sowie ihre, zweifellos primäre horizontale Schichtung, die keine Spuren nachträglicher Dislocationen aufweist. Unerklärlich wäre ebenfalls in nordwärts geneigten Thälern das Anwachsen der Mächtigkeit der Sande gegen Süden; das fächerartige Zusammenlaufen aller Thäler des Przemszagebietes zur Umgegend von Sosnowiec spricht ebenfalls dafür, dass sie von nach Süden fliessenden Gewässern gebildet wurden. Die Einheitlichkeit sowie die konstante Höhe der jurassischen Cuesta, sowie der Charakter der Przemsza-Oder Wasserscheide sprechen ebenfalls gegen postglaziale Bewegungen von solcher Intensität. Weiter unten werden wir sehen, dass im Przemszagebiete alte Einebnungen vorkommen, die ebenfalls gegen Süden geneigt sind und dadurch beweisen, dass noch vor der Ausbildung des vorglazialen Przemszathales das Gebiet gegen Süden entwässert wurde. Eine solche Erhebung des Przemszagebietes die seinen vorglazialen Flüssen einen Abfluss nach Norden sichern

könnte, müsste diese Einebnungen, die dem präglazialen Thalboden nicht parallel sind, sondern sich gegen Süden immer höher über ihm erheben, so schief stellen, dass noch andere, ältere Bewegungen vorausgesetzt werden mussten—und es giebt sogar keine Andeutungen, dass hier jemals solche Bewegungen stattfinden konnten.

Es scheint mir deshalb die von Kuźniar und Smoleński vorgeschlagene Erklärung des Auftretens von Mischschottern nördlich der Weichsel unannehmbar zu sein; eher begründet scheint mir die Meinung von Grzybowski¹⁾, dass die konsequente Abdachung gegen Norden durch das Inlandeis hergestellt wurde, das die subkarpatische Senke ausfüllte, und über dessen Oberfläche die karpatischen Gewässer gegen Norden abfliessen konnten, um so mehr, dass, wie oben dargelegt wurde, schon nach dem Zurücktreten des Eises vom Mittelpolnischen Höhenzuge, die subkarpatische Senke von „totem“ Eise noch eine längere Zeit eingenommen wurde.

Was die schlesischen Mischschotter betrifft, ist sogar diese Voraussetzung unnötig, da hier keine eigentliche subkarpatische Senke existiert; vom Karpatenrande zwischen Teschen und Ustroń behält die Wasserscheide zwischen der Weichsel und Oder, resp. Olsa die Meereshöhe von 280 m, die nachglazialen Thäler ausgeschlossen, ein. Zwar jetzt ist hier kein Gefälle, das den Transport von Schottern gegen Norden gestatten würde, wir wissen aber nicht, wie intensiv die postglaziale Abtragung auf der Weichsel-Olsa Wasserscheide war, wo jetzt ein so heisser Kampf zwischen beiden Flüssen stattfindet. Es ist auch möglich, dass zu jener Zeit, als vom zurückweichenden Inlandeise noch Massen toten Eises in der subkarpatischen Senke erhalten blieben, eine absterbende Eiszunge aber das Oderthal noch erfüllte, die erhabene Oder-Weichselscheide eisfrei war, und den einzigen Weg für die nach Norden abfliessenden karpatischen Gewässer bildete. Es sind Hypothesen, die aber eher plausibel als jene von Kuźniar und Smoleński erscheinen, da sie den Thatsachen nicht so widersprechen.

¹⁾ Grzybowski J. Geologische Übersichtskarte von Polen. Warschau 1912.

Äolische Bildungen.

Wegen der enormen Verbreitung von Diluvialsanden im Przemszagebiete spielen hier Flugsande und Dünenbildungen eine sehr bedeutende Rolle. Ich habe schon die vegetationslosen Sandwüsten dieses Gebietes besprochen, aus denen Massen von Sand herausgeweht werden, die als Dünen in umliegenden Wäldern abgesetzt werden. Ausser diesen grossen Wüsten finden wir einige kleinere, z. B. nördlich von Siewierz, bei Pomłynie Siemońskie u. a. Sie entstehen allerwegen, wo der Grundwasserspiegel so tief in den mächtigen Sanden liegt, dass er die Vegetation nicht speisen kann, hauptsächlich längs tiefeingeschnittener Flussthäler. Die jetzige Thätigkeit des Windes besteht nur in der Anhäufung von Dünen auf den bewaldeten Randgebieten der Wüsten, oder aber wird der Flugsand hoch über seine ursprüngliche Oberfläche auf die Erhebungen hinaufgetrieben. Auf diesen Flugsandflächen kommen öfters Kantengeschiebe vor, gewöhnlich aber nur im Anfangsstadium und aus weniger widerstandsfähigen Gesteinen bestehend.

Zahlreicher aber und ungleich wichtiger sind ältere Spuren der Deflation. Es wurde schon hervorgehoben, dass in der Ackerkrume bei Grodziec, die von kiesiger Grundmoräne gebildet ist, zahlreiche schöne Dreikanter aus verschiedenen Gesteinen vorkommen, obgleich hier jetzt kein Flugsand zu finden, und das Grundwasserniveau hoch gelegen ist. Die Anreicherung der Oberfläche der Grundmoräne an Kies und das Vorkommen schöner Dreikanter beweisen, dass die Oberfläche der Grundmoräne einer starken Deflation bei niedrigerem Grundwasserstande und trockenerem Klima unterworfen war. Obige Schlussfolgerung stimmt gänzlich mit den Beobachtungen von Tietze und Behr¹⁾, die in Schlesien auf der Grundmoräne, aber unter dem Loess immer eine Geschiebeschicht mit Windschliffspuren gefunden haben. Vor der Loessbildung also, wahrscheinlich an manchen Orten gleichzeitig

¹⁾ J. Behr und O. Tietze. Ueber den Verlauf der Endmoränen bei Lissa (Prov. Posen) zwischen Oder und russischer Grenze. Jahrb. K. Preuss. Geol. L. Anst. 1911, I.

mit ihr, war die Deflation ein wichtiges Denudationsagens im Przemszgebiete. Sie griff in erster Linie fluvioglaziale Sande der Rückzugsphase an, und da sie wahrscheinlich in nicht allzugrosser Menge vorkamen, konnten sie am ehesten umgelagert, zu Dünen angehäuft und zur Unkenntlichkeit umgearbeitet werden.

Die Deflation griff ebenfalls die Oberfläche der Grundmoräne an, und da sie ebenfalls nicht mächtig und in stark sandiger Fazies entwickelt war, wurde sie fast gänzlich zerstört, am frühesten auf den Anhöhen, wo nur isolierte Geschiebe im Verwitterungsboden von ihrer ehemaligen Verbreitung zeugen, dann aber auf den weiten Ebenen, wo sie vorglaziale Sande bedeckte. Da die Grundmoränen des Przemsza Gebietes nur spärliche und kleine Geschiebe führen, konnten diese nicht, wie weiter im Norden, bei der Deflation ein schützendes „Steinpflaster“ bilden. Die Grundmoräne also konnte sich nur an geschützten Stellen erhalten, und hier ist sie auch oberflächlich stark an Kies angereichert und führt zahlreiche Geschiebe mit Windschliffspuren.

Selbstverständlich wurden die aus der Moräne und von den fluvioglazialen Sanden herausgewehten Flugsande entweder zu grossen Dünsystemen angehäuft, oder wanderten auf den Böschungen hoch über die ursprüngliche Höhe der Sandoberfläche empor.

Unter den Sanddünen des Przemszgebietes sind einige Systeme zu unterscheiden. Wir haben schon die modernen Dünen erwähnt, die nur am Rande jetziger Flugsandgebiete auftreten. Es existiert aber ein System kleiner älterer Dünen, die auf der zweiten alluvialen Flussterrasse zerstreut sind. Am wichtigsten aber sind grosse alte Dünen, die auf der Oberfläche grosser Gebiete fluvioglazialer Sande liegen, also auf der höchsten Terrasse der jetzigen Flussthäler. Jetzt sind diese Dünen fast immer bewaldet und messen 15 bis 20 *m* Höhe. Sie nehmen ein grosses Areal südlich von Zawiercie an den Centuryaquellen ein, erscheinen zwischen Strzemieszyce und Tworzeń; stark umgestaltet finden wir sie westlich von Siewierz. Diese Dünen, wie gewöhnlich unsere alten Dünenzüge, weisen keine deutliche Asymmetrie der Böschungen auf und bestehen aus Reihen isolierter rundlicher Sandhügel, sie wurden also umgestaltet durch nachträgliche Veränderungen der Windrichtung. Solche Dünen sind längs aller grösserer

Flussläufe des Mittelpolnischen Höhenzuges zu finden, und sind wahrscheinlich zur Zeit einer allgemeinen Trockenperiode, vielleicht zur Zeit der Loessbildung, entstanden.

Die letzte äolische Ablagerung des Przemsgabietes, der Loess nimmt nur ein kleines Areal ein, nämlich ein dreieckiges Gebiet auf der Nordabdachung der Hügel östlich von Sławków und nördlich von Krzykawka, wo er bis zu 357 *m* Meereshöhe reicht, die etwas südlich gelegenen höchsten Erhebungen von 370 *m* aber nicht bedeckt. Der Loess wird hier von zahlreichen Loessschluchten angeschnitten, und ist ganz typisch ausgebildet. Wo seine unmittelbare Unterlage zu sehen ist, ruht er auf triadischem Dolomit; seine Mächtigkeit überschreitet an einigen Stellen 20 *m*, an anderen ist die Loessdecke dünn.

Ich bin geneigt, alle obigen äolischen Bildungen (die neueren Dünen ausgeschlossen) als gleichzeitig zu betrachten. In der Trockenperiode, die nach der Vereisung eingetreten ist, waren die Verhältnisse im Przemsgabiete der Loessbildung ungünstig. Sowohl auf den Hochflächen, die von einer dünnen Grundmoränenschicht bedeckt waren, die auf zerklüftetem und zur Karstbildung neigendem Muschelkalk und Dolomit lagerte, sowie in den mit mächtigen Sandmassen ausgefüllten Thälern, lag das Grundwasserniveau sehr tief und die Verhältnisse waren der Bildung einer steppenartigen Vegetationsdecke welche die Loessbildung fördern könnte sehr ungünstig. Jetzt sind hier wirkliche Wüsten zu finden; in einer trockeneren Periode musste fast das ganze Przemsgabiet eine Sandwüste darstellen. Die Deflation konnte ungehindert wirken, die Grundmoräne wurde ausgeweht, so dass nur isolierte Geschiebe hinterlassen wurden, auf ihrer Oberfläche entstanden Kantengeschiebe, Sandmassen wurden umgelagert und zu grossen Dünenzügen angehäuft, der feinste Staub aber wurde gänzlich hinausgetragen. Nur bei Krzykawka herrschten andere Verhältnisse vor; geschützt vom Osten durch die jurassische Cuesta (bis 450 *m*), vom Norden durch die Höhen von Niegowonice (bis 430 *m*), vom Süden durch die Höhen von Krzykawka (bis 370 *m*), konnte dieses Gebiet der Lössbildung ein günstiges Feld bieten.

*

*

*

Postglaziale Flussterrassen.

Wenn wir von der Oberfläche der von Grundmoränenablagerungen bedeckten Ebene östlich von Siewierz in das Thal der Schwarzen Przemsza hinabblicken, erscheint vor uns eine Reihe klassischer, obgleich kleiner Terrassen. Der Fluss ist hier nur 3 bis 5 *m* breit und fliesst in einem 20—25 *m* tiefen Thale; sein jetziges Bett ist genug tief und wird beiderseits von engen Streifen der untersten (4) Überschwemmungsterrasse begleitet, die halbkreisförmig in die höhere Terrasse hineingreifen. 2 bis 3 *m* über dieser jüngsten Terrasse erhebt sich die folgende (3), die ebenso bogenförmig nur mit grösserem Radius in die höhere (2) Terrasse eingeschnitten ist. Ein 6—8 *m* hoher Steilabhang führt uns zur folgenden (2) Terrasse empor, die viel breiter als die untere (3) ist; endlich 10—12 *m* über der (2) Terrasse erhebt sich die höchste Terrasse — die zugleich die Oberfläche der diluvialen Aufschüttung darstellt. Die alten Terrassen sind hauptsächlich auf der nördlichen Seite des Thales erhalten, am Südabhange dagegen hat an einigen Stellen der Fluss alle Spuren alter Terrassen zerstört und fliesst am Fusse eines bis 25 *m* hohen Steilufers. An anderen Stellen sind dagegen die Terrassen an beiden Ufern gut entwickelt und hier wird die beträchtliche Verengerung der aufeinander folgenden Thäler augenfällig.

Das in der ersten Terrasse ausgewaschene Thal misst 500 bis 800 *m* Breite, das Thal in der Terrasse 2 hat nur 200—300 *m* Breite, das jüngste Thal ist aber nur 50—100 *m* breit. Zugleich vermindert sich der Radius der Mäander, und der jetzige Fluss mäandriert mit einem kleineren Radius, als zur Zeit der Entstehung der 4. Terrasse. Nur eine einzige Ursache konnte solche Erscheinungen hervorrufen, nämlich die Verringerung der Wassermenge, da alle Terrassen nur in geschichteten diluvialen Sanden ausgewaschen sind, also Gesteinsunterschiede keine Rolle spielen konnten.

So schön sind die Flussterrassen nur zwischen Poręba und Piwonia ausgebildet. Oberhalb ist die Schwarze Przemsza noch sehr klein, ihr Thal ist nur 6—10 *m* tief und eng. Unterhalb aber sind die Terrassen schon grösstentheils zerstört, sowohl im engen

Thale unterhalb Siewierz, wo die Przemsza den Muschelkalkzug durchbricht und ihre niedrigste (4) Terrasse fast den ganzen Thalboden einnimmt und nur spärliche Reste älterer Terrassen an den Thalhängen haften, wie auch unterhalb von Wojkowice, wo die Schwarze Przemsza in eine sehr weite Thalniederung in den carbonischen Gesteinen eintritt. Hier wird der jetzige Thalboden bis 3 *km* breit und nur hie und da finden wir Spuren der alten Terrassen. Unterhalb Będzin tritt die Schwarze Przemsza abermals in ein enges Thal im Muschelkalke, wo die Terrassen beinahe gänzlich zerstört sind, und nur bei Małobądź sind Reste der Terrasse 1 in 30 *m* Höhe über der jetzigen Thalsohle, sowie der Terrasse 2 in 9 bis 10 *m* Höhe, erhalten worden.

Ganz analoge Erscheinungen finden wir sowohl an der Weissen Przemsza, wie an der Brynica. Allerwegen zeigen mehr oder weniger gut erhaltene Reste, dass über der jetzigen Thalsohle eine Terrasse (3) sich 2 bis 3 *m* hoch erhebt; 6 bis 8 *m* über dieser Terrasse erhebt sich die folgende (2), die in die Oberfläche der diluvialen Aufschüttung 10 - 15 *m* tief eingesenkt ist. Im Oberlaufe der grösseren Flüsse, sowie in den Thälern der kleineren Zuflüsse haben sich keine Terrassen entwickelt, da hier die vertiefende Erosion vorherrschte. Die Thäler sind tief und eng, mit sandigen Abhängen, die so steil sind, wie es der natürliche Böschungswinkel des Sandes gestattet.

Am besten sind die Terrassen im Mittellaufe der Flüsse entwickelt, wo die Seitenerosion überwiegt, wo die Flüsse in ihren Thälern hin und her mäandrieren, wo aber noch enorme Massen fluvioglazialer Sande in ihrer ursprünglichen Mächtigkeit erhalten sind; in diesen Sanden haben sich die Flüsse verhältnissmässig weite Thäler ausgewaschen, und schöne Terrassen ausgebildet. Im Unterlaufe der Flüsse sind die Terrassen wieder schwach vertreten; sie sind nur in unbedeutenden Resten erhalten worden, da die zu intensive Seitenerosion aus den sehr breiten Thälern die Hauptmasse der über dem jetzigen Flussniveau liegenden Sande hinausgetragen hat.

*

*

*

Nach der Akkumulationsperiode der diluvialen Zeit ist also im Przemsgabiete eine Erosionsperiode eingetreten, während welcher die Flüsse ihre Thäler vertieft haben, indem die angehäuften diluvialen Ablagerungen entfernt wurden. Diese Vertiefung der Thäler war aber nicht gleichmässig, wie die Terrassenbildungen beweisen. Die allmähliche Verringerung der Breite der Thäler und des Radius der Mäander spricht zu Gunsten einer Verminderung der Wassermenge, da die Thäler in einheitlichem Material, nämlich in diluvialen Sanden ausgewaschen sind. Dieser postglaziale epigenetische Zyklus reift jetzt aus, indem das reife Stadium immer weiter in die Oberthäler der Flüsse vordringt.

Wenn wir also die vorglaziale Oberflächengestaltung auf der Seite lassen, und nur die Erosion in den diluvialen Bildungen ins Auge fassen, haben wir vor uns eine ausreifende Landschaft; reife, sogar spätreife, sehr weite Thäler im Unterlaufe der Flüsse, nehmen stromaufwärts und in den Zuflüssen einen immer mehr jugendlichen Charakter an, die Thäler der Oberläufe sind aber nur enge im Sande ausgewaschene Schluchten.

II THEIL.

Die präglaziale Oberflächengestaltung.

Der tektonische Aufbau des Polnischen Steinkohlen-districtes ist bis jetzt noch nicht vollständig aufgeklärt, obgleich die dieses Gebiet betreffenden geologischen Untersuchungen recht zahlreich sind; es wird leicht verständlich, da der Aufbau der Steinkohlenablagerungen, die wegen ihrer praktischen Bedeutung die meiste Aufmerksamkeit auf sich lenkten, durch das Auftreten zahlloser Verwürfe und Verschiebungen verschiedenen Alters und verschiedener Herkunft sehr verwickelt ist. Das von den Steinkohlenablagerungen gelieferte Bild gleicht einer Mozaik, die beinahe nicht zu entziffern ist, und deshalb sind nur einige wichtigste Störungen, die das sämmtliche Carbon betreffen, wie der Myslowitz-Zabrzer Sattel und die ihn beiderseits begleitenden Mulden, seit langem als die tektonischen Leitlinien des Steinkohlenbassins bekannt. Einiger Fortschritt liess sich erst in den letzten Jahren fühlen, als man von einem anderen Standpunkte der Tektonik des Steinkohlenbeckens näher zu treten suchte, indem als Ausgangspunkt entweder die vorcarbonischen oder postcarbonischen Schichten gewählt und damit die zahllosen intercarbonischen Verwürfe von der Betrachtung ausgeschlossen wurden, die nur eine beschränkte Bedeutung besitzen und nicht von allgemeinen tektonischen Bewegungen, sondern von lokalen Ursachen, hauptsächlich vom Zusammensinken der Kohle, hervorgerufen sind. Da ich der Tektonik des Oberschlesischen Steinkohlenrevieres eine eingehende Untersuchung zu widmen beabsichtige, beschränke ich mich an diesem Orte mit denen ihrer Hauptzügen, die einen

unmittelbaren Einfluss auf die Oberflächengestaltung des Przem-sza Gebietes haben.

Wenn wir nur die Hauptdislocationen der jüngeren Schichten ins Auge fassen, können wir zwei tektonische Hauptrichtungen feststellen: eine ältere WNW—ESE Richtung, die in der Vertheilung des Carbons und der Trias sich spiegelt und von Siemiradzki¹⁾ die *Kielecer* Richtung genannt wurde, da sie die Hauptrichtung der vorcarbonischen Falten des Kielce-Sandomirer Gebirges bildet, und eine andere jüngere, NW—SO, die den Verlauf der westlichen Juragrenze bestimmt und die wir demselben Autor folgend, als die *Sudetische* bezeichnen werden. Die Analogie zwischen dem Aufbau des Oberschlesischen Bezirkes und des Kielce-Sandomirer Gebirges (Gürichs Polnisches Mittelgebirge), wurde von Bogdanowicz²⁾ bemerkt, von Sobolew³⁾ betont, aber erst von Grzybowski⁴⁾ wurden im Aufbau des ganzen Oberschlesischen Bezirkes tektonische Linien von Kielecer (WNW—ESE) Richtung aufgefunden, über deren Verlauf aber ich abweichender Ansicht bin.

Die Kielecer Richtung ist zweifellos bestimmend für den Aufbau der vorjurassischen Ablagerungen, die tektonischen Grundlinien dürfen aber nicht als gerade Linien, wie es Grzybowski tat, konstruiert werden, da ihr Verlauf dann unnatürlich wird und zusammenhängende Triasfaltungen quer schneidet. In Wirklichkeit haben die vorjurassischen Faltungen eine sigmoidale Gestalt, und bestehen aus einem westlichen Theil von WNW—ESE Richtung, im östlichen Theile aber biegen sie gegen Süden um. Diese Biegung liegt ungefähr auf der Linie Siewierz-Oświęcim (Auschwitz),

1) J. v. Siemiradzki. Ueber Dislocationerscheinungen in Polen und den angrenzenden ausserkarpatischen Gebieten. Sitzungsber. d. K. K. Akad. d. Wissenschaft. Mathem. naturwiss. Classe. 1889.

2) Bogdanowicz, K. Materialien zur Kenntniss des Muschelkaltes im Becken von Dombrowa. Mém. du Comité Géolog. St. Petersburg. Nouv. Sér. 35. 1907.

3) Sobolew, D. Ob obszczem charakterie tiektoniki Kielecko-Sandomirskaho Krjaża. Izw. Politechn. Instit. Warschau 1910.

4) Grzybowski, J. Granica wschodnia Krakowskiego Zagłębia węglowego. Przegl. Górn. Hatn. Dąbrowa 1912.

und in dieser Linie erleiden die Falten eine beträchtliche Verflachung.

Die Tektonik des Steinkohlenbeckens bietet das Resultat von mehrmals ansetzender Gebirgsbildung, die posthum primäre Faltungen von Kielecer Richtung wiederbelebte, deren Hauptzüge in vorcarbonischer Zeit entstanden waren. Die vorcarbonischen Faltungen, die durch die Bildung einer transversalen, ungefähr N—S verlaufenden carbonischen Geosyncline unterbrochen wurden, werden im obersten Carbon erneuert; sie verlaufen längs denselben tektonischen Leitlinien sind aber viel intensiver; es werden die mächtigen Aufsattelungen der Zabrzer Flötzberge und tiefe, von Permablagerungen ausgefüllte Mulden, wie bei Młoszowa, Dulowa und Rogulice, gebildet. Zugleich entsteht die sigmoidale Verbiegung der Falten, wahrscheinlich durch die verschiedene Dicke der jungen Sedimente und die deshalb verschiedene Starrheit der gefalteten Masse veranlasst. Zu gleicher Zeit erscheint die zweite, sudetische, tektonische Richtung, die eine Reihe transversaler zur primären Kielecer Faltenrichtung Elevationen und Depressionen hervorruft; durch die Interferenz dieser beiden Richtungen wird die Hauptantikline des Beckens, die Zabrzer Antikline in eine Reihe kuppelartiger „Flötzberge“ gegliedert.

Die weitere tektonische Geschichte des Oberschlesischen Beckens wird durch eine Reihe posthumer Bewegungen, die abwechselnd sich an die eine, oder die andere tektonische Richtung anschmiegen, gekennzeichnet.

Das Perm und die Trias stellen eine Periode relativer tektonischer Ruhe dar; zur permischen Zeit geht die Denudation der carbonischen Faltungen und die Akkumulation der Verwitterungsprodukte in den tiefen antiklinalen Thälern vor, so dass die triadische Transgression eine fast eingeebnete Oberfläche vorfindet und sie gleichmässig mit ihren Ablagerungen bedeckt. Nach dem Zurückweichen aber der triadischen Transgression und vor der jurassischen, möglicherweise auch während ihr werden tektonische Bewegungen, und zwar beider Richtungen, wiederbelebt. Es entstehen posthume Faltungen Kielecer (WNW—ESE) Richtung, die Trias wird in flache Falten gelegt, die zwar die alten carbonischen Faltungen nachahmen, sich aber mit ihnen nicht decken. Zugleich erscheinen transversale sudetische Ondulationen, deren

Interferenz mit den Dislocationen Kielecer Richtung kuppelartige Formen in den triadischen Falten¹⁾ erzeugt, die aber vor allem die allgemeine Elevation des Gebietes der ehemaligen carbonen Geosynkline bedingen, wobei die Linie der maximaler Erhebung ungefähr parallel der Axe der grössten Tiefe dieser Geosynkline ist. Diese Erhebung verursacht, dass der mittlere und sogar der obere Jura in das Oberschlesische carbonische Becken, dessen Ostflügel immer das westliche Ufer des Jurameeres²⁾ bildet, nicht eindringen kann. Zu gleicher Zeit mit der Senkung des geosynklinealen Gebietes (der Włoszczower Geosynkline) zwischen dem Oberschlesischen Becken und dem Kielce-Sandomirer Gebirge erfolgt die Hebung des Oberschlesischen Gebietes.

Dieselbe Erscheinung wiederholt sich während der obercretacischen Transgression, die (das etwas weiter verbreitete Cäno-man ausgenommen) nur die tieferen Theile der sich senkenden Geosynkline ausfüllt.

Es ist bis jetzt unmöglich zu bestimmen, wann und in welcher Weise die Bewegungen Kielecer Richtung wiederbelebt wurden; zweifellos werden sowohl Trias wie Jura des beschriebenen Gebietes davon betroffen. Es sind hauptsächlich Verwerfungen von WNW—ESE Richtung, den carbonischen Faltungen parallel, wie die Verwerfungen von Dąbrowa und Grodziec, von Niegowonice, die Verwerfung, die vom Berge Warpie bei Strzemieszyce sich bis Koziół nahe Sławków hinzieht, oder die Verwerfungen bei Krażek und Bolesław. Bisher haben wir kein Kriterium für die Bestimmung, welche Verwerfungen ins spätere Mesozoicum gehören, welche aber im Tertiär entstanden oder erneut wurden, da die morphologischen Methoden uns einen Überblick über die Geschichte dieses Gebietes nur bis ins mittlere Miocän gestatten, die stratigraphischen Methoden aber wegen Mangel im Przemszagebiete sowohl von Kreide wie von Paläogenablagerungen nicht anwendbar sind.

* * *

¹⁾ Bogdanowicz, l. c.

²⁾ Koroniewicz, P. Die Juraablagerungen des Krakauer Gebietes (russisch). Izw. Politechn. Instit. Warschau 1913.

Die obige allgemeine Skizze der tektonischen Verhältnisse des Oberschlesischen Beckens, die ich hier nur in den flüchtigsten Umrissen angeben konnte, die Begründung und Entwicklung meiner Ansichten für eine spätere Arbeit vorbehaltend, wird die Unterlage bilden, auf der ich eingehender den geologischen Aufbau des Przemszagebietes mit besonderer Berücksichtigung der Verbreitung von Gesteinen von verschiedener Widerstandsfähigkeit behandeln werde. Dieses Gebiet nimmt den nordöstlichen Theil des Oberschlesischen Beckens ein, und überschreitet nur theilweise seine östliche Grenze. Seinen Hauptzug, und zugleich seine östliche Grenze bildet eine schroffe jurassische Cuesta, die NWN—SES vorläuft; die jurassische Bedeckung fällt primär gegen NO, gegen die Włoszczower Geosynkline ein, wo sie bald unter der Kreide verschwindet. Der Jura besteht aus einer gegen Osten sich verdickenden Masse von Kalksteinen, deren Theil, nämlich der Felsenkalk höchst widerstandsfähig gegen Verwitterung ist, und zur Bildung von karstähnlichen Formen neigt, weshalb die Gradation der Juragebiete sehr langsam vor sich gehen musste; nur die westliche Kante des Jura, dünn und von weichen Thonen und Sandsteinen unterlagert, wurde in höherer Masse angegriffen, wodurch ihr Rückgang und zugleich die Entstehung einer immer höheren Cuesta bedingt ist. Wie wir aber nach dem littoralen Charakter nicht nur des mittleren Jura, sondern sogar des Felsenkalkes urtheilen können, war bis jetzt der Rückgang der westlichen Juragrenze noch nicht bedeutend, und sie ist nicht weit von der ursprünglichen jurassischen Uferlinie gewichen. Im Verlaufe dieser Grenze spiegelt sich die sudetische Richtung ab, die die von der Jurazeit sich mehrfach wiederholende Elevation des Oberschlesischen Beckens längs einer NW—SE (vielleicht eher NWN—SES) Linie bedingt. Der Jura wurde von deutlichen hauptsächlich disjunctiven Dislocationen von Kielecer Richtung betroffen, die also zum Verlauf seiner Grenze transversal verlaufen. Verwerfungen dieser Richtung schneiden quer den Jurastreifen von seinem südlichen Ende bis zu seiner nördlichen Grenze bei Wieluń¹⁾; wahrscheinlich sind schwache Faltungen von derselben Richtung vorhanden, bis jetzt sind sie aber noch nicht einwandfrei erwiesen.

¹⁾ K o r o n i e w i c z, P. Der Jura von Wieluń. Z. d. d. G. G. 1909.

Ausser der jurassischen Cuesta wird der tektonische Aufbau des Przemszagebietes durch sigmoidal gebogene Faltungen von Kielecer Hauptrichtung, die durch streichende Verwerfungen kompliziert sind, bestimmt. Die NWN—SES verlaufende, der Jura-grenze parallele sudetische Richtung wird nur durch die maximale Elevation aller Ablagerungen ungefähr in der Linie Brudzowice-Dąbrowa und durch schwächere transversale Ondulationen, welche kuppelartige Formen im Muschelkalke erzeugen, gekennzeichnet.

Durch das Przemszagebiet verläuft eine Antikline, die mit einer WNW—SES Richtung sich von Kozłowa Góra über Rogoźnik und die Dąbrowa-Golonoger Niederung hinzieht, östlich aber von Dąbrowa gegen Süden abbiegt, um etwas weiter östlich zur vorigen Richtung zurückzukehren, mit welcher sie auch bei Bór Biskupi unter den Jurawall taucht um bei Dębnik wieder zu erscheinen. Der südliche Flügel dieser Antikline ist an einigen Verwerfungen abgesunken, wie bei Grodziec und Dąbrowa.

Südlich von diesen Verwerfungen verläuft eine synklinale Axe, die ebenso sigmoidal gebogen ist; sie fängt nördlich von Bytom (Beuthen) an, zieht sich zwischen Będzin und Ozeladź hin, biegt dann gegen Süden um; südlich von Klimontów schneidet sie die Staatsgrenze; ihr weiterer Verlauf wird durch die Synklina von Długoszyn gebildet; sie endet im Krzeszowicer Graben, wo dem synklinalen Bau durch starke Entwicklung beiderseitiger Verwerfungen Nachdruck gegeben ist. Diese Synklinale erleidet östlich von Będzin, wo die grösste Elevation auf der Linie Brudzowice-Dąbrowa verläuft, eine starke Hebung.

Der, südlich von der Beuthener-Krzeszowicer Mulde gelegene Zabrzez Hauptsattel, nimmt nur den südwestlichsten Zipfel des Przemszagebietes in den Grenzen von Russisch-Polen, nämlich die Umgebung von Sosnowiec, ein.

Nördlich von der Tarnowitz-Dąbrowaer Antikline finden wir keine weitere deutliche Falten von Kielecer Richtung vor. Gegen WNW streicht hier der immer tiefer gegen NON einfallende nördliche Flügel obiger Antikline, durch streichende Verwerfungen Kielecer Richtung kompliziert, an denen in der Regel der südliche Flügel abgesunken ist. Es sind die Verwerfungen von Niegowonice, wo sie die Erscheinung der nördlich von ihnen begrenzten Jurainsel verursachen, die Verwerfungen von Klucze, die eine kleine

Jurainsel mitten in den Sanden der Błędower Wüste bedingen, endlich jene theils Faltungen, theils Verwerfungen, denen die von Muschelkalk umgebene Devoninsel von Brudzowice und Dziejki, sowie jene von Zawiercie ihre Entstehung verdanken. Bei den meisten dieser Dislocation ist offenbar der Südflügel abgesunken. Das mit ihnen verbundene Erscheinen von Devon bei Klucze, Zawiercie und Dziejki beweist aber, dass sie nur eine posthume Wiederbelebung alter Bewegungen von Kielecer Richtung darstellen, und ältere Devonerhebungen hervortreten lassen.

* * *

Auf der oben dargestellten tektonischen Grundlage entwickelt sich die Orographie des Przemszagebietes, deren Hauptzug mächtige subsequente Thäler bilden, die der Richtung weniger widerstandsfähiger Gesteine folgen. Eigentlich kann das ganze Przemszagebiet sammt dem nördlich angrenzenden Flussgebiete der Warta im Verhältniss zur jurassischen Cuesta als ein grossartiges subsequentes Thal betrachtet werden, das erst sekundär durch den Bau der tieferen Schichten, deren Streichen mit jenem der jurassischen Cuesta nicht zusammenfällt, kompliziert wird. Auf der Jurahochfläche finden wir Erhebungen bis 504 *m*, ihre mittlere Höhe schwankt um 440 *m*; im Przemszagebiete überschreiten die höchsten Gipfel kaum 380 *m*, die mittlere Gipfelhöhe schwankt um 370—380 *m*, die jetzigen Thalsohlen aber, mit den erhaltenen Resten der glazialen Akkumulation schwanken um 280 *m* im Mittel.

Den Grundzug der Orographie des Przemszagebietes stellt ein grosses Thal dar, welches sich von Kozłowa Góra bis Bór Biskupi längs der Axe der Hauptantikline hinzieht. Zwar ist dieser Thalzug bei Rogoźnik unterbrochen, es ist aber nur eine Einsattelung, die aus weichen Buntsandsteinschichten besteht und auf der Axe einer der transversalen Depressionen liegt. Der obige Thalzug entspricht einer denudierten Antiklinale, wo die leicht verwitternden carbonischen Ablagerungen am höchsten gehoben waren, und am frühesten von der Erosion angegriffen und zerstört wurden. Nur im östlichen Theile, östlich von Bór Biskupi ist die Erosion noch nicht so weit vorgeschritten, und es sind hier Spuren des Gewölbes der Antikline in Gestalt von Muschelkalkanhöhen er-

halten, die bei Ostreżnica und Niesułowice unmittelbar an den Fuss der jurassischen Cuesta stossen und dabei bis 450 *m* ansteigen; wegen Mangel zwischen dem Jura und dem Muschelkalk von leicht erodierbaren Keuperthonen ist hier das subsequente Thal am Fusse der Jurahochfläche nicht entwickelt.

Beiderseits wird obiger Thalzug von Muschelkalkanhöhen begleitet. Der südliche Muschelkalkstreifen zieht sich von Beuthen über Będzin und Czeladź, über Zagórze und Klimontów bis zur österreichischen Grenze und entspricht einer ganzen Synklinale, in deren tiefsten Theilen der harte Muschelkalk erhalten ist. Dieser Streifen erlangt eine grössere Höhe, als der besprochene Thalzug, obgleich er gegen ihn an Verwerfungen abgesunken ist; es ist hier eine Inversion des Reliefs eingetreten, so dass die Oberfläche der abgesunkenen Scholle höher liegt, als die der anderen.

Im Norden verläuft ein Höhenzug aus Muschelkalk, der ins Przemszagebiet bei Ożarowice und Niezdara eindringt und sich südlich von Siewierz durch Łosień bis Sławków und Krzykawka hinzieht, um nördlich von Olkusz unter der Jurabedeckung zu verschwinden; da hier unter den Jura nicht der Scheitel der Antikline, sondern niedrigere Theile ihres Flügels tauchen, erhebt sich der Muschelkalk hier nicht so hoch, wie bei Niesułowice. Diese Muschelkalkanhöhen fallen gegen Norden und Nordosten unter Keuperthone ein, die stark ausgewaschen sind; es entsteht hier wieder ein subsequentes Thal an der Grenze des Muschelkalkes und des Keupers, das sich gegen Westen in das Thal der Malapane verlängert; dieses Thal wird gegen Norden von den Dislocationen von Dziewki und Zawiercie begrenzt, die abermals widerstandsfähigere Schichten des Devons und des Muschelkalks anstehen lassen; im Osten wird es durch die Verwerfungen von Niogowonice und Klucze kompliziert und verbreitet, da diese Verwerfungen, an welchen der Südflügel abgesunken ist, die Erscheinung mitten im Thale von Jurainseln bedingen und das Thal dadurch in zwei Äste theilen. Dieses Thal stösst an den Fuss der jurassischen Cuesta von Kromołów bis Pomorzany, und dringt da, wo Dislocationen die Juradecke am stärksten betroffen und den Keuper am höchsten gehoben haben, zwischen Chechło und Klucze, tief in die Jurafläche ein, das Oberthal der Weissen Przemsza

Przemszagebietes näher ins Auge fassen und uns wegen Mangel an tertiären Ablagerungen zu morphologischen Methoden wenden.

* * *

Die relativen Niveauunterschiede sind im Przemszagebiete klein und deshalb ist die Orientierung in seinem Formenschatze erschwert; nur, auf der Karte, wie in der Natur fällt der jurassische Steilabhang auf, der von Osten dies Gebiet begrenzt, eine hohe Kalkwand bildend, die nur schwach angeschnitten ist, und nur bei Ostrężnica wegen des Herantretens bis an ihren Rand von triadischen Anhöhen ihre Individualität verliert.

Das jurassische Gebiet stellt eine Platte dar, die schwach gegen Nord—Osten geneigt ist, wo der Jura unter Kreideablagerungen taucht. Die höchsten Punkte dieser Platte liegen dicht an ihrem westlichen Rande: 504 *m* bei Ogrodzieniec, 480 bei Gorenice; ihre mittlere Höhe beträgt 450 *m*. Dem Einfallen der jurassischen Platte gegen Nord-Osten gemäss ist sie durch einige parallele consequente Flussläufe entwässert, die in die subsequenten Täler der Pilica und der Szreniawa münden. Am Fusse aber des westlichen Abbruchs der Platte hat sich die subsequente Warta entwickelt, die durch den consequenten Durchbruch bei Częstochowa nach Osten abfließt. Diese Anordnung ist normal, da wir die Juraplatte sammt der angrenzenden Kreidemulde als eine uralte gegen NO geneigte Küstenebene auffassen können. Nur kurze, canonartige Täler, wie jenes von Ojców und andere ihm parallele, entwässern die Südkante der Juraplatte direct zur subkarpatischen Niederung; die Entwässerung des Przemszagebietes fügt sich ebenfalls nicht ins allgemeine Schema und stellt ein der Hydrographie der Juraplatte ganz fremdartiges Element dar, mit Ausnahme des Oberlaufes der Weissen Przemsza und einiger ihrer Zuflüsse, die obsequent die jurassische Cuesta anschneiden.

Vom morphologischen Gesichtspunkte hat ebenfalls das Przemszagebiet nichts mit der jurassischen Hochfläche gemein. Der zerklüftete Jurakalk neigt zur karstähnlichen Entwässerung, die sich jetzt noch in Gestalt von grossen Quellen denen die Pilica, Schwarze Przemsza, Warta und andere Flüsse entspringen darthut, und stellt deshalb der Gradation einen sehr grossen Widerstand gegenüber und entwickelt Terrainformen, die vom Verlauf

der normalen Zyklen unabhängig sind. Nur durch die Auflösung des Kalksteins wird seine Oberfläche angegriffen und zerfällt in phantastische Nadeln und Felsen, und die Zerstörung der Platte besteht hauptsächlich im Zurückweichen ihres westlicheu Steilhanges, das durch die Auswaschung der den Jurakalk unterlagernden Keuperthone und Doggerschichten bedingt ist.

Der jurassische Steilhang bildet seit sehr lange den hervortretendsten Zug des Przemszagebietes und weicht nur sehr langsam gegen Osten zurück, indem er immer höher wird. Es ist klar, dass die Terrainformen auf der Oberfläche der Juraplatte eigenartig sein müssen, und dass wir sie nur in Ausnahmefällen mit den Formen des übrigen Przemszagebietes vergleichen können werden. Ein eigenartiges Element werden ebenfalls die von der Platte abgetrennten Jurainseln, wie bei Niegowonice (432 *m*) darstellen, da sie ebenfalls ganz eigenartige Gradationsformen entwickeln, solange sie vom Felsenkalk bedeckt sind; erst wenn dieser verschwunden ist, und auf den Gipfeln nur der leichter verwitternde Plattenkalk geblieben ist, treten sie in den normalen Erosionszyklus der übrigen Gesteinsarten ein.

Es ist schwierig den Formenschatz des Przemszagebietes zu überschauen, wenn wir aber auf dem Gipfel des Dorotkaberges bei Grodziec stehen, der von einer Partie von Muschelkalk und Dolomit besteht, die sich auf der Oberfläche des Carbons erhalten haben, werden wir gleich bemerken, dass nirgends höhere Gipfel erscheinen, und das wir auf jenem Niveau stehen, bis zu welchem die höchsten Erhebungen des Przemszagebietes reichen; nur in der Ferne schimmern bläulich die höheren Umrisse des Jura von Niegowonice und die ununterbrochene Wand des jurassischen Steilhanges. Das Studium der Karte bekräftigt unsere Beobachtung. Der Gipfel des Dorotkaberges erhebt sich bis 381,3 *m* und um diese Höhe schwanken die höchsten Erhebungen ohne Rücksicht darauf, ob sie aus widerstandsfähigem Dolomit, aus Muschelkalk oder aus weichem Keuperthon bestehen.

Weit im Norden, bei Markowice reichen Erhebungen aus Keuperthon, die die Wasserscheide zwischen der Przemsza und Warta bilden, bis 384.5 *m*, und die Wasserscheide verläuft beinahe gänzlich über Höhen bis 370 *m*; weiter, südlich vom Siewierzer Thale bei Najdzieszyn reicht der Muschelkalk bis 397 *m*, bei Brze-

kowice, am Rande der Dąbrowaer Niederung bis 395.5 *m*. Bei Ło-
sień in demselben Muschelkalkzuge finden wir die Cote 390 *m* vor.
Das sind die höchsten Gipfel, sie erheben sich aber über weiteren
Flächen, die 370 *m* überschreiten (zB.: Toporowice 372.5 *m*, Ujej-
ście 376 *m*, Krzykawka 371.6 *m*, Rogoźnik 376 *m*). Bis zur nämli-
chen Höhe reichen jene Jurainseln, die keine Felsenkalkbedeckung
mehr besitzen (Wysoka 391.4 *m*); wir finden sie in einer genug
grossen Ausdehnung längs der Weissen Przemsza innerhalb der
Juraplatte vor, wo zwischen Ryczówek und Golezowice die Jura-
höhen 380—400 *m* erreichen, um 50—70 *m* also niedriger als die
Oberfläche der Platte liegen.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass alle obigen Punkte das
höchste (I) Niveau des Przemszagebietes darstellen, das zwi-
schen 370—390 *m* schwankt und nur im Bereich der Jurakalke bis
400 *m* ansteigt. Von diesem Niveau sind nur spärliche Reste er-
halten geblieben, weshalb man unmöglich seine ehemalige Ober-
fläche rekonstruieren, etwaige Deformationen feststellen und die
Richtung der Entwässerung bestimmen kann. Zweifellos senkt
sich dieses Niveau gegen Westen, zum Oderthale hin, aber schon
ausserhalb des Przemszagebietes. Weiter unten werden wir diese
Fragen von einem anderen Standpunkte betrachten, jetzt betonen
wir nur, dass südlich vom Grodziecer Bruche dieses Niveau in den
Grenzen Russisch-Polens nirgends hervortritt.

Am Fusse des Dorotkaberges breitet sich gegen Süden eine
Muschelkalkhochfläche, die durch das Schwarze Przemszathal
durchbrochen und durch flache Seitenthäler angeschnitten ist. Bei
Małobądź steigt sie bis 307 *m* an, bei Czeladź — bis 303, in Kli-
montów bis 308 *m*; der Dolomitberg Warpie bei Dąbrowa misst
303.6 *m*, zwischen Dąbrowa und Zagórze reicht eine zwischen
Muschelkalk eingeklemmte Partie leicht verwitternder Carbonab-
lagerungen bis 311 *m*; der höchste Punkt der ganzen Hochfläche
steigt bei Zagórze bis 319.5 *m* an. Dieselben Höhenzahlen finden
wir ebenfalls nördlich vom Dorotkaberge: das Carbon der Hoch-
fläche von Grudków erhebt sich von 302.5 bis 311 *m*, die Terrain-
anschwellung bei Psary misst 311 *m*. Auf der weiten von Terras-
senbildungen und Alluvium bedeckten Niederung zwischen dem
nördlichen und südlichen Muschelkalkzuge, erheben sich einige
isolierte Hügel; sie bestehen alle aus carbonischen Sandsteinen,

und sind alle von WNW nach ESE in die Länge gezogen, da sie den Schichtenköpfen widerstandsfähigerer Sandsteinschichten entsprechen, die aus der leichtverwitternder Masse herauspräpariert sind. Ein solcher Hügel bei Malinowice reicht bis 315.2 *m*, eine Hügelgruppe bei Sarnów misst von 315 bis 328 *m*, fast unmittelbar am Fusse der über 390 *m* messenden Höhen von Brzękowie. Der mit Muschelkalk bedeckte isolierte Gołonoger Berg gehört zur nähmlichen Hügelgruppe, obgleich er etwas (334 *m*) höher ist, was in der grösseren Festigkeit des ihn bedeckenden Materials seine Erklärung findet.

Alle obigen Höhen bilden das zweite (II) Niveau, das um 50 bis 70 *m* niedriger als das vorige (I) ist, und eine deutliche Abdachung in der Richtung der heutigen Thäler zeigt, da seine Meereshöhe in den oberen Theilen der Flussthäler wächst; dieses Niveau wurde in vielen Überresten erhalten, so dass wir ihm fast ohne Unterbrechung längs den Flüssen folgen können; es erscheint entweder als eine gut entwickelte kontinuierliche Terrasse in den härteren Gesteinen, oder als isolierte Zeugenhügel auf den von weicheren Gesteinen gebildeten Gebieten.

Längs der Brynica steigen die Hügel von Żychcice bis 307 *m* an, die höchsten Gipfel bei Bobrowniki messen 328 *m*; aus der weiten carbonischen Niederung nördlich von Bobrowniki ragen als Zeugen der ehemaligen Verbreitung des Niveau II die gänzlich isolierten von Muschelkalk bekrönten Hügel von Dobieszowice (320.5 *m*) und Czabany Dobieszowickie (320 *m*) heraus. Um 320 *m* schwanken die Anhöhen bei Ożarówice und Żychlin; ausserdem finden wir am Oberlaufe der Brynica nur wenige Spuren des zweiten (II) Niveaus, da hier nicht nur die Erosion der Brynica, sondern auch die der Malapane thätig gewesen ist.

Längs der Schwarzen Przemsza bildet das zweite (II) Niveau in der Höhe von 315 bis 320 *m* die Sohle des jetzt durch die beraubte und kraftlose Trzebyczka durchflossenen Thales, ihm gehören die kalkigen Hügel von Wareżyn und Wojkowie Kościelne (um 320 *m*) an, weite Gebiete von Boguchwałowice bis Zendek, und von Tuliszowa bis Gołuchowice (bis 330 *m*), die Keuperausgänge von Piwonia (336 *m*), die triadischen Hügel bei Zawiercie, endlich bis 340 *m* reichende Keuper und Doggerflächen am Fusse der jurassischen Cuesta zwischen Kromołów und Ogródzieniec, die nur

von einer dünnen Sandschicht bedeckt und von dem Oberlaufe der Warta, der Schwarzen Przemsza und deren Zuflüsse flach ange schnitten ist.

Im Thale der Weissen Przemsza wird dieses Niveau von den Erhebungen bei Strzemieszyce (324 bis 328 *m*), vom isolierten Kalkberge bei Koziół (310.2 *m*), von der Permischen Dębowa Góra (315.2 *m*) gebildet. Von Sławków bis Okradzionów wird das enge Thal der Weissen Przemsza von einer Muschelkalkterrasse von 320—326 *m* begleitet; einen Überrest desselben Niveaus II stellt die isolierte Jurakuppe bei Błędów (338.7 *m*) dar, die sich aus der sandbedeckten Ebene emporhebt. Weiter östlich (stromaufwärts) erhebt sich das Niveau II immer mehr; bei Chrzastowice begleitet es die Weisse Przemsza zwischen 430—450 *m* hohen Jurahöhen als eine kilometerweite Terrasse von 360—370 *m* Meereshöhe und in dieser Höhe münden auf sie bedeutende jetzt trockene Seitenthäler. Wir sehen also, dass das Niveau II die jetzigen Flussthäler begleitet und stromaufwärts ansteigt, dass es also den weiten Thalboden reifer Thäler von derselben Richtung und Verlauf als die jetzigen entspricht. Am Fusse der dem Niveau II entsprechenden Anhöhen breiten sich die jetzigen Thalboden aus, die in den Produkten der glazialen Akkumulation ausgewaschen sind, deren Überreste hie und da in den jetzigen Flussthalern erhalten sind, und die 25 bis 30 *m* hohe Sandterrasse (1) bilden.

Im ersten Theile dieser Abhandlung haben wir die Verbreitung der Oberfläche der diluvialen Bildungen, welche die höchste Terrasse der jetzigen Flussläufe bilden und fast zum Niveau II reichen, eingehend geschildert. Besonders im Oberlaufe der Schwarzen Przemsza reicht die glaziale Verschüttung bis zum Niveau II, weiter westlich bei Siewierz liegt die Oberkante des Diluviums (320 *m*) nur 10 *m* unter den Überresten des Niveau II, bei Małobądź reichen die diluvialen Sande bis 295 *m*, während die Oberfläche des Niveau II sich bis 307 *m* erhebt. Dasselbe sehen wir im Thale der Weissen Przemsza unterhalb Okradzionów, wo die diluviale Verschüttung von 306 bis 313 *m* schwankt, die alte Terrasse aber, die dem Niveau II entspricht, in 320 bis 326 *m* Meereshöhe liegt.

Wir haben ebenfalls festgestellt, dass die diluviale Verschüttung schon einigermaßen erodiert ist, dass die jetzigen Thäler flach im Oberlaufe der Flüsse, stromabwärts bis 30 *m* tief in sie

eingeschnitten sind, und das zwischen dem jetzigen Thalboden (Terrasse 4), und der diluvialen Oberfläche (Terrasse 1) noch zwei Terrassen (3 und 2) von 6—8 *m* respect. 2—3 *m* Höhe eingeschaltet sind.

Die diluviale Verschüttung birgt aber vor unseren Augen noch ein Niveau, dass dem Boden der alten Thäler vor der glazialen Aufschüttung entspricht. Wir wissen ebenfalls, dass dieses Niveau im Norden mit dem Niveau II zusammenläuft, im Süden aber um 50 *m* unter dem jetzigen Thalboden liegt, um 80 *m* also unter der Oberkante der diluvialen Sande. Diese präglazialen Thalboden stellen ein der glazialen Akkumulationsperiode unmittelbar vorangehendes Erosionsniveau dar, das vom Niveau II also jünger ist.

Es können also im Przemszagebiete folgende Denudationsniveaus unterschieden werden:

Das I Niveau entsprechend den höchsten Gipfeln von 370 bis 390 *m* Meereshöhe, ohne deutliche Neigung.

Das II Niveau entspricht im Norden spätreifen Thälern, im Süden aber weiten Hochflächen. Es erhebt sich bis + 300 *m* im Süden und steigt bis 340 *m* im Norden und bis 360—370 *m* im Osten.

Das III Niveau entspricht dem Boden der vorglazialen Thäler; er fällt im Süden unter 200 *m*, im Oberlaufe der Flüsse nähert es sich dem Niveau II und verschmilzt sogar mit ihm.

Das IV Niveau entspricht der Oberfläche der glazialen Verschüttung, die nur um wenige Meter unter dem Niveau II liegt. Dieses Niveau bildet zugleich die 1 Terrasse der jetzigen Flussthäler.

In dieses Niveau ist die 2 Terrasse der jetzigen Flussthäler um 12 bis 15 *m* unter die Oberfläche der glazialen Verschüttung eingesenkt.

Die 3 Terrasse der jetzigen Flussthäler ist um 6—8 *m* in die vorige eingesenkt.

Das V Niveau bildet die 4 Überflutungsterrasse der jetzigen Flussläufe und ist um 2 bis 3 *m* in die Terrasse 3 eingesenkt.

*

*

*

Bis jetzt haben wir die verschiedenen Denudationsniveaus des Przemszgebietes ausschliesslich vom morphologischen Standpunkte betrachtet; jetzt werden wir trachten, sie vom historischen Standpunkt aufzufassen, ihr Alter zu bestimmen und die Verhältnisse, deren Folge sie darstellen, zu erklären. Hier aber stossen wir auf grosse Schwierigkeiten, da in dem untersuchten Gebiete keine tertiäre Ablagerungen vorhanden sind (ausser den vermutlich tertiären Landablagerungen von Zychce¹⁾); nur diese Ablagerungen könnten aber eine bestimmte Chronologie der obendargestellten Denudationserscheinungen liefern, deren vorglaziales Alter schon bewiesen ist. Wir müssen uns deshalb nach benachbarten Gebieten Galiziens und Schlesiens wenden, wo tertiäre Bildungen weitverbreitet, und ihre Lagerungsverhältnisse gut bekannt sind.

Zwar ist bis jetzt die Frage über das Alter des Tertiärs von Oberschlesien und Westgalizien noch nicht endgültig entschieden. Nach Michael²⁾, Oppenheim³⁾, Siemiradzki⁴⁾ u. a. ist in diesen mächtigen Bildungen ausser dem Mittel- noch das Untermiocän vertreten; Friedberg⁵⁾ meint aber, dass hier Ablagerungen des Untermiocäns (des Burdigaliens) gänzlich fehlen, und dass die ganze Masse des Tertiärs nur das Helvetien und Tortonien darstellt. Quaas⁶⁾ schreibt dem oberen Theile des Oberschlesischen Tertiärs ein sarmatisches Alter zu. Diese Mei-

¹⁾ Bogdanowicz, K. Materialien zur Kenntniss des Muschelkalkes u. s. w. i t. d. str. 29.

²⁾ Michael, R. Über die Altersfrage der Oberschlesischen Tertiärablagerungen. Zeitschr. der deutsch. Geolog. Gesell. Monatsber. 2, 1907.

Derselbe. Ueber das Alter der in den Tiefbohrungen von Lorenzdorf in Schlesien und Przeciszow in Galizien aufgeschlossenen Tertiärschichten. Jahrb. d. kön. Preuss. Geolog. Landesanst. 1907.

³⁾ Oppenheim, P. Ueber das Miocän von Oberschlesien. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesell. Monatsber. 1907.

⁴⁾ Siemiradzki, J. Geologia Ziemi Polskich. T. II, str. 175.

⁵⁾ Friedberg, W. Utwory miocenne w Europie i próby podziału tych utworów Polski. Kosmos 1912, str. 311.

⁶⁾ Quaas. Ueber eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung Lorenzdorf bei Kujau. Ueber eine miocäne Fauna aus der Tiefbohrung Przeciszów. Jahrb. Kön. Preuss. Geolog. Landesanst. 1906.

nungsverschiedenheit hat sich neustens auf das Tertiär des Teschener Karpatenrandes ausgebreitet¹⁾.

Ausserdem kommen bei Orzesche auf dem Boden einer tektonischen Einsenkung Ablagerungen vor, die nach Michael²⁾ dem Oligocän gehören.

Die tortonischen Bildungen von Oberschlesien und Westgalizien sind durch marine Ablagerungen vertreten³⁾, deren Oberkante bis 300 *m* stellenweise ansteigt, und durch eine Reihe littoraler Austernbänke bezeichnet wird, selbstverständlich nur an den Thalwänden und an geschützten Stellen, da sonst in den Thälern diese Bildungen schon stark erodiert sind. Diese Thatsache bildet für uns einen wichtigen Anhaltspunkt: wir wissen dass zur tortonischen Zeit das Niveau des Meeres, somit die Erosionsbasis für das Przemszagebiet in 300 *m* jetziger Meereshöhe lag. Einen zweiten Anhaltspunkt liefert uns die Unterkante des Tertiärs. Sie ist sehr unregelmässig und interessiert die Geologen seit längerer Zeit. Oberschlesien wird bis Tost und Krappitz, stellenweise noch nördlicher von mächtigen, mit Miocän erfüllten Vertiefungen durchfurcht. Im Norden (wie bei Karff) sind es flache Rinnen⁴⁾, die sich gegen Süden erweitern und vertiefen und miteinander verschmelzen, so dass der Niveaunterschied zwischen der Unterlage des Tertiärs und der jetzigen Oberfläche der älteren Schichten, d. h. zwischen dem Boden der Vertiefung und seinen Ufern bis 1000 *m* unweit Orzesche bei Zawada ansteigt. Frech meint zwar, dass

¹⁾ Petraschek, W. Die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes. Verhandl. d. K. K. Geolog. Reichsanst. 1912, str. 75.

Oppenheim, P. Zur Altersfrage des bei Teschen am Karpatenrande überschobenen Tertiärs. Centralbl. f. Miner. u. s. w. 1913, str. 85.

Michael, R. Die Altersfrage des Tertiärs im Vorlande der Karpaten. Zeitschr. d. deutsch. Geolog. Gesell. Monatsber. 5, 1913, str. 238.

²⁾ Michael, R. Neuere geologische Aufschlüsse in Oberschlesien. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesell. 1904. M Ber. S. 140.

Michael, R. Ueber Steinsalz und Sole in Oberschlesien. Jahrb. K. Preuss. geol. Landesanst. 1913. XXXIV, T. I, S. 341.

³⁾ Zaręczny St. Tekst do zeszytu trzeciego Atlasu geologicznego Galicyi. Str. 195.

⁴⁾ Althaus, R. Die Erzformation des Muschelkalkes in Oberschlesien. Jahrb. K. Pr. Geol. Landesanst. 1891.

diese tiefen Thäler von einem Flusssystem¹⁾, das nach Norden zur Ur-Oder abfloss, ausgewaschen wurde; da bei den jetzigen Verhältnissen der Abfluss aus den Oberschlesischen Schluchten gegen Norden unmöglich ist, setzt Frech voraus, dass sie von der Ur-Oder noch vor der Entstehung des Oppelner Bruches gebildet wurden. Wenn aber jetzt die Gewässer aus dem Canon bei Orzesche, das bis 654 unter d. M. herabsteigt, durch das Oderthal, wo bei Oppeln die Kreide in 150—170 *m* Meereshöhe ansteht, nach Norden nicht abfliessen könnten, um so mehr war es unmöglich vor der Entstehung des Oppelner Bruches, dessen nordwestlicher Flügel abgesunken ist, wodurch die Kreideablagerungen in bedeutend niedrigere Höhenlage als die östlich benachbarte Trias gelangt sind. Vor der Entstehung des Oppelner Bruches musste der Höhenunterschied zwischen der Kreide der Umgegend von Oppeln und dem Boden der vormiocänen Thäler noch grösser als jetzt, gewesen sein.

Gegen den Karpatenrand hin verschmelzen die vereinzelteten Rinnen zusammen, und obgleich das Carbon hier wahrscheinlich ein nördliches Fallen aufweist, gegen Süden also ansteigen sollte, sinkt seine Oberfläche immer tiefer. ohne Rücksicht darauf, welche Stufe des Carbons vom Tertiär direct überlagert wird. Zwischen Freistadt und Dziedzitz ist das Carbon auf einer sehr grossen Strecke von ausserordentlich mächtigem Tertiär bedeckt; östlich von Dziedzitz ist das Carbon ebenfalls von über 700 *m* mächtigen Tertiärablagerungen bis Wilamowice, Gierałtowice und Półwieś im Norden bedeckt, obgleich hier eine antiklinale Erhebung,

¹⁾ Angaben über die vormiocänen Thäler Schlesiens sind zu finden bei Ebert, Th. Die stratigraphischen Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im Oberschlesischen Steinkohlengebirge. Abhandl. K. Pr. Geolog. Landesanst. N^o 19. 1895.

Frech, F. Allgemeine Uebersicht der Erdgeschichte und des Gebirgsbau von Oberschlesien. Zeitschr. d. deutschen Geolog. Gesell. 1904, str. 237.

Gaebler, C. Das Oberschlesische Steinkohlenbecken. Kattowitz 1909, str. 14 seq.

Frech, Fritz. Deutschlands Steinkohlenfelder und Steinkohlenvorräte. Stuttgart 1912, str. 47 seq.

Michael, R. a. a. O.

Prace Tow. Nauk. — Dorzecze Przemyśly.

oder sogar der Beckenrand ¹⁾ vorhanden sind, die zur Randgruppe gehörenden carbonischen Ablagerungen also ansteigen sollten.

Auf Grund zahlreicher, besonders aber in der Umgegend von Pless weit verstreuter Bohrungen, kann man die Hauptzüge des vom tertiären Meere überfluteten Reliefs skizzenhaft rekonstruieren. Von Süden her dringt in die carbonischen und triadischen Ablagerungen eine weite einheitliche Vertiefung deren Boden unter 700 *m* unter das Meeresniveau herabsteigt. Gegen Norden dringen von dieser Vertiefung isolierte Rinnen vor, die immer enger und flacher werden. Zwischen diesen Rinnen wurden einzelne Partien theilweise nur von carbonischen Ablagerungen, öfter aber von Carbon mit Muschelkalkbedeckung erhalten, die theilweise bis zur jetzigen Oberfläche hinaufreichen. Endlich verflachen sich die Rinnen und verschwinden gänzlich. Diese Vertiefungen sind, wie es Frech ²⁾ betonte, vor allem erosiven Ursprungs, theilweise sind sie aber tektonisch angelegt, wie es das Vorkommen von Roth in der tiefen Einsenkung von Zawada beweist.

In der Vertheilung dieser Vertiefungen fällt ebenfalls auf, dass sie da an Bedeutung verlieren, wo härtere Gesteine in ein niedrigeres Niveau herabsteigen. In Tłuczany ²⁾ reicht das Tertiär bis 803 *m* Teufe, 3,5 *km* östlich, in Nowe Dwory—nur 229 *m*, etwas nördlich, in Brzeznica—bis 83 *m*; zwischen Tłuczany aber und Nowe Dwory verläuft unterirdisch die westliche Juragrenze, eine mächtige, vom Tertiär verhüllte fossile Cuesta bildend. Die von tertiären Ablagerungen zugeschütteten oberschlesischen Vertiefungen können also nur als theilweise tektonisch präformierte Erosionsrinnen gedeutet werden; es sind kurze gegen Norden verzweigte und sich verflachende Thäler, mit starkem südlichen Gefälle, die gegen Süden zusammenfließen, so, dass an dem Karpatenrande der obere Theil des Carbons und die Trias von der Juracuesta bei Nowe Dwory im Osten bis Freistadt im Westen gänzlich zerstört sind; die vortertiären Vertiefun-

¹⁾ Michael, R. Die Entwicklung der Steinkohlenformation im westgalizischen Weichselgebiet des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Jahrb. d. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst. Bd. XXXIII, T. I. S. 158. 1912.

²⁾ Frech, F. Allgemeine Uebersicht d. Erdgeschichte u. s. w.

gen sind hiermit nur gegen Süden, unter den Karpatenrand geöffnet. Die Erosionsbasis der Gewässer, die dieses Rinnensystem geschaffen haben, musste rund 1000 *m* unter dem jetzigen mittleren Niveau liegen.

Die tertiären Ablagerungen Oberschlesiens und Westgaliziens haben uns also zwei verschiedene Lagen der Erosionsbasis kundgegeben: die eine lag etwa 700 *m* unter dem Meeresniveau irgendwo unter dem jetzigen Karpatenrande, die andere lag in 300 *m* Meereshöhe und entsprach dem Niveau des tortonischen Meeres, das die bei der vorigen Lage der Erosionsbasis gebildeten Formen überflutet hatte. Die obigen Anhaltspunkte werden uns einigermaßen gestatten uns in den verschiedenen Denudationsniveaus des Przemszagebietes zurechtzufinden. Zwar kommen miocäne Bildungen im Przemszagebiete in den Grenzen von Russisch Polen sogar auf dem Boden tiefer präglazialer Thäler nicht vor, aber im Unterlaufe der Przemsa in Galizien ist das Przemszathal in tortonischen Ablagerungen ausgewaschen, mit Ausnahme der Durchbrüche durch die Muschelkalkhöhen von Jelenia Góra und Chełmo. Westlich aber von diesen Triasinseln zieht sich über Dzieckowice bis zum Miocän des Weichselthales ein ununterbrochener Zug tortonischer Bildungen, der sich bei Sosnowice mit dem über Kattowitz und Königshütte durchgehendem Zuge vereinigt. Beide diese Miocänstreifen stossen an der Stelle zusammen, wohin jetzt die Gewässer des Przemszagebietes fächerartig zusammenfließen, die dieselbe Richtung beibehalten müssten, wenn an der Stelle des Miocäns ein Meerbusen wäre. In den oberen Theilen der Thäler der Weissen und Schwarzen Przemsa kommt kein Miocän vor: entweder reichten sie noch nicht unter die damalige Meeresoberfläche, oder aber waren sie nur flach und die nachtortonische Erosion hat alle Überreste des tortonischen Meeres beseitigt.

Wir können also folgenden Zusammenhang zwischen den Thatsachen feststellen: das miocäne Meer reichte ungefähr bis 300 *m* jetziger Meereshöhe und drang bis in die südliche Ecke des Przemszagebietes vor: in diesem Gebiete ist aber ein deutliches altes Denudationsniveau zu finden, das gegen Süden abfällt, im Süden, an den Ufern des miocänen Meeres sich bis 303—308 *m* erhebt, im Norden dagegen bis 340 *m* ansteigt; auf diesem Niveau

sind Überreste eines anderen erhalten geblieben, das bis 370—390 m reicht und gegen Süden nicht geneigt ist. Die zweite Coinzidenz besteht darin, dass ein miocäner Meeresarm bis Sosnowice vordrang, und dass alle Flüsse des Przemszagebietes dorthin fächerartig zusammenfliessen.

Obige Thatsachen sprechen dafür, dass das Niveau II des Przemszagebietes durch miocäne, nämlich tortonische Erosion gebildet ist, dass das Vordringen des Meeres die fächerartige Anlage der Entwässerung zur Bucht von Sosnowice hervorgerufen hat, dass diese Gewässer das Terrain fast bis zur Meeresoberfläche im Süden denudiert, und eine gegen Norden und Osten ansteigende Einebnung gebildet haben, auf der Spuren der einstigen Oberfläche geblieben sind. Die Beziehungen aber dieses Niveaus zum Niveau I und zu jener tiefliegenden Erosionsbasis, bei der die später vom Meer überfluteten tiefen Schluchten gebildet worden sind, müssen noch näher ins Auge gefasst werden.

Die grosse Tiefe der oberschlesischen Erosionsrinnen ist auffallend im Vergleich mit ihrer Länge; ihres starken Gefälles ungeachtet, haben sich die Schluchten nicht tief in den Continent hineingefressen, sondern haben nur den Rand des oberschlesischen Beckens zerfetzt; nur am Karpatenrande wurde eine bedeutende einheitliche Vertiefung gebildet. Die Tiefe der Rinnen zeugt von der grossen Intensität der zum nahen Meere gerichteten Erosion, ihre geringe Länge und sehr grosses Gefälle beweisen aber, dass sie nur von kleinen randlichen Bächern ausgewaschen wurden, die vom Abhange einer Hochebene abflossen und denselben erodierten, dass aber in dieser Richtung, d. h. südwärts kein grösserer und wasserreicher Strom abfloss, da er in derselben Zeit sich viel tiefer eingeschnitten hätte, die rückschreitende Erosion müsste sich viel weiter erstrecken, so dass das Strombett von Tertiärablagerungen erfüllt bis weit gegen Norden nachweisbar wäre. Kein solches mächtiges vormiocänes Strombett ist aber zu finden, woraus wir schliessen können, dass die ursprüngliche Entwässerung der Hochebene gegen Norden gerichtet war, und dass die ihren Südabhang erodierenden Bäche nur lokale Bedeutung, keinen bedeutenderen Wasserstrom beraubt und dessen Gewässer nach Süden abgelenkt hatten. Es ist deshalb möglich, dass die Spuren des Niveau I im Przemszagebiete Überreste der ursprünglichen vor der Denivella-

tion, die die Bildung der oberschlesischen Schluchten verursachte, gebildeten Oberfläche darstellt; wir könnten diese gegen Norden consequent entwässerte Oberfläche mit der vormiocänen Einebnung¹⁾ der Karpaten verbinden, die jetzt zur galizischen Niederung hin stark geneigt ist, die aber mit dem Niveau I des Przemszagebietes eine consequente Abdachung vom Gipfel der damaligen Karpaten zur nordeuropäischen Senke bilden konnte.

Die folgende Phase wird durch starke südwärts gerichtete Erosion gekennzeichnet, die zwar nicht tief in die ursprüngliche Einebnung hineingegriffen hat; in dieser Zeit erhebt sich die Südkante des oberschlesischen Beckens um rund 1000 *m* über der nahen Erosionsbasis. Es ist hier also eine ungeheurere Denivelation eingetreten, die die consequente eventuelle Nordabdachung zerbrochen, und deren südlichen Theil um 1 *km* gegen den nördlichen gesenkt hat. Vergeblich würden wir im Becken selbst nach der Ursache dieser Denivelation suchen: hier treten die Erosionsrinnen bis an den Karpatenrand heran, und das sie anfüllende Miocän wird vom überschobenen Karpatenrande verdeckt. Von Zawichost aber bis Kurdwanów zieht sich längs der Weichsel eine fast geradlinige Dislokation hin, die von Teisseyre²⁾ festgestellt wurde, und die das polnische Mittelgebirge von der subkarpatischen Senke trennt. Diese Dislocation ist theilweise disjunctiv, theilweise flexurartig, wie es die allmähliche Absenkung der Juraoberfläche in den Bohrungen südlich von Kurdwanów, wo der Jura ansteht, in Swoszowice und Rzeszotary³⁾, oder in Brzeźnica, Nowe Dwory und Benczyn⁴⁾ beweisen, und verschwindet westlich von Kurdwanów unter dem Karpatenrande, wo sie sich zweifellos weiterzieht; die erwähnten Bohrungen von Nowe Dwory und Benczyn zeigen eine weitere Absenkung des Jura unter die Karpaten schon westlich

¹⁾ Sawicki, L. Z fizyografii Zachodnich Karpat. Archiwum Naukowe, T. I, Z. 5. 1909.

²⁾ Teisseyre, W. Der paläozoische Horst von Podolien und die ihn umgebenden Senkungsfelder. Beitr. z. Paläont. u. Geol. Oester.-Ung. u. s. w. 1903.

³⁾ Grzybowski, J. Granica wschodnia Krakowskiego Zagłębia węglowego. Przegl. Górn. Hutn. 1912.

⁴⁾ Michael, R. Die Entwicklung der Steinkohlenformation u. s. w.

von Kurdwanów, die Weichseldislocation taucht wieder unter dem karpatischen Bogen weit im Westen hervor, und zieht sich bis Krems an der Donau hin, den Ostrand der Böhmischen Masse bildend, so wie sie den Südrand des Mittelpolnischen Höhenzuges begrenzte. Dass diese Dislocation kolossal ist, und dass sie Hunderte von Metern beträgt, das leuchtet schon aus der Mächtigkeit der miocänen Decke auf der subkarpatischen Senke hervor, übrigens bietet die Absenkung der Juraoberfläche gegen Süden directe Beweise: auf der Hochfläche von Ojców reicht die Juraoberfläche über 450 *m* ü. d. M.; in Rzeszotary liegt sie in—500 *m*; bei Olkusz liegt die Unterkante der Jura in + 370 *m*, in Benczyn fällt sich bis — 320 *m*. Diese Beträge beweisen, dass die Weichseldislocation die Entstehung einer Denivelation von 1000 *m* erklären kann, und dass sie einen solchen Niveauunterschied zwischen der Oberfläche des oberschlesischen Beckens und der neuen Erosionsbasis hervorrufen konnte. Die Weichseldislocation hat die Nordabdachung unterbrochen und hat einen steilen Abhang gebildet, der im oberschlesischen Gebiete über 1000 *m* Höhe mass. Die südlich von der Dislocation gelegene Scholle wurde abgesenkt, und vielleicht wurde die gegen Norden gerichtete Schiefstellung der präortotonischen Einebnung in den Karpaten durch die verschiedene Intensität der Senkung hervorgerufen, die an der Dislocation am grössten, gegen Süden aber immer schwächer war. Die Erosion wurde beiderseits an der Dislocation belebt, da die durch die Schiefstellung der Einebnung verjüngten Karpatenflüsse einen neuen Erosionszyklus begannen, gleichzeitig aber wurde von der Erosion der Südabhang der Mittelpolnischen Hochfläche angegriffen; hier war aber die Erosion schwach des grossen Gefälle ungeachtet, da die Gewässer von der nordwärts geneigten Oberfläche weiter in dieser Richtung abflossen, auf dem Abhange waren also nur die Gewässer thätig, die von seinen eigenen Niederschlägen entstammten, und wasserarme Bächer haben in ihm tiefe aber steile und kurze Schluchten ausgewaschen. Die rückschreitende Erosion war schwach wegen Wassermangels und sogar das Weiterzurückgreifen der Bäche bereicherte nur wenig ihre Wasserführung, da sie nur den wasserarmen Oberlauf der Flüsse der Hochfläche berauben konnten.

Zwar haben die Verhältnisse nur die Bildung von kurzen

aber tiefen Randthäler am Abhange der Mittelpolnischen Hochfläche begünstigt, dennoch musste diese Phase nur von kurzer Dauer gewesen sein, da dennoch bei einem solchen Gefälle die Erosion sich in die Hochfläche hereinfressen musste, umso mehr, dass in dem Südabhange der Zerstörung mürbe Carbonschichten unterlagen, die in enormer Mächtigkeit entblösst waren, und dass die Thäler verhältnissmässig schnell eingesenkt werden konnten, die festere Bedeckung von Muschelkalk unterwaschend, die noch auf stehengebliebenen Carbonpfeilern liegen geblieben ist. Da wo der Abhang der Hochflächen von widerstandsfähigeren Schichten, wie von Jurakalk gebildet wurde, hat sich das Canonsystem schwächer entwickelt, nur als eine Reihe paralleler Thäler.

Wir besitzen keine zureichenden Gründe um das Alter der Denivelation zu bestimmen, die diese Phase hervorgerufen hat, die nur von kurzer Dauer gewesen sein muss, soviel man nach den von ihr geschaffenen Erosionsformen urtheilen kann. Ihr Ende ist durch den Anfang jener Transgression bestimmt, die in die vorgebildeten Thäler drang, deren Alter aber noch nicht festgestellt ist; wenn die ältesten Ablagerungen der tertiären Transgression wirklich zum Mittelmiocän (Helvetien) gehören, dann müsste die Weichseldislocation ins Untermiocän fallen, da ihre Bildung und die Transgression nur durch eine kurze Zeit getrennt sein können. Wenn aber der untere Theil der oberschlesischen Tertiärablagerungen vorhelvetisch ist, ebenso muss die Entstehung der Dislocation zurückgeschoben werden. Da aber nach Sawicki¹⁾ das Niveau III in Karpaten, das wahrscheinlich identisch mit dem Niveau I des Przemszagebietes ist, postoligocänen Alters ist, bin ich geneigt laut Friedberg ein mittelmiocänes Alter den schlesischen Tertiärablagerungen zuzuschreiben, die Weichseldislocation aber und die von ihr hervorgerufene Denivelation und intensive Erosion in das Untermiocän zu stellen.

Die intensive Erosion des hohen Abbruches der oberschlesischen Hochebene wurde also bald durch eine positive Bewegung des tertiären Meeres unterbrochen, die durch die Senkung von ganz Südpolen, sowohl der schon gebildeten subkarpatischen Niederung wie des Randes des Mittelpolnischen Höhenzuges, hervorgerufen

¹⁾ l. c. p. 40 seq.

wurde. Diese neue Denivelation betrug ebenfalls um 1000 *m*, da in der vorigen Phase die Erosionsbasis für das oberschlesische Becken 700 *m* unter dem jetzigen Meeresniveau lag, jetzt aber das Meer in alle Vertiefungen vorgedrungen ist und bis 300 *m* über dem jetzigen Meeresniveau sich erhob. Das Alter dieser Denivelation ist durch das Alter der transgredirenden Schichten bestimmt, leider ist dieses aber noch strittig, und wir sind gezwungen zu indirecten Beweisen zu greifen.

Weit im Norden ist in Polen eine Dislocation zu finden, die einen solchen Niveauunterschied herborgerufen hat, wie jener, der im oberschlesischen Becken die tertiäre Transgression bedingte; diese Dislocation wurde von gewissen Entwässerungsstörungen begleitet. Wenn wir die Bohrung von Sanniki, wo die Kreide in 297 *m* Teufe, also um ca 210 *m* unter d. M. anfängt, mit der NW gelegenen Bohrung von Janiszewo ¹⁾, wo keine Kreide getroffen wurde, der obere Jura aber ungefähr in Meeresniveau anfängt, vergleicht, wenn die Mächtigkeit der Kreide, welche nach den Bohrungen in Lodz ²⁾ bis 600 *m* misst, hinzugerechnet wird, dann wird es klar, dass hier eine disjunctive oder flexurartige Dislocation existiert, deren Südflügel um mindestens 800 *m* gegen den nördlichen abgesenkt ist; diese Dislocation nenne ich die Kujawische. Leider sind weitere Bohrungen nicht bekannt, welche die Richtung dieser Dislocation feststellen könnten, es scheint aber, dass die Versalzung der Quellen um Łęczyca mit ihrem Verlauf zu verbinden ist; somit wäre die Kujawische Dislocation mit NE—SW Verlauf der Weichseldislocation parallel und wäre an ihr ebenfalls der südliche Flügel abgesunken.

Mit der Kujawischen Dislocation ist die Verbreitung des Tertiärs verbunden; südlich von ihr erlangen die von unteroligo-cänen Glauconitsanden unterlagerten miocänen Bildungen eine grosse Mächtigkeit (bis 290 *m* bei Sanniki) und bestehen aus der „unteren Braunkohlenformation“ die von mächtigen Flammenthonen bedeckt ist; die tertiäre Serie wird durch die „obere Braunkohlenformation“ gegen oben abgeschlossen. Nördlich von der Ku-

¹⁾ Lewiński J. Contribution à la connaissance des dépôts supra-jurassiques de la Couyavie. Comptes-Rendus Soc. Scientif. Varsovie. 1910.

²⁾ Lewiński J. Explorations géologiques dans la région traversée par le chemin de fer Varsovie-Kalisz. Bull. Comité Géolog. St. Pétersb. 1902.

jawischen Dislocation erscheint nur die obere Braunkohlenformation und etwas Flammenthone in verhältnissmässig geringer Mächtigkeit.

Die Ablagerung im Miocän mächtiger Süsswasserbildungen zwischen dem Mittelpolnischen Höhenzuge und der Ciechocinek-Inowroclawer mesozoischen Erhebung, zeugt davon, dass hier die normale Entwässerung gestört wurde, dass die Oberfläche, welche den Gewässern freien Abfluss nach Norden gestattete, einer solchen Deformation unterlag, dass das Gefälle vermindert wurde und eine akkumulative Periode anfang. Anfangs entstanden ausgedehnte Moraste die von Polen sich bis in die Lausitz hinein erstreckten, und in ihnen entstand die untere Braunkohlenformation; die Akkumulation konnte aber der Senkung des Terrains nicht gleichen Schritt halten, es entstanden deshalb Seen, in denen die Flammenthone abgesetzt wurden; theilweise wurden sie später wieder in Moraste umgebildet, in denen die obere Braunkohlenformation zum Absatz gelangte, endlich wurde die regelmässige Entwässerung wieder hergestellt.

Alle obigen Erscheinungen sind leicht in ein einheitliches Ganzes zu verbinden. Längs der kujawischen Dislocation wird der südliche Theil von Polen abgesenkt; das Meer dringt im Süden in die Oberschlesischen Schluchten hinein, im Norden aber entstehen Süsswasserablagerungen, die in diesem Falle ungefähr gleichzeitig mit der Meerestransgression im Süden sein müssen. Hier ist ein scheinbarer Widerspruch mit der jetzigen Tendenz, die tertiären Ablagerungen Polens, analog der Braunkohlenformation Oberschlesiens gegen oben bis in die Sarmatische Stufe zu schieben, wie früher die Tendenz vorherrschte, sie ins Oligocän zu stellen. Diese Tendenz fusst nur darin, dass in Oberschlesien die Süsswasserbildung der Braunkohlenformation dem Tortonien auflagert. Die Synchronisation der fossilereen Tertiärablagerungen des nördlichen Polens ist sehr schwierig, es ist aber klar, dass bei dem Absinken des Landes längs der kujawischen Dislocation die Entwässerungsstörungen im Norden in der Nähe der Dislocation anfangen mussten und nur in dem Maasse südwärts greifen konnten, wie die Senkung und die Akkumulation zunamen, und ihre Peripherie nur dann erreichen konnten, als die Senkung ihr Ma-

ximum erreichte; die Braunkohlenablagerungen Oberschlesiens können also den oberen Theilen des Tertiärs Nordpolens entsprechen und sammt ihnen zur Sarmatischen Stufe gehören, wann die Akkumulation endlich die mittelmiocänen Entwässerungsstörungen endgültig ausglich. Der petrographische Charakter des nordpolnischen Tertiärs deutet sogar darauf, dass das Absinken der südlichen Scholle ungleichmässig vor sich ging; anfangs hält die Akkumulation der Senkung gleichen Schritt, einige Zeit lang verursacht die Entwässerungsstörung nur eine Versumpfung des Terrains und flache Überflutungen, in denen sich die Bildungen der unteren Braunkohlenformation ablagerern; später geht die Senkung schneller als die Akkumulation vor, es entstehen ausgedehnte Süßwasserseen, in denen die Flammenthone zum Absatz gelangen. Später überwiegt wieder die Akkumulation, die Seen versumpfen und es entsteht die obere Braunkohlenformation.

Wir haben festgestellt, dass die durch die Bildung der subkarpatischen Senke hervorgerufene Erosion in das Przemszagebiet nur in Gestalt einer in die Umgegend von Sosnowice endigenden Schlucht reichte. Weiter nördlich blieb noch die alte Muschelkalkdecke erhalten, die gegen Norden entwässert wurde; ehe die Schluchten sich tiefer in das Przemszagebiet hineinarbeiten konnten, überflutete das Meer die präformierten Thäler und drang bis Sosnowice vor, einen tiefen Meeresarm bildend. Selbstverständlich musste die lokale Entwässerung sich dem Meeresniveau anpassen, die dem nahen Meere zufließenden Bäche besaßen eine grössere Erosionskraft als die gegen Norden gerichteten Flüsse, die dem nordpolnischen Akkumulationsgebiete zuflossen, und führten weiter die in der vorigen Phase angefangene Arbeit, dem Meere auf kürzestem Wege zufließend und liefen deshalb fächerartig zum nördlichsten Ausläufer dieses Meeres zur Bucht von Sosnowice zusammen. In dieser Phase entsteht das eigentliche Flusssystem der Przemsza, das die alte Oberfläche zerschneidet, von der Spuren nur in mehr widerstandsfähigen Gesteinen, im Norden sogar in weichen Keuperthonen erhalten geblieben sind. Diese Periode dauert genug lange, wie es die reifen Formen des bis zum Niveau II, sogar in Muschelkalk oder Dolomit eingesenkten Thäler beweisen. An den Ufern der Bucht, auf der Hochfläche zwischen Sosnowice und Dąbrowa ist sogar eine Ebene entstanden, deren Höhenlage sich

dem damaligen Meeresstande anpasst; die höchsten Spuren der tortonischen Aufschüttung reichen bis 300 *m*, an den Ufern der Bucht schwankt die Oberfläche der Einebnung II von 303—309 *m*, die also dem Niveau des tortonischen Meeres entspricht und in diese Zeit verlegt werden muss. Gegen Norden, weiter vom Meere, hebt sich dieses Niveau selbstverständlich, dem ursprünglichen Gefälle der Gewässer folgend. Dass diese Phase genug lange dauerte, lehrt der Vergleich mit den Formen der folgenden Phase. Nicht allerwegen ist dieses Verhältniss klar. Wo die Formen der Phase III bis zu den weichen Schichten des Carbons reichten, wurden schon reife Formen gebildet und die Grenzen gegen die Formen der Phase II wurden verwischt; diese Grenze wurde nur in den Kalksteinen oder Dolomiten erhalten. Ein klassisches Beispiel bietet der Durchbruch der Weissen Przemsza durch den Muschelkalkzug zwischen Ogródzieniec und Sławków dar.

Wenn wir von Sławków uns auf den über die Anhöhen führenden Weg nach Okradzionów begeben, verschwindet gänzlich vor unseren Augen das Thal der Weissen Przemsza. Auf der ganzen Breite des Muschelkalkzuges ist eine reife Landschaft entwickelt, deren höchste Gipfel um 370 *m* schwanken; von diesen Höhen steigt das Terrain in sanfter Böschung nieder, und in 319—320 *m* Höhe breitet sich ein 3 *km* weiter Thalboden, in dem erst das enge 250 *m* am Boden messende Thal der Weissen Przemsza 30 *m* tief eingeschnitten ist; die Abhänge dieses Thales sind stellenweise sehr steil, anderwärts fallen sie etwas sanfter ab, und sind meistens von fluvioglazialen Sanden bedeckt, die aber nicht zum Niveau des alten Thalboden reichen; da aber, wo unter dem Sande Kalksteinfelsen hervortreten ist ihre Steilheit im Gegensatz zu der sanften Böschung oberhalb auffallend. Da die Anhöhen, der alte Thalboden und die Abhänge des neuen Thales aus demselben Material bestehen, nämlich aus Dolomit oder Muschelkalk, ist es klar, dass das neue Thal der Weissen Przemsza Resultat einer Verjüngung ist (Taf. III, Fig. 3).

Ein analoges Beispiel bietet dieselbe Weisse Przemsza bei Chrzastowice: in 350—360 *m* Meereshöhe erstreckt sich der 1.5 *km* breite alte Thalboden, der im Jurakalk ausgewaschen ist. In diesen Thalboden ist ein enges (bis 100 *m*) schön mäandrierendes Thal eingesenkt, in dem auf der fluvioglazialen Verschüttung jetzt die

Weisse Przemsza mit kleinem Radius mäandriert (Taf. III, Fig. 4). Es ist also nicht nur eine Verjüngung eingetreten, sondern es wird dadurch die gänzliche Reife der verjüngten Landschaft bewiesen, da die Ur-Przemsza frei auf dem weiten Thalboden mäandrierte, was von den eingesenkten Mäandern bewiesen wird. Übrigens deutete darauf schon die grosse Breite des alten Thalbodens oberhalb Ślawków.

Solche schöne Verjüngungsformen sind im Przemszagebiete wenig zahlreich, da allerwegen, wo die verjüngten Formen zu weicheren Schichten gelangten, ganz reife Formen entstanden. So an der Weissen Przemsza zwischen Chrzastowice und Kuźniczka wo sie über Keuperthone fliesst, ist schon ein kontinuierlicher Boden des alten Thales nicht vorhanden, und nur die von Jurakalk bedeckten Hügel von Błędów sind als Zeugen des ehemaligen Niveaus geblieben. Dasselbe sehen wir längs der Schwarzen Przemsza nördlich von Dąbrowa, wo nur die Hügel von Gołonóg, Sarnów, Malinowice vom alten Niveau II bezeugen. Sogar der Durchbruch der Schwarzen Przemsza durch den Muschelkalkzug südlich von Będzin zeigt frühreife Formen mit wenig steilen Abhängen und weitem Thalboden, die Ursache ist darin zu suchen, dass wie Bohrungen (s. S. 101) beweisen, das verjüngte Thal sich bis zu den weichen Buntsandsteinschichten eingeschnitten hat (Taf. III, Fig. 1).

Die Bohrungen im Unterlaufe der Weissen Przemsza beweisen die Reife des verjüngten Thales und seine grosse Tiefe, da der vorglaziale Thalboden um 50 m unter dem jetzigen liegt, gegen Norden aber allmählich ansteigt.

Das jetzige Flussnetz des Przemszagebietes war sogar im Detail schon vor der Verjüngung auf dem Niveau II entwickelt, nicht nur waren die fächerartig zusammenfliessenden konsequenten Thäler entwickelt, sondern es waren die subsequente Thäler voll ausgebildet, vor allem das grosse subsequeute Thal im Keuper des Nordflügels der Tarnowitz-Dąbrowaer Muschelkalkantikline, so dass die gradwinkligen Verbindungen der subsequente Flüsse dieser Thäler mit den konsequenten der Sosnowicer Bucht zufließenden Abschnitten damals schon auf der Grenze weicher und harter Schichten vorhanden waren. Es wird von einem Blick auf die Karte bewiesen, dass jetzt der Übergang der subsequente Thäler der Weissen und Schwarzen Przemsza in Querdurchbrüche

nicht normal, an der Grenze zwischen weichen und harten Schichten liegt, sondern mitten in harten Gesteinsarten geschieht.

Die Weisse Przemsza fließt von E nach W auf einer Keuperebene (nach Entfernung der glazialen Verschüttung) und verändert nicht ihre Richtung beim Eintritt in harten Dolomit oberhalb Kuźniczka. Erst bei Okradzionów, nach fast 2 km langen Verlauf im Muschelkalkgebiete verändert sie ihre Richtung in scharfem Knick in nord-südliche. Dasselbe sehen wir an der Schwarzen Przemsza in der Gegend von Siewierz: hier tritt die subsequeunte Mitrega ohne Richtungsveränderung in die Grenzen der triadischen Dolomite hinein und fließt in ihnen fast 5 km parallel der jetzigen Grenze des Muschelkalks und des Keupers. Im Muschelkalk vereinigt sie sich mit der Schwarzen Przemsza und erst bei Boguchwałowice nimmt sie in scharfem Knick die südliche Richtung an.

Diese Verhältnisse werden leicht verständlich erst wenn wir an beiden Stellen die Gesteine bis zum Niveau II ergänzen; da der Muschelkalk gegen Norden (resp. NE) einfällt reichte im höheren Niveau II der Keuper weiter südlich als gegenwärtig, und die rechtwinkligen Knicke der Flüsse entfielen auf die Grenze zwischen den weichen Keuperthonen und dem harten Muschelkalk. Nach der Verjüngung haben sich die Flüsse epigenetisch in den den Keuper unterlagernden Muschelkalk eingesenkt, die Keuperthone wurden durch die Erosion entfernt, und es entstanden die unverständlichen Knicke innerhalb harter und einheitlicher Muschelkalkgesteine.

In derselben Zeit wurde die konsequente Trzebyczka durch die subsequeunte Mitrega beraubt. Das Durchbruchsthal der Trzebyczka weist eine auffallende Disproportion zwischen seinem Ausmass und der winzigen und des Oberlaufes entbehrenden Trzebyczka. Unweit von Łazy überbrückt die Bahn den Mitregafluss, überwindet eine schwache Terrainanschwellung (aus Keuperton) und tritt in das weite reife Trzebyczkathal, das bei Zabkowice in die Przemszaebene mündet. Das flachbodige Trzebyczkathal durchschneidet den ganzen Muschelkalkzug und hält auf seiner ganzen Länge eine constante Breite von ca 2 km ein. Hie und da werden Triasgesteine von der Bahn angeschnitten, und nur in der Mitte des Thales tritt etwas mehr Sand auf. Der Thalboden des alten Trzebyczka-

thales erhebt sich bis 300—305 *m* bei seiner Mündung auf die Przemsaebene, steigt bis 315—320 *m* bei Tuczna Baba, entspricht also ungefähr dem Niveau II. In diesem ausgedehntem und reifem Thale bahnt sich mühsam den Weg durch diluvialen Sand ein winziges Flüsschen, dass bei Tuczna Baba am Nordende des Thales von einigen Quellen entspringt; es ist offenbar, dass das grosse Thal nicht von diesem Bache gebildet sein kann. Das Trzebyczkathal wurde auf dem Niveau II von einem konsequentem Flusse ausgebildet, der gegen Süden von den Jurahöhen bei Łazy und Niegowonice hinabfloss. Durch die Entwicklung eines subsequen-ten Zuflusses der Schwarzen Przemsa, des jetzigen Unterlaufes der Mitręga, wurde die Trzebyczka in der Gegend von Wiesiolka enthauptet; die wasserreichere Mitręga hat ihr Thal eingesenkt, die beraubte Trzebyczka wanderte aber kraftlos auf dem Boden des zu weiten Thales, und ihre Erosionskraft war dadurch so ge- lähmt, dass sie zur Zeit der späteren Verjüngung sich im harten Muschelkalk kein jugendliches Bett auswaschen konnte, dass aber deutlich ausgebildet wird, wenn die Trzebyczka auf weichere Bunt- sandstein- und Carbonablagerungen heraustritt.

Ein ebensolches altes Thal des Niveau II, vielleicht ebenfalls mit Spuren einer ehemaligen Enthauptung findet sich an der Weissen Przemsa vor. Es ist jenes Thal, das von Zederman östlich von Olkusz parallel dem Jurarande verläuft, und bei Klucze in das Przemszathal mündet. Gegenwärtig ist dieses Thal von mächtigen diluvialen Sanden verschüttet (östlich von Olkusz, bei Słowik, wurde 23 *m* Sand durchbohrt); sein Obertheil wird von der Baba benutzt, die bei Olewin rechtwinkelig ihre Richtung von nördlicher in westliche verändert und bei Olkusz in die Wüste von Starczy- nów hineinfliesst. Die Baba konnte aber das nördliche Gefälle des Thales nicht umbilden, und ihre nördliche Wasserscheide ist nur 1.5 *m* hoch. Nach der Entfernung der diluvialen Sande hätte dies- ses Thal ein regelmässiges nördliches Gefälle, und wurde gewiss von einem Bache durchflossen. Ob das zu obigem Thale perpendi- culare Durchbruchsthal bei Olkusz eine vordiluviale Beraubung dieses Baches durch einen von der Cuesta westlich abfliessenden Bach herbeiführte, oder nur dieselbe vorbereitete, ist nicht möglich festzustellen, da die Mächtigkeit der bei Olkusz entwickelten dilu-

vialen Sande unbekannt ist, und damit wissen wir nicht, ob das Durchbruchsthal tiefer als das longitudinale eingesenkt ist.

Auf Grund obiger Thatsachen kann festgestellt werden, dass nach der Ausreifung der Formen des Niveau II, die durch ein dem gegenwärtigen analoges, zur Sosnowicer Bucht abfliessendes Flusssystem ausgebildet wurden, eine intensive Verjüngung eingetreten ist, die vor der diluvialen Zeit zur Ausreifung der Formen in leicht zerstörbaren Gesteinen führte, innerhalb der harten Gesteine aber jugendliche Formen bewahrte. Die diese Verjüngung von dem Anfang der diluvialen akkumulativen Periode trennende Zeit musste viel kürzer gewesen sein, als jene Zeitspanne innerhalb welcher die Formen der Phase II zur Ausbildung gelangten, da damals in hartem Muschelkalk reife, vielleicht sogar greisenhafte Formen entwickelt wurden, nach der Verjüngung aber wurden im Muschelkalk nur jugendliche Formen erzeugt; diese Verjüngung muss also ins spätere Pliozän verlegt werden, dann aber fällt es auf, dass die miozänen Erdkrustenbewegungen, die sich in der Regression des tortonischen, später des sarmatischen Meeres ausgedrückt haben, keinen Einfluss auf die Morphologie des Przemszgebietes hatten.

Um diese Erscheinungen zu verstehen müssen wir zum tortonischen Meere zurückkehren, unter dessen Einfluss das convergierende Flusssystem des Przemszgebietes ausgebildet wurde und dessen Niveau II entstanden ist. Nach dem Tortonien trat das Meer von Oberschlesien zurück und wich in zwei Richtungen aus. Da, wo gegenwärtig die subkarpatische Senke endigt und der von der Erosion gefurchte und durch tortonische Bildungen eingeebnete Rand des alten Sudetisch-Polnischen Massives unter dem Karpatenrande verschwindet, erfolgt die grösste Hebung längs einer SE—NW gerichteten Achse; durch diese Bewegung wird das Meer ostwärts und westwärts abgedrängt, die Verbindung des sarmatischen galizischen Meeres mit dem Wiener Becken wird unterbrochen, die Sudetisch-Polnische Masse verschmilzt zu einem Continent mit den Karpaten, die zugleich über ihren Rand überschoben werden, wobei hie und da das Miocän dislociert wurde. Diese für die weitere geologische Entwicklung so wichtige Bewegung war aber ohne Bedeutung für die Entwässerung des Przemszgebietes, und der im Tortonien angebahnte Erosionszyklus ent-

wickelte sich ungestört weiter. Offenbar ist die Hebung des Przemszagebietes zu grösserer Meereshöhe durch die wachsende Entfernung von diesem Meere ausgeglichen. Die fächerförmig zur tortonischen Bucht bei Sosnowice zufließenden Flüsse vereinigen sich dort zu einem Strom und richten sich über die Oberfläche der miozänen Aufschüttung nach Osten zum sarmatischen Meere; dabei wird ihr Gefälle im Oberlaufe nicht bedeutender beeinträchtigt. Ebenso entwickeln sich die Erscheinungen im Pliocän. Die Hebung des Landes greift immer weiter um sich, das Meer weicht immer weiter gegen Süd-Osten, es folgen ihm immer längere Flüsse, die Entwässerungsverhältnisse und das Gefälle bleiben aber im Oberlaufe unverändert. In dieser Zeit reifte das zum Pontischen Meere entwässerte Przemszagebiet ruhig aus, ohne eine bedeutendere Störung des Denudationsniveaus. Dieser Zyklus wurde erst durch jene Verjüngung unterbrochen, die in den Boden der alten Thäler des Niveau II enge, manchmal mäandrierende Thäler einsenkte.

Dieser Verjüngung des Przemszagebietes, die der Diluvialen Zeit nicht viel vorangeht, also oberpliocän ist, entsprechen analoge Erscheinungen, die weit in Polen verbreitet sind. Sowohl die zur subkarpatischen Senke abfließenden Zuflüsse der Weichsel, z. B. die Nida in ihren wiederholten Durchbrüchen durch den Jura bei Chęciny, wie die Weichsel selbst zwischen Zawichost und Puławy, wie die links- und rechtseitigen Weichselzuflüsse, z. B. die Kamienna, weisen eine ebensolche Verjüngung auf. Die letzte vorglaziale Verjüngung hat also das ganze Weichselssystem betroffen, und offenbar die Przemsa gehörte ihm schon damals. Am einfachsten wäre die Voraussetzung, dass die Verjüngung der Flüsse des oberen Weichselgebietes durch eine epirogenetische Hebung des Mittelpolnischen Höhenzuges verursacht wurde, dass der Weichseldurchbruch hiermit antezedent sei. In diesem Falle aber musste zwischen der Phase II, wann die Entwässerung zum weichenden tertiären Meere erfolgte, und der Phase III, wo das Przemszagebiet das Schicksal anderer Flüsse des Weichselsystems theilt, eine Erscheinung von höchster Bedeutung Platz finden, nämlich die grundsätzliche Veränderung der Richtung der Entwässerung, die durch die Angliederung der subkarpatischen Senke zum Weichselgebiete verursacht wurde, und eine Anpassung zur neuen, näheren Erosionsbasis fordern musste. Ich bin deshalb geneigt

anzunehmen, dass die Verjüngung der Phase III, die einzige einschneidende Veränderung die der Entwicklung des miozänen Regimes folgte, eher mit der grundsätzlichen Veränderung der Entwässerungsverhältnisse durch die Angliederung der subkarpatischen Senke zum Weichselsystem und die Annäherung dadurch der Erosionsbasis zu verbinden sei.

Zwar wurden die Entwässerungsverhältnisse im Süden durch das Zurückweichen des durch Hebung des Landes zurückgedrängten Meeres nicht tiefer verändert, diese epirogenetische Bewegung musste aber im gegen Norden oder Nordwesten im Pliozän entwässerten nördlichen Theile Polens fühlbar sein. Hier wurde die Meeresferne nicht bedeutender verändert, da wir kein constantes Zurückweichen des pliozänen Meeres aus Nord und West-Europa kennen, das mit dem Rückzuge des Sarmatischen und Pontischen Meeres vergleichbar wäre. Das Gefälle der nordpolnischen Flüsse musste durch die Hebung von Südpolen, die die Überreste des tertiären Meeres gegen Osten verdrängte, vergrössert werden, ihre Erosion gewann neue Kraft, die rückschreitende Erosion wurde beschleunigt; in erster Linie liess sich dieser Einfluss an dem grössten dieser Flüsse, an der die grosse Depression zwischen dem Kielce-Sandomirer Gebirgszuge und dem Lubliner Höhenzuge einnehmenden Ur-Weichsel spüren. Endlich hat die Ur-Weichsel den Kreidezug durchsägt, ist zur von mürben miozänen Ablagerungen erfüllten subkarpatischen Senke gelangt, deren Flüsse beraubt, und deren Gewässer nordwärts zur näheren Erosionsbasis abgelenkt; wahrscheinlich hat diese Erscheinung die Verjüngung des Przemsgabietes verursacht.

Die schwache Ur-Weichsel, die sich nur mühsam in die Kreideablagerungen einschneidete, schwoh mächtig an, von den Gewässern der subkarpatischen miozänen Senke angereichert, die offenbar dem Niveau II des Przemsgabietes entsprechend eingeebnet war; die Abflussverhältnisse wurden verändert, das Gleichgewicht gestört, und die sehr wasserreiche Ur-Weichsel fing an ihr Thal zu übertiefen, wodurch der Durchbruch durch das Kreidegebirge gebildet wurde. Selbstverständlich rief diese Übertiefung die Verjüngung aller zur subkarpatischen Senke fliessender Gewässer, und es wurden Formen gebildet, die von der widerstandsfähigkeit der Gesteine abhängen. Der Weichseldurchbruch in etwas fe-

sterem Kreidegebirge trägt noch den Charakter einer späten Jugend; jugendliche Formen sind sehr schön in den in härterem Gestein ausgewaschenen Thälern einiger Zuflüsse der Weichsel, z. B. der Kamienna, die bei Bałtów schöne eingesenkte Mäander aufweist. In der subkarpatischen Niederung aber, die von weichen Miozänablagerungen erfüllt ist, entstand ein grosses subsequentes Thal mit reifen Formen, nur im Oberlaufe der von dem Mittelpolnischen Höhenzuge abfließender Gewässer wurden, besonders in härteren Gesteinen, wie an der Weissen-Przemsza jugendliche Formen erhalten.

Im Przemszagebiete hat die Verjüngung sehr tiefe Thäler geschaffen, wie es die Bohrungen (S. 101) beweisen; das Thal der Schwarzen Przemsza war südlich von Będzin 100 *m* tief in das Niveau II eingesenkt, ebenso tief ist das Thal der Weissen Przemsza. Der Mangel von Bohrungen in anderen Gebieten gestattet nicht das allmähliche Seichterwerden der Thäler stromaufwärts festzustellen, davon zeugt aber das Zusammenlaufen des vorglazialen Thalbodens mit dem Niveau II im Oberlaufe der Flüsse des Przemszagebietes, wo keine tiefe Thäler in das Niveau II eingesenkt sind.

Die Verjüngung der Phase III wurde durch eine bedeutende relative Erniedrigung der Erosionsbasis hervorgerufen, die im Przemszagebiete über 100 *m* betrug, wie es aus der Höhenlage des vorglazialen Thalbodens der Weissen und Schwarzen Przemsza erleuchtet. Ich besitze zu wenig Daten die Mächtigkeit der diluvialen Verschüttung im galizischen Laufe der Przemsza und in dem oberen Weichselthale betreffend, und es ist deshalb unmöglich festzustellen, ob dieses Niveau kontinuierlich ist und der Boden des Przemszathales ein regelmässiges Gefälle besitzt. In den von Michael angeführten Bohrungen ist das Diluvium an der Weichsel nur wenig mächtig, so dass wir in ihnen kein altes Thal, das die Fortsetzung des Przemszathales bilden könnte, finden. Wenn es dem so wäre, so müsste der mittelpolnische Höhenzug, wenigstens im Przemszagebiete, widersprechend der Ansicht von Kuźniar und Smoleński in der Diluvialzeit keine Hebung sondern eine Senkung erlitten haben, die das Gefälle der Thäler nach Süden unterbrochen hätte. Eine solche Bewegung könnte die grosse Mächtigkeit der diluvialen Verschüttung im Przemszathale erklären. Die zitierte Arbeit Łozińskis scheint zu beweisen,

dass das Niveau II in Galizien in dem Krzeszowicer Graben sichtbar ist, das die Berge von Jelen und Chełmo seine Fortsetzung bilden, und dass dies Niveau weder geknickt noch verbogen ist. Vielleicht haben also die mir bekannten Bohrungen die tiefsten Stellen der vordiluvialen Thäler nicht angetroffen.

Die spätere Geschichte des Przemsgabietes ist uns von dem I Theile dieser Arbeit bekannt; das vorglaziale Relief wurde von Diluvialablagerungen zugeschüttet, die nach dem Zurückweichen des Eises von der Erosion angegriffen wurden, deren drei Phasen von Terrassenbildungen dargestellt sind.

* * *

Die postglazialen Entwässerungsverhältnisse.

Auf Grund der oben geschilderten Geschichte des Przemsgabietes in vorglazialer Zeit werden die Anomalien seiner Entwässerung leicht verständlich. Es wurde schon darauf gewiesen, dass die Flüsse des Przemsgabietes aus subsequenten Abschnitten bestehen, die durch Querthäler verbunden sind; es kommen noch obsequente Abschnitte zu, die vom Rande der jurassischen Cuesta herabfließen, und, den Oberlauf der Weissen Przemsga abgeschlossen, unbedeutend sind. Diese von der gegenwärtigen Oberflächengestaltung unabhängige Entwässerung weist einen epigenetischen Charakter auf.

Das Przemsgabiet bietet also ein sozusagen hydrographisches Überlebniss dar, was von einem Blick auf seine Wasserscheide bewiesen wird. Diese Wasserscheide ist von allen Seiten gut ausgebildet, hebt sich um 100 m und mehr über den gegenwärtigen Thalboden, wird aber durch drei Scharten unterbrochen, durch die Flüsse der Odersystems, die Warta und Malapane, sowie die weit unterhalb der Przemsga mündende Szreniawa ins Przemsgabiet hereindringen. Diese Flüsse berauben das Przemsgabiet, dringen in ihm immer weiter vor, wodurch das hohe Alter dieses Flusssystemes und seine Anpassung an andere Entwässerungsverhältnisse bewiesen werden.

Die Brynica. Die Brynica benutzt theilweise den westlichen Abschnitt des grossen subsequenten Thales, das sich von

Łlucze über Siewierz hinzieht. Ihre Quellen liegen am Südabhange der Keuperanhöhen, die das Gebiet der Przemsza und der Malapane von dem der Warta abrennen; von diesem Abhange fliesst gegen Süden eine Reihe kleiner paralleler Bäche, der Schwarzen Przemsza, Brynica und Malapane zu; diese Bäche gelangen mit bedeutendem Gefälle auf die gegen Westen geneigte Sandebene nördlich von Zendek, auf der in flachen Betten die obere Brynica und die Malapane parallel fliessen, nur durch eine 1,5–2 *m* hohe Wasserscheide getrennt. Die Malapane fliesst weiter dem Gefälle dieses Thales folgend nach Westen, die Brynica aber biegt bei Zendek gegen Süden um, bricht bei Żychlin die Muschelkalkanhöhen (bis 310 *m*) durch, und fliesst gegen Süden in wiederholten Biegungen. Die Luftlänge der Brynica von ihren Quellen bei Lasy bis zur Mündung beträgt 33,5 *km*, die wirkliche Länge 58,8 *km* bei 75% Entwicklung. Die Biegungen und Knicke der Brynica fallen dabei nicht auf die Übergänge von hartem und weichen Gestein, sondern finden in homogenem Material, in Muschelkalk statt, was durch den epigenetischen Charakter des gegenwärtigen Thales erklärt wird.

Der obere Abschnitt des Laufes der Brynica ruft das grösste Interesse wach, da hier seit lange der Schauplatz eines heissen und mit veränderlichem Glück geführten Kampfes zwischen der Oder und der Przemsza, resp. zwischen der Brynica und der Malapane lag. Gegenwärtig hat die Malapane das Übergewicht, die immer weiter nach Osten greift, und die Brynica ihrer nördlichen Zuflüsse beraubt; das Gefälle der Malapane ist nämlich grösser als jenes der Brynica. In 302 *m* Meereshöhe fliessen beide Flüsse einander parallel in flachen Thälern; oberhalb dieser Cote ist das Gefälle beider Flüsse bedeutend. Das Gefälle der Brynica von den Quellen bis Szukaj beträgt 17 *m* auf 2 *km*—also 8,5‰; ein ebensolches Gefälle weist der oberste Abschnitt der Malapane auf, unterhalb aber, von der Reichsgrenze bis Kolonowska beträgt das Gefälle der Malapane 103 *m* auf 54 *km*, also beinahe 2‰, die Brynica aber von Zendek bis Ujście hat 54 *m* Gefälle auf 46,5 *km*, also weniger als 1,2‰. Von der Zeit also nach der diluvialen Verschüttung, hat die Malapane ein Übergewicht über der Brynica und hat sie einer Reihe ihrer nördlicher Zuflüsse beraubt. Offenbar mussten gleich nach der Vereisung andere Verhältnisse obwal-

ten, die für die Brynica günstiger waren, da sie einige der jetzt die Malapane speisenden Zuflüsse an sich greifen konnte; vielleicht war dies dadurch verursacht, dass das Inlandeis länger im Oderthale als im Przemsgabiete stagnierte, wodurch die Ausräumung der diluvialen Verschüttung aus den Thälern der Oder und der Malapane später begonnen wurde. Die älteren Stadien des Kampfes der Gebiete der Oder und der Weichsel im oberen Brynicathale sind von der diluvialen Verschüttung unseren Blicken entzogen, die in das Niveau II eingeschnittenen Durchbrüche der Brynica bei Zendek und Żychlin beweisen aber, das sie sich auf diesem Wege in das subsequeute Thal der oberen Malapane eingeschnitten hat.

Die Schwarze Przemsa. In Bzów, Kromołów und Ogrodzieniec entspringen dem Jurakalke ungefähr auf derselben Höhe von 380 *m* grosse Quellen von Karsttypus, und ihre Gewässer fließen in parallelen flach eingeschnittenen Betten dem regelmässigen Gefälle des Geländes folgend, gegen Westen ab. Aber in dem Niveau von 350 *m* biegt der von Kromołów fließende Bach gegen Norden um, schneidet sein Bett immer tiefer ein, und fliesst durch Zawiercie gegen Norden ab, die Unterbrechung zwischen der Juracuesta und dem die nördliche Begrenzung des Przemsgabietes bildendem Keuperrücken benutzend. Es ist die obere Warta. In der Verlängerung des Wartalaufes bis zu seiner Umbiegung in 350 *m* Meereshöhe liegt eine Terraindepression, und 1 *km* westlich entspringt einem Sumpfe in der Ebene ein sehr wasserarmer Bach. Wir haben hier einen zweifellosen Raub vor den Augen, den die Warta am Oberlauf der Schwarzen Przemsa ausgeübt hat, was durch das doppelt grössere Gefälle der Warta als der Przemsa erklärt wird. Von der Isohypse von 350 *m* die von der Warta und der Schwarzen Przemsa dicht nebeneinander durchgeschnitten wird, fällt die Warta auf 287 *m* bei Mijaczów in 18 *km* Entfernung (das Gefälle beträgt also $3,8\text{‰}$), die Schwarze Przemsa erreicht dieses Niveau (287 *m*) erst bei Boguchwałowice in 36 *km* Entfernung (Gefälle $1,75\text{‰}$). Hier wird also ebenfalls das Weichselgebiet von der Oder beraubt.

Die Weisse Przemsa. Im Oberlaufe hat die Weisse Przemsa mit der Szreniawa zu kämpfen. Die Weisse Przemsa fängt nördlich von Wolbrom bei Lobzow an und fliesst als kleiner

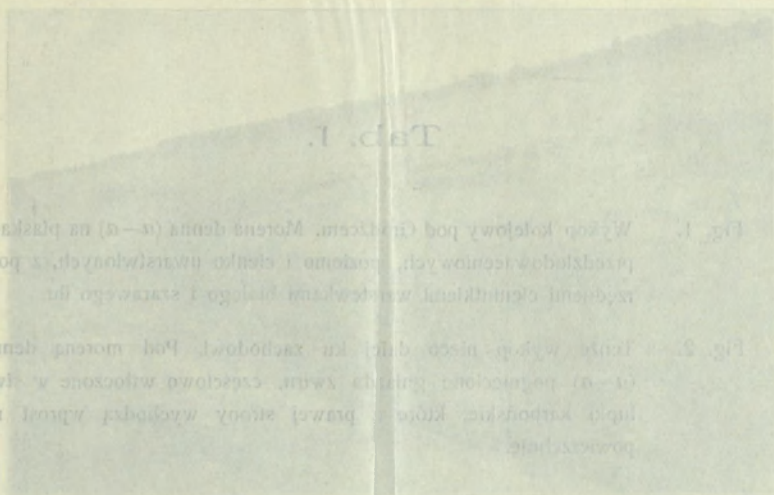
Bach nach Süden zur weiten Wolbromer Niederung, die von einem 1 bis 1,5 *km* breiten, bis 5 *km* langen Moore eingenommen ist, dessen Oberfläche in ca. 375 *m* Meereshöhe liegt und das von bis 490 *m* reichenden Kreide- und Juraanhöhen umgeben ist. Die Weisse Przemsza durchfließt in einem sehr flachen Bette den westlichen Theil dieses Moores und fließt weiter gegen Westen in einem weiten vermoorten Thale durch Kreidemergel und cenomane Sandsteine, dass sich erst bei Nadmłynie wo der Fluss in Juragesteine hineindringt, verengt.

Vom östlichen Ende desselben Torfmoores von Wolbrom entspringt die Szreniawa; schon im Moore selbst hat sie sich bei der Eisenbahnbrücke ein 3 *m* tiefes Thal eingeschnitten; unterhalb dieser Brücke fließt sie längs dem Dorfe Brzozówka in einem engen, bis 6 *m* tiefen Thale, das in den Boden eines weiten flachen Thales eingeschnitten ist, und Spuren einer 4 *m* unter der Oberkante liegenden Terrasse aufweist; hier tritt stellenweise im Boden und in den Flächen des Thales Kreidemergel vor. Unterhalb Brzozówka mündet in die Szreniawa ein Bach, der ein ebenfalls 6 bis 8 *m* tiefes Thal besitzt. Bei Wierzchowiska biegt die Szreniawa plötzlich nach Norden bis 385 hohen Hügeln ausweichend um, um 1 *km* nördlich zur östlichen Richtung zurückzukehren, jetzt aber fließt sie in einem weiten nicht schluchtartigen Thale. Von diesem Punkte divergieren fächerartig gegen Westen vier Thäler mit sanften Böschungen, die in den Kreidemergel hineindringen. Offenbar ist es das Quellgebiet der Szreniawa, das von fächerartig zusammenlaufenden Thälern umgeben war; eines dieser Thäler, nämlich das südlichste drang bis zum Quellengebiete der Weissen Przemsza vor, die dem westlichen Abhange der östlich von Wierzchowiska gelegenen Anhöhen entsprang, und dem Torfmoore von Wolbrom durch das weite Thal bei Brzozówka zufloss. Diese Beraubung hat den Oberlauf der Weissen Przemsza umgekehrt und den östlichen Theil des Moores von Wolbrom drainiert; die so gebildete obere Szreniawa hat sich in den flachen Boden des alten Thales eine tiefe Schlucht hineingegraben. Das Alter dieser Captage ist vordiluvial, wie von dem Auftreten diluvialer Ablagerungen im Thale der Szreniawa bewiesen wird, gegenwärtig aber, nach dem Diluvium wiederholen sich die Erscheinungen analog, mit dem nur Unterschied, dass die erneute Captage auf einem hö-

heren Niveau vor sich geht und die Szreniawa sich hauptsächlich in die diluviale Verschüttung des alten Thales einschneidet. Die Szreniawa dringt immer tiefer in das Moor von Wolbrom ein und drainiert dadurch immer grössere Areale, da sie wegen ihres grösseren Gefälle der Weissen Przemsza überlegen ist: Beide durchfliessen das Moor von Wolbrom in 375 *m* Meereshöhe; die Weisse Przemsza erreicht 291 *m* erst bei Kuźniczka in 26,5 *km* Entfernung, auf dieser Strecke hat sie somit fast 3‰ Gefälle; die Szreniawa aber erreicht 289 *m* in Witowice um 10,5 *km* von ihren Quellen entfernt, hat hier also 8‰ Gefälle. Dieser grosse Unterschied stammt davon, dass die Przemsza bei 82,4 *km* Länge in die Weichsel in 226,8 *m* ü. d. M. mündet, die Szreniawa aber 80 *km* lang ist und ihre Mündung liegt in 176 *m* Meereshöhe.

Gegenwärtig dringen also Flüsse der benachbarten Gebiete in das Przemszagebiet von allen Seiten ein, und berauben seine Gewässer. Bis jetzt greift ihre rückschreitende Erosion nur die diluviale Verschüttung an, sie wiederholt nur aber die Erscheinungen, die vor der Vereisung stattfanden, damals aber die Grundgesteine angriffen. Dieser Vorgang wurde durch die diluviale Akkumulationsperiode unterbrochen, wurde aber nach dem Rückgang der Vereisung erneuert und währt bis zur Gegenwart.

Aus der Geologischen Abtheilung
des Museums für Industrie und Landwirtschaft
in Warschau.



Tab. I.

Fig. 1. Wykon kolejowy pod ciżkimi. Morenia denni (a-a) na płasku
 parobudow technowych, podana i szelko uwazwyczaj, a pod-
 wyszedl czynniki, wazdewiam dazego i starzego lin

Fig. 2. Linie wykopow, niech daz, ku zachodowi. Pod morena denny
 (a-a) podana, grunda ywun, czynnaw wlosone y lwe
 linie, zachodnie, klowe y pnyw, sroby wykopel ywun, na
 powozach.

Tab. I.

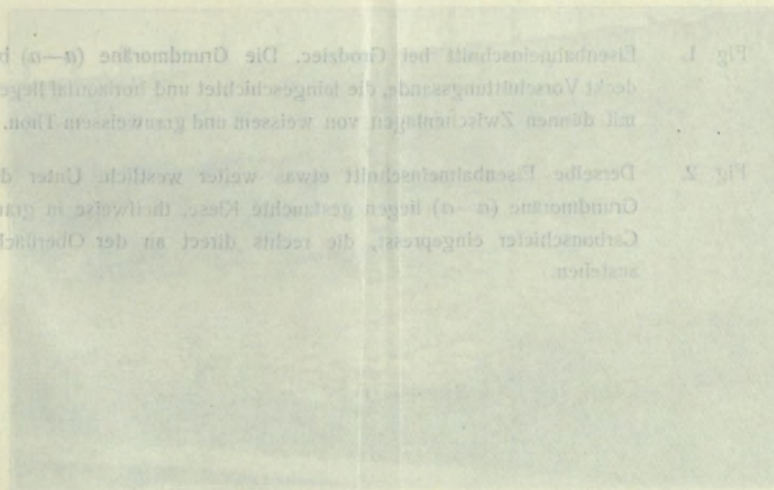


Fig. 1. Eisenbahnschicht bei Grodzisk. Die Grundmoräne (a-a) be-
 deutet Verschiebung der feingeschichteten und horizontal liegen-
 den dünnen Zwischenschichten von weissen und grauwackigen Thon.

Fig. 2. Derselbe Eisenbahnschicht etwas weiter westlich. Unter der
 Grundmoräne (a-a) liegen gestrichelte Kies-, teilweise in ganz
 Carbonschicht eingestreut, die rechts direct an der Oberfläche
 stehen.

Tab. I.

- Fig. 1. Wykop kolejowy pod Groźcem. Morena denna ($a-a$) na piaskach przedzłowodaceniowych, poziomo i cienko uwarstwionych, z podrzędnymi cieniutkimi warstewkami białego i szarawego łu.
- Fig. 2. Tenże wykop nieco dalej ku zachodowi. Pod moreną denną ($a-a$) pogniecione gniazda żwiru, częściowo wtłoczone w siwe łupki karbońskie, które z prawej strony wychodzą wprost na powierzchnię.

Taf. I.

- Fig. 1. Eisenbahneinschnitt bei Grodziec. Die Grundmoräne ($a-a$) bedeckt Vorschüttungssande, die feingeschichtet und horizontal liegen, mit dünnen Zwischenlagen von weissem und grauweissem Thon.
- Fig. 2. Derselbe Eisenbahneinschnitt etwas weiter westlich. Unter der Grundmoräne ($a-a$) liegen gestauchte Kiese, theilweise in graue Carbonschiefer eingepresst, die rechts direct an der Oberfläche anstehen.

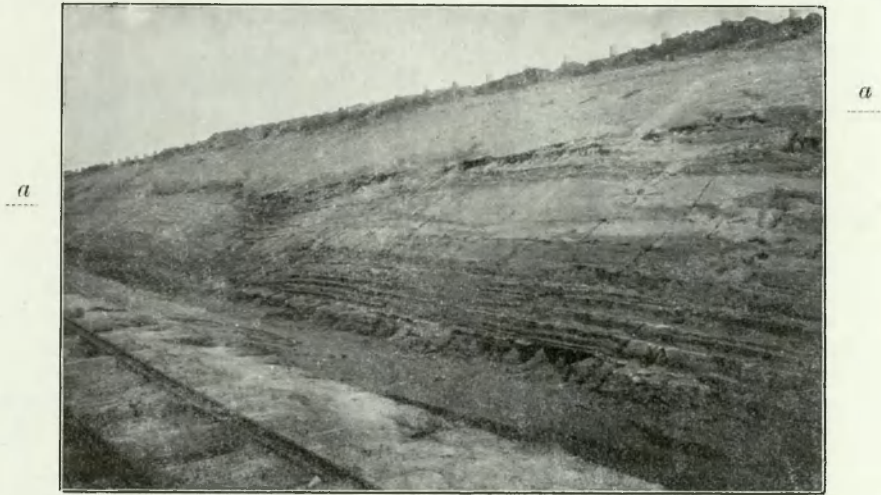


Fig. 1.



Fig. 2.

Taf. II.

Fig. 1. Widok z połud. brzozy rz. Jaworzynki na północ. Na Pomłyniu Siemonskiemu. Na igłowym planie widzimy ścianę, ograniczającą płaskowyzinę (poz. I); a stopa widoku rozciąga się na poziom II; na pierwszym planie powiększamy płaskowyzinę, dyluwialnych nad-
 części przez głębokie kanyto trawki (III), z którego wystają tylko szczepły drzew.

Fig. 2. Widok z tego samego punktu na południe. Na igłowym planie wyżyny (poz. I), wznoszące się nad koryciarką (poz. II), gdzie chęć — poziom II, częściowo pokryty przez płaski las. Na pierwszym planie powiększamy płaskowyzinę dyluwialnych.

Fig. 1.

Taf. II.

Fig. 1. Blick vom S. Ufer des Jaworzynkibaches gegen N. im Hintergrunde der Steilwand der Hochfläche (Niveau I) an seinem Fusse die weite Terrasse des Niveau II; im Vordergrund die Oberfläche der Dilluvialwände (III), die durch das tiefe Bachthal angeschnitten ist, aus dem nur die Baumspitzen hervorstechen.

Fig. 2. Blick von demselben Punkte gegen S. im Hintergrunde die über Korynke sich erhebenden Höhen des Niveau I; die Hüfte steht auf dem Niveau II, das theilweise von Flußsand bedeckt ist. Im Vordergrund die Oberfläche der dilluvialen Stände.

Fig. 2.

Tab. II.

- Fig. 1. Widok z połud. brzegu rz. Jaworzniaka na północ, ku Pomłyniu Siemońskiemu. Na tylnym planie urwista ściana, ograniczająca płaskowzgórze (poziom I); u stóp urwiska rozległy taras poziomu II; na pierwszym planie powierzchnia piasków dyluwialnych nadciętych przez głębokie koryto rzeczki (III), z którego wystają tylko szczyty drzew.
- Fig. 2. Widok z tego samego punktu na południe. Na tylnym planie wyżyny poziomu I, wznoszące się nad Rogoźnikiem; poniżej, gdzie chaty — poziom II, częściowo pokryty przez piaski lotne. Na pierwszym planie powierzchnia piasków dyluwialnych.

Taf. II.

- Fig. 1. Blick vom S. Ufer des Jaworzniakbaches gegen N. Im Hintergrunde der Steilhang der Hochfläche (Niveau I); an seinem Fusse die weite Terrasse des Niveau II; im Vordergrunde die Oberfläche der Diluvialsande (III), die durch das tiefe Bachthal angeschnitten ist, aus dem nur die Baumgipfel hervorreichen.
- Fig. 2. Blick von demselben Punkte gegen S. Im Hintergrunde die über Rogoźnik sich erhebenden Höhen des Niveau I; die Hütte steht auf dem Niveau II, das theilweise von Flugsand bedeckt ist. Im Vordergrunde die Oberfläche der diluvialen Sande.

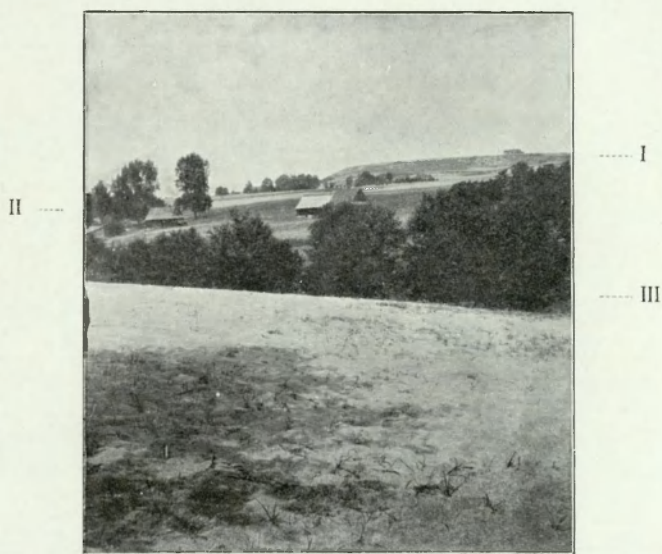


Fig. 1.

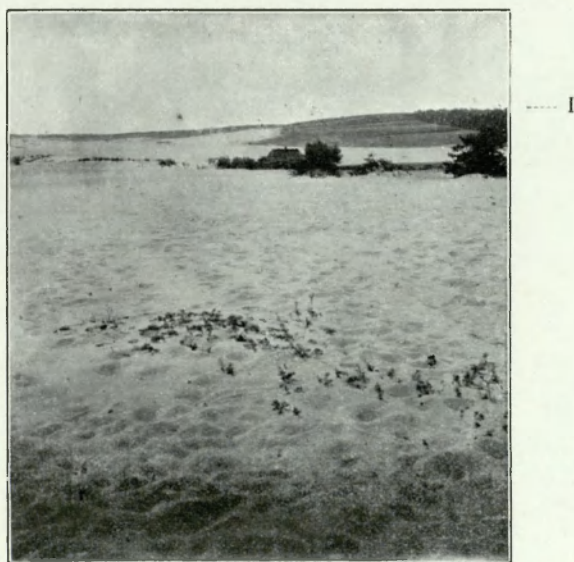


Fig. 2.

Tab. III.

Objaśnienia przekrojów, wskazanych na mapce morfologicznej (Tab. V).

- Fig. 1. Przekrój od doliny Brynicy do Góry Siewierskiej wzdłuż linii *A—B*. Szczyty Dorotki i gór koło Góry Siewierskiej zaznaczają poziom I. Odosobnione pagórki koło Strzyżowic i płaskowzgórze między Będzinem a Czeladzią poziom II.
- Fig. 2. Przekrój poprzeczny przez dolinę Czarnej Przemszy wzdłuż linii *C—D*. Powierzchnia wyżyny odpowiada poziomowi II. W dolinie widać tarasy z piasków dyluwialnych 1, 2 i 4 (obecne dno doliny). Otwór świdrowy na dnie doliny wykazał grubość dyluwium 48 *m* i dotarł do piaskowca pstrego.
- Fig. 3. Przekrój przez dolinę Białej Przemszy wzdłuż linii *E—F*. Wyżyny Lipówki (*E*) i Krzykawki (*F*) odpowiadają poziomowi I. Poniżej szerokie dno doliny poziomu II i wgłębiona weń młodociana dolina Białej Przemszy, z piaskami dyluwialnymi na dnie i na zboczu zachodniem.
- Fig. 4. Przekrój przez dolinę Białej Przemszy wzdłuż linii *G—H*. Wśród wyżyn jurajskich szerokie płaskie dno doliny poziomu II, a w nim wgłębiona wązka dolina młodociana.

Taf. III.

Erklärung der auf der morphologischen Karte (Taf. V) angegebenen Querschnitte.

- Fig. 1. Querschnitt vom Brynicathale bis zur Góra Siewierska längs *A—B*. Der Dorotkaberg und die Höhen bei Góra Siewierska geben das Niveau I an, die isolierten Hügel bei Strzyżowice und die Hochfläche zwischen Będzin und Czeladź das Niveau II.
- Fig. 2. Querschnitt durch das Thal der Schwarzen Przemsza längs *C—D*. Die Oberfläche der Höhen entspricht dem Niveau II, im Thale selbst erscheinen Terrassen aus Diluvialsanden 1 und 2, und der jetzige Thalboden 4. Das Bohrloch im Thale hat Diluvium in 48 *m* Mächtigkeit durchteuft und Buntsandstein als dessen Unterlage angetroffen.
- Fig. 3. Querschnitt durch das Thal der Weissen Przemsza längs *E—F*. Die Höhen von Lipówka (*E*) und Krzykawka (*F*) entsprechen dem Niveau I; der weite alte Thalboden entspricht dem Niveau II: in ihm ist das junge Thal eingesenkt, mit Diluvialsanden am Thalboden und am Ostabhang.
- Fig. 4. Querschnitt durch das Thal der Weissen Przemsza längs *G—H*. Zwischen Jurahöhen erscheint der weite Thalboden des Niveau II, und in ihm ist das enge jugendliche Thal eingesenkt.



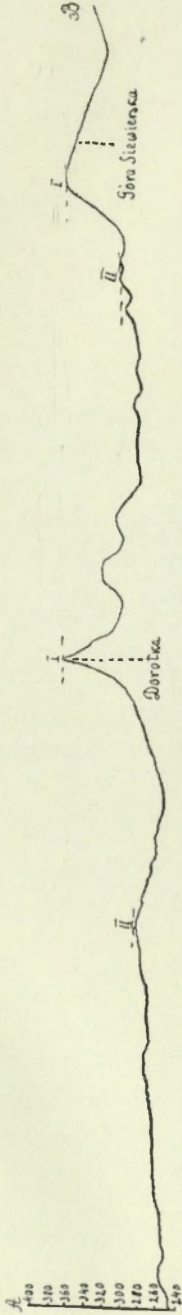


Fig. 1.

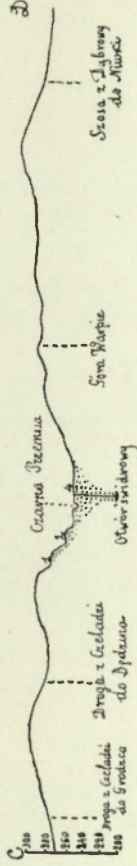


Fig. 2.

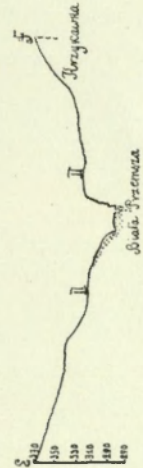


Fig. 3.

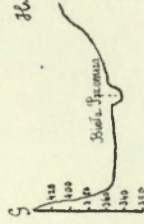
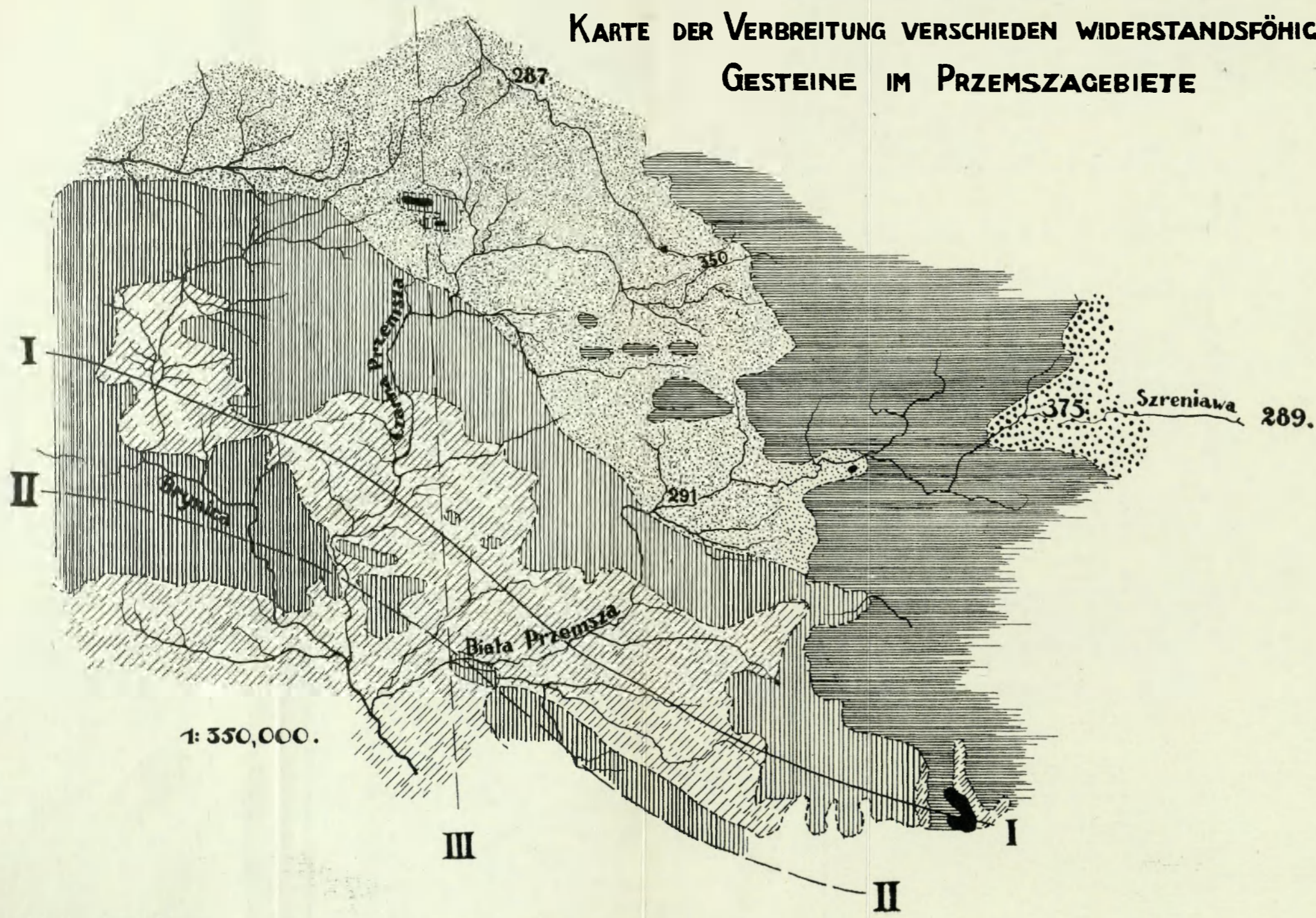








Fig. 4.

Podzialka pozioma 1 : 84000 Horizontalmaasstab. Podzialka pionowa 1 : 400 Verticalmaasstab.





III MAPKA ROZKŁADU SKAŁ RÓŻNEJ TWARDOŚCI W DORZECZU PRZEMSZY
KARTE DER VERBREITUNG VERSCHIEDEN WIDERSTANDSFÖHIGER
GESTEINE IM PRZEMSZAGEBIETE



Objaśnienie znaków. Zeichenerklärung.

-  { Wapienie i dolomity dewońskie.
Kalksteine und Dolomite des Devon.
-  { Łupki, piaskowce, ily karbonu, permu i piaskowca pstrego — mało odporne.
Schiefer, Sandsteine, Thone des Carbons, Perms und Buntsandsteins — wenig widerstandsfähig.
-  { Wapienie i dolomity wapienia muszlowego — odporne.
Kalksteine und Dolomite des Muschelkalkes — widerstandsfähig.
-  { Ily i margle kajpru (częściowo jura) — mało odporne.
Thone und Mergel des Keupers (theilweise Jura) — wenig widerstandsfähig.
-  { Wapienie jurajskie — nadzwyczaj odporne.
Kalksteine des Jura — höchst widerstandsfähig.
-  { Piaskowce i margle kredowe — mało odporne.
Sandsteine und Mergel der Kreide — wenig widerstandsfähig.
- I—I** { Oś antykliny Tarnowicko-Dąbrowsko-Dębnickiej.
Axe der Antikline von Tarnowitz-Dąbrowa-Dębnik.
- II—II** { Oś synkliny Bytomsko-Krzeszowickiej.
Axe der syncline von Beuthen-Krzeszowice.
- III—III** { Oś głównej elewacji.
Axe der maximalen Elevation.

Objaśnienia do mapki morfologicznej.
Erklärungen zur morphologischen Karte.

-  Powierzchnia płaskowzgórza jurajskiego o krasowym typie wietrzenia.
Oberfläche des Juraplateaus mit Karstartiger Verwitterung.
-  Powierzchnia poziomu I.
Oberfläche des Niveau I.
-  Powierzchnia poziomu II.
Oberfläche des Niveau II.
-  Biało pozostawione terytoria poniżej poziomu II, zajęte przez zasypanie dyluwalne wraz z wymytemi w nim dolinami.
Weissgelassen die Areale unter dem Niveau II., von der diluvialen Verschüttung und den in ihr ausgewaschenen alluvialen Thälern eingenommen.
- 271** { Wysokość nad poziomem morza w metrach.
Meereshöhe in Metern.
- 250** { Górna cyfra oznacza wysokość powierzchni gruntu, dolna—podstawę zasypania dyluwalnego.
202 { Die obere Zahl giebt die Meereshöhe der Oberfläche an, die untere die Höhenlage der Unterkante des Quartärs.
- A—B** { i t. d. linie przekrojów na Tablicy III.
u. s. w. geben die Richtung der Querschnitte auf Tafel III an.



J. Lewiński. Dorzecze Przemszy.

„DOM KSIĄŻKI”

Przedsiębiorstwo Państwowe
P O Z N A Ń

**ANTYKWARIAT
KSIĘGARNIA**

Pz. Nr

12776

298

222

Wojciech Włodarczyk

