

Jan Nowak.

Dniestr a gipsy tortońskie.

Der Dniestr Fluss und die tortonen Gipse.

(Z 5 rycinami — mit 5 Fig.).

Od przeszło trzydziestu lat pojawiają się u nas prace syntetyczne, poruszające bliżej lub dalej zagadnienie gipsów przypodolskich. I tak W. Ł o z i ń s k i podał w r. 1907 rozmieszczenie zjawisk krasowych na naszym Podolu¹⁾, pozostające między innymi w związku z tamtejszymi gipsami. Występowanie gipsów podaje mapka w „Solnictwie“ W i n d a k i e w i c z a (1927, III, str. 44), jak i „Mapa bogactw kopalnych Rzpltej Polskiej“²⁾. Z nowszych prac tyczących się morfogenezy Podkarpackiego synklinorium należy wymienić pracę W. Z y c h a³⁾ z podaniem hipsometrii stropu gipsów, zużytkowaną w ryc. 3, prace J. C z y ż e w s k i e g o⁴⁾, J. P o l a ń s k i e g o⁵⁾, H. T e i s s e y r e ' a⁶⁾, B. Ś w i d e r s k i e g o⁷⁾, L. S a w i c k i e g o⁸⁾. Prace te zawierają bogate spisy literatury.

Za podstawowe trzeba uznać prace dawniejsze W. T e i s s e y r e ' a⁹⁾, E. R o m e r a¹⁰⁾, W. F r i e d b e r g a¹¹⁾. W r. 1913 ogłosił J. R y c h l i c k i¹²⁾ pracę o hipsometrycznym rozmieszczeniu gipsów na SW krawędzi płyty podolskiej (tu spis literatury przedmiotu 1852—1912). Na mapkach dołączonych do tych prac, zwłaszcza Ł o z i ń s k i e g o, F r i e d b e r g a i R y c h l i c k i e g o można zauważyć,

¹⁾ Jahrbuch d. Geol. R.-A. Wiedeń. ²⁾ Państw. Inst. Geol. 1931.
³⁾ Prace P. I. G. T. II. 1927. ⁴⁾ Prace Geogr. E. R o m e r a X, 1928, XII, 1931. ⁵⁾ Zbirnyk mat.-pryr.-lik. sekc. Tow. Szewczenki. ⁶⁾ Sprawozdania P. I. G. 1932. ⁷⁾ Rocznik P. T. G. 1932, Przegląd Geograf. 1934. ⁸⁾ Rocznik P. T. G. 1932. ⁹⁾ Atlas Geol. Gal. tekst zesz. VIII, Beiträge z. Pal. u. Geol. Oesterr.-Ungarns. 1903. ¹⁰⁾ Kosmos 1906. ¹¹⁾ Kosmos 1911, 1912. ¹²⁾ Tamże 1913.

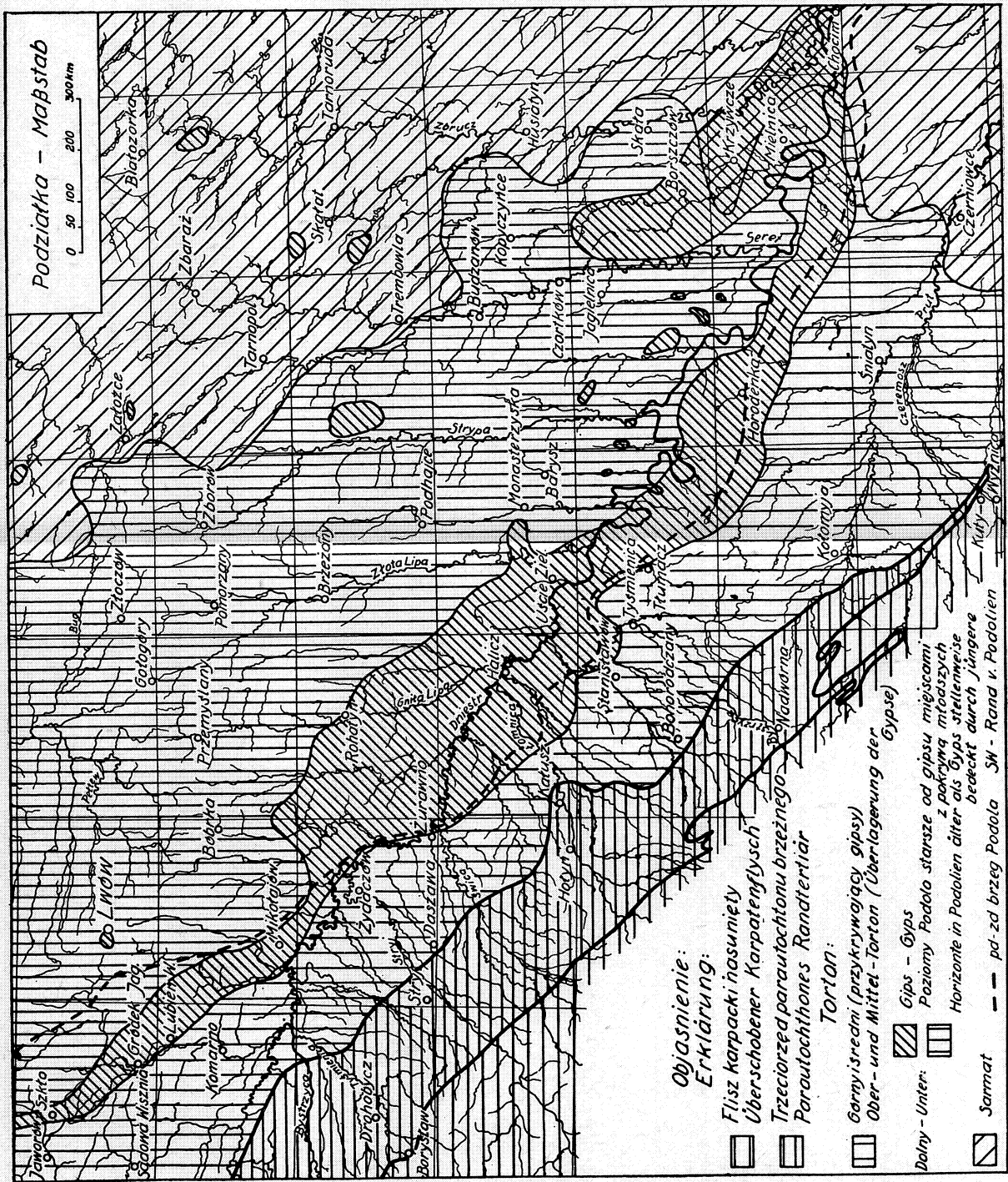
że pominawszy gniazda gipsów rozrzuconych na SE części naszego Podola, gipsy obrzeżają SW krańce wyżyny podolskiej pasem ciągnącym się od okolic Gródka Jag. na NW aż do Chocimia i Żwańca na SE¹³⁾. Widać też, że Dniestr wszedłszy na ten pas w okolicy ujścia Szerka na W od Mikołajowa nie opuszcza go właściwie na całej długości 230 km tej części swego biegu, powtarzając nawet jego łukowate wygięcie części południowo wschodniej.

Otóż chodzi o to, czy ta ścisła zbieżność Dniestru z pasem odsłoneń gipsowych na tak znacznej długości jest czyisto przypadkową, czy też mamy do czynienia z dwoma zjawiskami pozostającymi ze sobą w związku przyczynowym.

Poniżej podaję mapkę przypodolskiego pasa gipsowego ryc. 1, t. j. tej części obszaru zajętego przez utwory tortonu, w której poziom gipsowy tortonu wychodzi na powierzchnię. Mapa w części przypodolskiej opiera się na mapach Atlasu Geol. Gal., w części przykarpackiej ponadto i przede wszystkim na pracach będących wynikiem działalności geologicznej Twa „Pionier”. Oczywistość umiejscowienia się doliny Dniestru na obszarze wychodzenia na powierzchnię tortońskiego poziomu gipsowego jest względem bardzo silnie przemawiającym za tym, iż chodzi tu o związki natury genetycznej. Niemniej jednak zdaję sobie sprawę z tego, że naukowe odtworzenie przebiegu wszystkich procesów, które doprowadziły do dzisiejszego spóźycia Dniestru z pasem gipsowym, nie wydaje się przy dzisiejszym stanie badań możliwe. W badaniach, któreby tu były konieczne, musiałby być położony silny nacisk na cały szereg zagadnień chronologicznych, sedymentacji chemicznej, diagenety osadów, hydrologii, zarówno wód podziemnych jak powierzchniowych, wreszcie klimatycznych i tektonicznych. Podnoszę z naciskiem, że żaden z powyższych składników zagadnienia nie może być pominięty, gdyż wszystkie one w rozwoju zjawiska współdziałały.

Liczne badania metodami geologicznymi i geograficznymi i rozważania na temat stosunków genetycznych doliny Dniestru pozostawiły zagadnienie stosunku tej doliny do faktu położenia jej w pasie gipsowym poza nawiasem. Mi-

¹³⁾ Por. też: G. M a c o v e i si I. A t a n a s i u w Anuarul I. G. al Romaniei 1931.



Ryc. 1.

Sytuacja pasa gipsów przypodolskich (Die Situation der subpodolschen Gipse).

mo że — jak wspomniałem — dla rozstrzygnięcia tego zagadnienia trzeba jeszcze wielu nowych badań terenowych, zdecydowałem się podjąć zagadnienie, by na nie zwrócić uwagę przez przygotowanie lub zestawienie niektórych materiałów geologicznych, będących zdobyczą nowszych czasów i mogących rozjaśnić niejedną stronę naszego problemu.

1. Znaczenie stratygrafii i porządku niektórych zdarzeń geodynamicznych.

Zanim przystąpię do omawiania stosunków stratygraficznych, o ile one w naszym zagadnieniu odgrywają rolę, pragnę sobie ułatwić zadanie, stwarzając umowną terminologię dla określenia pewnych pojęć, powtarzających się często w ciągu pracy. Utwory naszego morskiego miocenu leżą w formie naogół wklęsłej — a więc synklinalnej. Ponieważ forma ta jest tektonicznie złożona, poligeniczna, więc odpowiada jej lepiej nazwa *s y n k l i n o r i u m* niż *synkliny*, zwłaszcza, że występują w niej drugorzędne formy o charakterze antyklinalnym. Jednakże synklinorium to posiada jeszcze pewne szczególne znamiona. Przypomina mianowicie w najogólniejszych zarysach budowę *t a l e r z a*. To znaczy, na zewnątrz jest, jak gdyby płaska — lekkowklęsła *k r e z a* talerzowa, a ku wnętrzu przechodzi ona, często z pewnym załamaniem, pewną mniej więcej wyraźną krawędzią, w silniej wgłębioną *c z a s z ę* talerzową. Do *k r e z y* należy na N część antyklinorium krakowskiego, przykrytego miocenem morskim, synklinorium Nidy, S część antyklinorium Świętokrzyskiego, S część Wołynia i Podola, a na południu części Karpat zachodnich, na które wkracza torton. Torton na obszarach *k r e z y* posiada facje nerytyczne, płytkomorskie, przybrzeżne, szybko zmienne, w sensie zarówno poziomym, jak pionowym. Do *c z a s z y* należy całe wnętrze obramowane krezą, wypełnione utworami hemipelagicznymi, morza głębszego, odleglejszego od lądu ¹⁾.

Będziemy więc mówili o utworach *k r e z y* synklinorium i jego *c z a s z y*. Nazw tych nie mam zamiaru narzu-

¹⁾ Porów. W. T e i s s e y r e w Verhandlungen d. Geol. R.-A. 1903 str. 304.

cać lub uogólniać. Uważam je tu za prowizorium ułatwiające mi przedstawienie stosunków w tym konkretnym przypadku ¹⁾).

Stratygrafia naszego miocenu znaduje się obecnie w ogniu polemik dyskusyjnych. Tylko sprawa helwetu, przynajmniej na Podolu, jest ustalona. Bezspornie zalicza się do helwetu na krezie podolskiej, morskie, t. zw. warstwy oncophorowe, sięgające w dolinie Strypy ku N aż po Buczacz, a może i leżące na nich warstwy słodkowodne. Natomiast synchronizacja i następstwo poziomów i odmian facjalnych tortonu nadległego jest przedmiotem sporu między J. C z a r n o c k i m i K. K o w a l e w s k i m z jednej strony a W. F r i e d b e r g i e m z drugiej. W niniejszym artykule opieram się zasadniczo na poglądach stworzonych lub ugruntowanych przez W. F r i e d b e r g a, gdyż — jak sądzę — w ich ramach dadzą się zmieścić spostrzenia i wyniki badań C z a r n o c k i e g o i K o w a l e w s k i e g o, nie kwestionowane rzeczowo przez F r i e d b e r g a.

Z badań dotychczasowych wiemy, że zalew helwecki (pierwszy mioceni, — krótko: I na krezie podolskiej wysładza się ku górze a opisane przez M. Ł o m n i c k i e g o utwory słodkowodne są konsekwencją tego faktu. Zalew morski helwecki (I) poza wymienionym wyżej wystąpieniem na Podolskiej krezie posiada prawdopodobnie swój ekwiwalent w czaszy podkarpackiej, na co na razie brak potwierdzeń paleontologicznych u nas, o czym jednak można wnioskować z pojawiania się warstw oncophorowych w Morawach i Bawarii.

Następny, d r u g i zalew mioceni (II), dolnotortoński, obejmuje na krezie podolskiej wiele wydzielonych poziomów i odmian facjalnych typu nerytycznego, a zaczynający się najczęściej piaszczystymi lub marglisto piaszczystymi warstwami b a r a n o w s k i m i, zawiera także wapienie

¹⁾ Nazwa „zapadlisko“ używana na określenie tego, co tu nazywam „czaszą“, nie godzi się z faktem, że istotne zapadanie tego obszaru odbywało się w czasie istnienia tu morza. Od chwili, gdy morze zaczyna ustępować aż po dzień dzisiejszy, odbywa się tu t y l k o proces odwrotny do zapadania, t. j. p o d n o s z e n i e. Wprowadzone pojęcia „czasza“ i „kreza“ określają tylko dające się wykazać różnice form bez przesądzania sposobu ich powstania.

litotamniowe i litotamniowo mszywiolowe (świerzkowickie), t. zw. warstwy wybudowskie, pomorzańsko złoczowskie, dryszczowskie; na miejscach wyniesionych krezy panują tu jednak z reguły wapienie litotamniowe, gdy w czaszy znajdujemy tu najczęściej osady pelityczne, jak ily, ily margliste, nie rzadko złupkowane, mające rzadziej i tylko od brzegów krezy jeszcze wtrącenia utworów piaszczystych, złożonych najczęściej u ujść potoków wpadających do morza. Hemipelagiczne te utwory równoważą stratygraficznie powyższą grupę nerytyczną krezy podolskiej. Zalew ten (II) wkracza również na już sfałdowaną krezę Karpat zachodnich, zapewne w znacznie poważniejszych rozmiarach niż zachowane jego ślady (Rzeszów, Zgłobice, Niskowa, Grudna Dolna, Podegrodzie, Żegocina, Iwkowa, Szaflary i t. d.).

Ponad litotamniami na wysokich miejscach krezy (ponad 350 m, R y c h l i c k i 1913) i ponad utworami ilastymi, marglistymi i piaszczystymi miejsc niższych, a wreszcie w czaszy, ponad utworami ilastymi — występują g i p s y. Sprawa nie jest tu jednak prosta. Tam, gdzie są litotamnia i gipsy, ostatnie leżą na pierwszych, lub co najmniej są z nimi równoczesne (T e i s s e y r e W. l. c. 1900, str. 258, Ł o m n i c k i M. Atl. Geol. Gal. IX, str. 110 za B i e n i a s z e m). W innych miejscach, a zwłaszcza na t. zw. Podniestrzu W. T e i s s e y r e'a gipsy spoczywają na warstwach baranowskich, bez serii poziomów występujących normalnie między warstwami baranowskimi a litotamniami. I to jest w tej chwili jedna z trudności w stratygrafii tortonu leżącego na „Podniestrzu“ i częściach Pokucia. Nie można jej rozstrzygnąć bez nowych zdjęć. Tymczasem musimy się zadowolić następującymi stwierdzeniami.

Gips jest jednym z ogniw sedymentacji chemicznej, która się odbywała częściowo jeszcze w czasie osadzania się litotamniów (średnich wedle klasyfikacji Ł o m n i c k i e g o M., górnych, wedle T e i s s e y r e'a W.), głównie jednakże po ich osadzeniu. Zobaczymy, że ze wszystkich mniejszych i większych transgresyj górnomiocieńskich, jedynie omówiona II, czyli dolnotortońska k o ń c z y s i ę s e d y m e n t a c j ą c h e m i c z n ą — sól kamienna — sole potasowe. Występywanie w tym poziomie skamielin morskich w Wieliczce, głównie w t. zw. soli spiżowej, charakterystycz-

nych wedle *Friedberga* dla dolnego tortonu, świadczy o przynależności cyklu sedymentacji chemicznej do dolnego tortonu. Sedymentacja ta odbywała się w głównych zarysach wedle porządku rozpuszczalności, ustalonego klasycznymi badaniami *Usgli*a: $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, NaCl , zaburzanego sporadycznymi dopływami wód słodkich lub rozcieńczonych. *R. Zuber* podnosi¹⁾, że sole potasowe i magnezjowe (Morszyn—Kałusz), jak wykazał *J. Walther* nie mogły inaczej powstać jak w wysychających jeziorach, będących resztkami owego morza, w warunkach pustynnych.

Jeżeli już według *Usgli*a dla osadzenia się gipsu potrzeba wyparowania 970 części wagowych wody na 1000 a do wydzielenia się soli kamiennej aż 984 cz. wag. (gips osadza się według *Clarke*a przy c. w. roztworu 1,2570, sól, 1,2138—1,3069), to oczywiście musiałoby dojść do wyparowania prawie zupełnego (*Friedberg* 1912). Jednakże musimy sobie uprzytomnić, że proces ten nie odbywał się u nas w przyrodzie tak, jak w doświadczeniu laboratoryjnym. Musiało tu dochodzić do rozcieńczeń przez wody może opadowe a może normalnej wody morskiej lub wód rzecznych, a słoność nie była tu jednostajna, lecz — jak zwykle w takich wypadkach — woda była heterohaliczna, a w szczególności katohaliczna (słoność wzrasta ku dołowi), lub może dichohaliczna, gdzie po rozcieńczeniu na górze następuje zagęszczenie na dole. Każdym razem po przekroczeniu stanu nasycenia następowało osadzanie się gipsu, względnie soli.

Mięszości gipsów są u nas bardzo znaczne a przestrzenie przez nie zajęte stosunkowo bardzo duże. Mięszość ta wynosi na Podolu wedle *Altha* 35—40 m, w Miłowaniu (Pałahicze N)²⁾ — 46 m, Wownia I³⁾ — 35 m, Bujanów⁴⁾ — 33 m, Hucul w Wierzbowcu — 100 m, Śląsk, 50—100 m i t. d. Wydaje się, że bez zasilania przez dłuższy czas dopływającą wodą morską o normalnym zasoleniu, czyli po odparowaniu zalewu tylko jednorazowego, pozatym nieuzupełnianego nie

¹⁾ Kosmos 1904, str. 422.

²⁾ Morawiecki w Posiedz. Nauk. P. I. G. 30, 1931.

³⁾ Komunikaty „Pioniera“.

⁴⁾ Kamieński M. i Gawiński M. Geolog. wyniki wierceń w okolic. Żurawna, Lwów 1934.

możnaby
palniach
miczne
koncent.
klimatyc
nego sch
podkreś
kim kl
istnieje
niej — p
by one i
wadzane
więcej u
skiego. I
odnosząc
regional
łączone
w czasie
Fried
matu o
tu przew
może dop
Tą drog
gips — sc

Odn
nadmien
naszego
packi“. N
znaczna
Nowy T
jednostk
więc int
(wyżej:
wyczuwa
też nazw
kiej (I
uznać za
sunek je

¹⁾ Por.
Reichs.-Ans

możnaby osiągnąć tak znacznych ilości gipsu. Stosunki w kopalniach soli (Wieliczka, Bochnia, Kałusz), gdzie osady chemiczne są wyraźnie warstwowane, świadczą o zmienności koncentracji zasolenia w związku z przebiegiem zjawisk klimatycznych. Sprawa końcowych ogniw cyklu chemicznego schodzi tu na plan dalszy, gdy na pierwszy wysuwa się podkreślenie, iż całość cyklu jest zjawiskiem przede wszystkim k l i m a t y c z n y m. Chodzi tu o klimat, w którym istnieje przewaga parowania nad — wyrażając się najogólniej — procesem uzupełniania wód w basenie, skądkolwiek by one pochodziły; czy będą to wody opadowe, czy doprowadzane przez rzeki, czy dopływające jakimś mniej lub więcej utrudnionym przejściem z większego zbiornika morskiego. Klimat tego rodzaju nie jest zjawiskiem lokalnym, odnoszącym się do jakiegoś małego obszaru lecz zjawiskiem regionalnym. Więc nasze synklinorium Podkarpackie, połączone z basenem śródziemnomorskim (Tetys) dostaje się w czasie II z kolei zalewu miocenijskiego, czyli wedle F r i e d b e r g a w dolnym tortonie (opolian) w obręb klimatu o znamionach pustynnych w tym sensie, że istnieje tu przewaga parowania nad uzupełnianiem się wód, która może doprowadzić w końcu do zupełnego wyparowania wód. Tą drogą dochodzi do osadzenia się cyklu chemicznego gips — sole ¹⁾.

Odnosnie do nomenklatury paleogeograficznej muszę nadmienić, że dawnym zwyczajem, dla określenia obszaru naszego miocenu morskiego używam dotąd nazwy „podkarpacki”. Nazwy tej nie można uważać za najlepszą. Wszakże znaczna część tego zalewu sięga daleko w Karpaty aż po Nowy Targ (F r i e d b e r g), przekracza więc wszystkie jednostki tektoniczne karpackie wyższego rzędu, należy więc integralnie do inwentarza stratygraficznego Karpat (wyżej: kreza karpacka) i nie może mieć nazwy, w której wyczuwa się przeciwstawienie w stosunku do Karpat. Stąd też nazwę L a s k a r e w a: P a r a t e t y d y m i o c e n i k i e j (Belgrad 1924) dla naszego miocenu morskiego trzeba uznać za właściwszą, zważywszy wspomniany wyżej stosunek jego do Tetydy.

¹⁾ Por. też wywody W. Ł o z i ń s k i e g o w Verhandlungen d. Geol. Reichs.-Anst. 1905 str. 93.

Obszary wydzielenia się halitu są d z i ś znacznie mniejsze niż te, na których osadziły się gipsy. Są to na Śląsku okolice Żor, w czaszy Podkarpacia zachodniego okolice Wieliczki i Bochni, a choć dalej na wschód od obszaru bocheńskiego aż do okolic Dobromila nie znamy dziś analogicznych wystąpień halitu, nie można jednakże istnienia ich tamże wykluczać. Na E od Dobromila znajdują się one, jak wiadomo, w kilku nasileniach (główne: Stebnik—Morszyn—Kałusz) w czaszy u brzegu Karpat. Wiele jeszcze czeka nas tu zagadek do rozwiązania. Stosunek ilościowy gipsu do soli powinien być jak 1 : 27, gdy w rzeczywistości nie pomylimy się twierdząc, że wygląda on dziś raczej na odwrotny. Tłómaczymy to zwyczajnie w ten sposób, że koncentracja soli w wysychającej Paratetydzie dolno-tortońskiej była zjawiskiem ogólnym w czasie osadzania się ogniwa gipsowego. W ten sposób gipsy osadzają się zasadniczo w obszarze czaszy, wychodząc z niej stosunkowo nie wiele w głębsze obszary krezy. Obszar zajęty przez sedymentację gipsów oceniamy jako mniejszy niż połowa tego, który uległ zalaniu na początku II zalewu miocenińskiego (dolnotortońskiego).

Już najdawniejsi badacze, jak A l t h (1858), L e n z (1877), Ł o m n i c k i M. (1880) uważali gipsy podolskie za należące do jednego cyklu sedymentacji chemicznej, wyrażając się językiem dzisiejszym. R e u s s już w r. 1867 zaznaczał, że wielickie utwory solne mogą „jenen Schichten gleichgestellt werden, welche in das Niveau der den Leithakalken angehörigen Tegellagen . . . gehören“ a u H i l b e r a (1882) czytamy że „die grösste Aehnlichkeit mit der Salztonfauna besitzen die Ervilienschichten“. Długoletnie wyczerpujące badania F r i e d b e r g a rozstrzygnęły to zagadnienie bez reszty wykazując, że solne utwory wielickie należą do tortonu dolnego podobnie jak wymienione wyżej utwory dolnotortońskie Podola.

W ten sposób utwory sedymentacji chemicznej wieńczące dolny torton stałyby się stratygraficznym horyzontem przewodnim — gdybyśmy zdołali wykazać, że na obszarze całej naszej części Paratetydy tortońskiej istnieje istotnie tylko jeden poziom sedymentacji chemicznej. Do niedawna była taka teza tylko w sferze przypuszczeń, bardzo prawdo-

podobnych. Obecnie posiadamy dość danych, aby to przypuszczenie uważać za u d o w o d n i o n e.

Na Śląsku prace M i c h a e l a (zwłaszcza z 1913 r.) wykazały ponad wszelką wątpliwość, że istnieje tu tylko jeden poziom gipsowo-solny, podścielony przez utwory, których wiek dolnotortonński już w r. 1912 udowodnił F r i e d b e r g. Tenże sam badacz udowodnił, że utwory „solonośne” Wieliczki, jak i sama sól jest wieku dolnotortonńskiego a nie trudno też wykazać dziś, że trzykrotne powtórzenie znanych zespołów solnych jest natury tektonicznej nie sedymentacyjnej. Na odcinku wschodnim wiercenia ostatnich lat tam, gdzie przebiły cały torton, jak w Wowni i Bujanowie znalazły tylko jeden horyzont anhidrytowo-gipsowy. Na Podolu stwierdzają wszyscy badacze „Atlasu Geologicznego Galicji”, że mamy tu tylko jeden poziom gipsowy wieńczący sedymentację dolnotortonską.

Dla celów sprawy, którą się zajmuje niniejszy artykuł ten fakt jest pierwszorzędnej doniosłości. Albowiem osady nerytyczno-litoralne kończą się zasadniczo na kresie Podola, zaś w czaszy synklinorium paratetydzkiego szybko ustępują one miejsca hemipelagicznym ilom. Zatem wszelkie układanie profilów spadku brzegu Podola ku czaszy podkarpackiej było w zasadzie niemożliwe. Dziś wiemy, że te same gipsy rozciągają się na znacznej przestrzeni Podola SW, mamy zatem do dyspozycji precyzyjny poziom przewodni, pozwalający na stwierdzenie pochyłów i orientację stratygraficzną. Poniżej podam kilka profilów, dających się ustalić tym sposobem.

Jeszcze tylko kilka uwag co do samych osadów chemicznych, a przede wszystkim ich stosunku do poziomu litotamniowego. Zarówno na Podolu jak na Pokuciu mamy duże partie czystego gipsu. Wedle H. R. G ä r t n e r a ¹⁾ gips w osadzie chemicznym bez wapienia świadczy o silnym zużyciu węglanu wapnia w sąsiedztwie, gdyż wedle U s i g l i a sedymentacja chemiczna zaczyna się w zasadzie od CaCO_3 jako trudniej rozpuszczalnego od gipsu. Nasuwa to myśl, że bogaty rozwój litotamniów, poprzedzający wydzielanie gipsów albo też miejscami biegnący jakiś czas równolegle

¹⁾ Jahrbuch d. Preuss. Geolog. L.-A. 1932, str. 665.

z osadzaniem gipsu na krezach podolskiej i karpackiej może znaleźć tą drogą wyjaśnienie. Litotamnia żyjące głównie w klimacie tropikalnym ale sięgające i do umiarkowanego, w strefie litoralnej w głębokościach 25—65 m, schodzące jednak i do 90 m, zawierają w stanie żywym przeszło 65% CaCO_3 więc w naszym wypadku k o r z y s t a j ą z b o g a c t w a k o n c e n t r a c j i w a p n i a w roztworze, i jest faktem, że nigdy przedtym ani potym w tortonie przy normalnych roztworach nie osiągają tak bujnego rozwoju, jak w okresie sedymentacji gipsów. Nie rozporządzam danymi co do steno- lub euryhaliczności tych glonów. Badania R o t h p l e t z a dotyczą ich życia w warunkach wody morskiej o zasoleniu przeciętnym, jakkolwiek podaje on, że w jeziorze Utah znajdują się wapienie z *Gleocapsa* i *Gleotheca*. D e G o l y e r ¹⁾ notuje znalezienie w jednym z pni solnych Teksasu kopalnych glonów. Inna rzecz, że woda u brzegów, i płytko choć dalej od brzegów, gdzie rosły litotamnia nie musiała być bardzo stężona. Wiadomo n. p., że Morze Marmara ma przy powierzchni zasolenie 2,2—2,5‰, w 25 m już 2,85‰, w 200—300 m 3,81‰, gdy niżej, do 1400 m jest stałe zasolenie 3,84‰ ²⁾. Morze Martwe ma na powierzchni zasolenie 2,57‰, w 20 m 20,7‰, w 42 m 24,2‰ w 120 m 24,5‰. Prawdopodobnie zasolenie naszego morza tych czasów przypominało zasolenie Morza Martwego, wydzielającego gips na całej powierzchni dna. Można wspomnieć, że zostały tu znalezione żyjące korale *Stylopora* i *Cariophyllia*. Ponadto poruszone zagadnienie stosunku wapieni — przeważnie nulliporowych do analogicznych osadów chemicznych nie jest odosobnione. Wszakże L o t z e (1929) stwierdził zazębienie się brzeżnego dolomitu z gipsem wnętrza zagłębia Calatayud w Hiszpanii a gipsy cechsztyńskie S podnóża Harcu mają z brzegu dolomity ze skamielinami i to samo zagadnienie odnosi się do stosunku dolomit—anhidryt w röcie śląskim.

N i e d Ź w i e d z k i ³⁾ podaje, że w Wieliczce stosunek CaSO_4 do NaCl jest jak 1 : 20, z czego wnioskuje, iż odpowiada to stosunkom wody morskiej. Jeżeli jednak weźmie-

¹⁾ Geol. of Salt Dome Oil Fields, 1926, str. 781.

²⁾ G r a b a u: Principles of stratigr. str. 153.

³⁾ Über d. Salzform. von Wieliczka, str. 97, T. I.

my całość naszych gipsów w stosunku do soli kamiennych i potasowych, to otrzymamy na pewne duży niedobór soli kamiennej. Można ten fakt tłumaczyć tym, że w wielu miejscach nie doszło u nas do fazy halitowej, ale nie można też wykluczyć znacznego odsolenia po osadzeniu, zwłaszcza tam, gdzie przykrycie ilem było niedostateczne i może przede wszystkim wobec następnego zalewu morskiego. Sprawa ta stoi jednak nieco dalej od naszego zagadnienia głównego, więc zaznaczę tylko ogólnie, że zarówno pokłady soli jak też zasolenie utworów klastycznych dolnego tortonu utrzymało się zasadniczo tylko w głębi czaszy synklinorium, gdy równoczesne utwory krez zostały przeważnie odsolone, co się odnosi zarówno co do pokładów soli jak wilgoci skalnej w porach. Bez osobnych badań nie podobna też orzec, czy i do jakiego stopnia nasze profile gipsowo solne są zredukowane na skutek odsolenia. Gipsy podolskie i pokuckie są zwykle u dołu drobnoziarniste (t. zw. alabastry) u góry zaś grubokrystaliczne. Te ostatnie pochodzą oczywiście z przekrystalizowania dolnych; nie wiemy, czy nie są one, podobnie jak w profilach mansfeldzkich wylugowane z soli, lub też nie pochodzą ze zmienionych anhidrytów podstawowych, czy formą pierwotną osadzania się był gips, który w strefie oksydacyjnej zmienia się w anhidryt a w strefie hydratyzacyjnej przechodzi znów w gips. Wśród naszych gipsów, nad nimi i w ich poziomie, jest wiele wapieni „nadgipsowych“, „ratyńskich“, komórkowatych, bez skamielin i ze śladami siarki. Przeważna ich część jest prostym produktem redukcji gipsu — zdaje się — w warunkach moknięcia w wodach stagnujących a komunikujących się z powierzchnią. Powinny one nosić nazwę „p o g i p s o w y c h“. Wiele z takich wystąpień zachowało siarkę rodzimą w paragenezie z niektórymi ze znanych minerałów „czap“ gipsowych, jak baryt, celestyn, galena, sfaleryt, piryt i td. (Truskawiec, Swoszowice, Czarkowy, Posądzka i in.) Dziś są całe strefy w krainie gipsów, gdzie wody wynoszą roztwór gipsu zredukowany przez bakterie (źródła siarczane Czerce k. Rohatyna, Pustomyty, Lubień, Szkło, Niemirów, Horyniec i in.). Ze sprawami tymi jest, jak widać, związany cały szereg zagadnień bardzo różnorodnej natury czekający na rozwiązanie.

Na takież rozwiązanie czeka też właściwie ciekawe zagadnienie t. zw. warstw erwiliowych. Wedle H i l b e r a (1882) nazwę tę nadał D. S t u r warstewkom wapiennym, zlepieńcowym towarzyszącym zwykle gipsom. M. Ł o m n i c k i umieszczał na mapach X. Atl. Geol. Gal. warstwę erwiliową n a d wapieniem litotamniowym (średni), gdy W. T e i s s e y r e (Zesz. VIII) p o d tymiż litotamniami, co potwierdził F r i e d b e r g w r. 1912 ¹⁾ (Beremiany), i znów Ł o m n i c k i na obszarze map zesz. IX (str. 161) n a d litotamniami lub w ś r ó d tychże, gdy J. C z a r n o c k i lokalizuje ją na krezie synklinorium nadnidziańskiego nie tylko nad litotamniami ale nawet w swym „prasarmacie”. Przyjmując, że wszystkie te lokaty odnoszą się do jednego i tego samego zjawiska jesteśmy uprawnieni— jak sądzę — do wniosku, że chodzi o różne czasowo dla różnych okolic momenty wysłodzenia spowodowane może importami rzecznyymi lub prądami morskimi. Nie można tu też przejść do porządku nad opinią H o e r n e s a „dass der wechselnde Salzgehalt in teilweise abgeschlossenen Becken ähnliche Bildungen auch ohne Aussüsung, ja stellenweise unter Erhöhung des Salzgehaltes bedingen“. Tegoż samego zdania jest F r i e d b e r g (1912, str. 361).

Pozostaje do omówienia sprawa bezpośredniego położenia gipsów nad warstwami baranowskimi na t. zw. Podniestrzu. M. Ł o m n i c k i (1880) ²⁾ przedstawiał gips tych okolic jako równoważący całą serię warstw między warstwami baranowskimi a litotamniami włącznie. T e i s s e y r e W. w r. 1900 stawał na tym samym stanowisku. Jest uderzającym, że żaden z badaczy Naddniestrza nie notuje faktu, by gipsy leżały gdziekolwiek nad warstwami podhajeckimi lub pomorzańsko-złoczowskimi, będącymi międzykładem między w. baranowskimi a litotamniami. To uprawniałoby do wniosku, że w czasie osadzania się owego międzykładu może istnieć luka sedymentacyjna.

Ważniejszy dla nas w tym zagadnieniu jest fakt pozytywny, że gipsy przypodolskie, niezależnie od tego, na czym leżą, tworzą jednolity ciąg utworu jednowiekowego. Jest to

¹⁾ Kosmos, str. 104

²⁾ „Kosmos“.

objaw zakończenia sedymentacji dolno-tortońskiej, wydarzeniem sedymentacji chemicznej. Sole wielicko-bocheńskie i t. d. są młodszym ogniwem cyklu tych osadów.

Następne człony miocenu możemy potraktować krótko, jako odgrywające w naszym zagadnieniu stosunkowo mniejszą rolę. Po redukcji mórz II zalewu (dolno-tortońskiego), która w wielu wypadkach była równoznaczną z całkowitym osuszeniem, pojawia się tu znów morze o normalnym zasoleniu, jak — wedle F r i e d b e r g a — o tym świadczy fauna. Jego utwory wkraczają ku S w Karpaty drogą II zalewu, ale leżą na starszych mniej lub więcej niezgodnie. W czaszy synklinorium u stóp Karpat spoczywają one również na utworach II zalewu, które są zwłaszcza u samego brzegu karpackiego silnie sfałdowane. Pas Wieliczka—Bochnia należy niewątpliwie do najsilniej sfałdowanych. W Wieliczce leżą one nad sobą w trzech „grupach“, z których co najmniej dwie wyższe tworzą na pewne łuski, oddarte od podłoża i nasunięte na trzecią. W Bochni uległy one pionowemu spiętrzeniu po oddarciu od podłoża. W Krakowie (Łagiewniki) do tego nowego zalewu należą drobnowarstwowane iły margliste, bez złożu gipsu a tylko wtórnymi pięknymi kryształami gipsu blisko kontaktu z gipsem II zalewu. Iły te leżą w wyraźnej transgresji na powyżeranej powierzchni złoża kulistych gipsów. Przechodzą one ku górze w piaski, które ku południowi łączą się z piaskami z Rajska i piaskowcami z Bogucic. Piaski te, to delta rzeki płynącej z Karpat. Poza takimi utworami deltowego pochodzenia są tu, jak w Łagiewnikach, iły drobno warstwowane, ciągnące się wzdłuż brzegu Karpat. Tę fację iłową znamy z opisów N i e d ź w i e d z k i e g o i B u k o w s k i e g o z Grabowca koło Bochni. Fauna tego trzeciego z kolei zalewu miocénskiego a drugiego tortońskiego nosi charakter dolno-tortoński, a tylko fakt niewątpliwej transgresji na osadach chemicznych i to pofałdowanych w wypadkach wyliczonych wyżej, a poza tym fakt występowania nad osadami chemicznymi nawet tam, gdzie niezgodności wyraźnie nie stwierdzono — utworu będącego produktem osadu morza o zaso-

¹⁾ Atlas Geolog. G. VIII, str. 258.

leniu normalnym, domaga się osobnego traktowania tego zjawiska.

Przy poprzednim, II zalewie unikałem wyrażenia regresji, gdyż trzeba by wykazać ułożenie regresywne i kierunku cofania się morza. To jest w tej chwili niemożliwe. Jediną poszlaką może tu być fakt, że na Śląsku, w Wieliczce i Bochni brak ogniwa końcowego sedymentacji chemicznej t. j. soli potasowych i magnezjowych. A ponieważ one znajdują się na wschodzie (Stebnik—Kałusz) możnaby stąd wnioskować o regresji. Lecz dowodem ścisłym to nie jest, skoro ustępowanie wody wysychającej do miejsc głębszych może sprawę dostatecznie wyjaśnić. Osady naszego zagłębia potasowego są również warstwowane, co znów świadczy, że odparowywanie było tu opóźniane dopływami wód w zasadzie zapewne słodkich, ale odsalających swe dorzecza.

Wobec tego trzeba się też poważnie liczyć z możliwością, że owa omawiana III ingresja morska jest silnie związana ze zmianą klimatu, ze skończeniem się pustynno-stepowego epizodu klimatycznego, opanowującego oczywiście nie tylko obszary Paratetydy ale i Tetydy. To umożliwia nie tylko powrót wypełnienia morskiego basenu ale i utrzymanie się zalewu. Są to jednakże przypuszczenia, które naukowej pewności zastąpić nie mogą.

I niemniej jest faktem, że w Wieliczce i Bochni ułożenie poziomu bogucicko grabowieckiego jest transgresyjne. Już w Łagiewnikach, przy niezawsze dobrych odkrywkach mogło to ująć uwagę, gdy na Śląsku lub w części pokuckiej synklinorium może się ono nie zaznaczać. Choć M. Ł o m n i c k i¹⁾ rysuje powierzchnię gipsów t. j. Lwów (Wulka) i Szczercz z wyraźnymi oznakami erozji, poprzedzającej przykrycie „Iłów nadgipsowych“. F r i e d b e r g (1910) przedstawił wyraźnie transgresyjne ułożenie iłów łupkowych przykrywających gipsy. Następnie takie same stosunki zauważył w Beremianach²⁾ u ujścia Strypy do Dniestru. Sądzę, że baczniejsze zwracanie uwagi na strop gipsów pomnoży znacznie ilość takich punktów.

Mamy zatem jako podstawę rozważań wypadki: 1)

¹⁾ Kosmos, 1881.

²⁾ Kosmos, 1912, str. 103.

gdzie po ukończeniu sedymentacji chemicznej następują duże tektoniczne zaburzenia i wynurzenia, 2) gdzie można zauważyć tylko wynurzenie i erozję i 3) gdzie wyraźnej przerwy sedymentacji po osadzeniu się gipsów badacze nie notują. Musimy zatem lojalnie liczyć się z możliwością, że istnieją obszary, na których po osadzeniu się gipsów morze nie ustąpiło, tylko skończyła się koncentracja soli w wodzie morskiej. Dopływ wody o normalnym zasoleniu uzyskał przewagę nad parowaniem. Skończył się epizod klimatu pustynno-stepowego.

Wyobraźmy sobie, że w pewnym momencie Morze Martwe przechodzi z klimatu pustynno stepowego w klimat wilgotny oraz uzyskuje połączenie z Morzem Śródziemnym przy pewnym wzmożeniu dopływu osadów terrygenicznych, otrzymamy w efekcie osadzanie się na gipsach bez jakiegokolwiek przerwy, ilów z normalną fauną morską.

Przy dzisiejszym stanie badań jest niemożliwe sprawy te ująć ściślej. W zagłębiu wiedeńskim torton kończy się ku górze na poziomie naszych wapieni litotamniowych włącznie, na których w transgresji spoczywa dopiero sarmat. Brak tu zatem naszego poziomu bogucicko-grabowieckiego i następnego, buhłowskiego, o którym będzie niżej mowa. F r i e d b e r g z naciskiem podkreśla fakt, że w piaskowcach bogucickich i w warstwach grabowieckich fauna posiada charakter d o l n o - t o r t o ŋ s k i i sprzeciwia się tezie J. C z a r n o c k i e g o, jakoby poziom ten był równowiekowym z poziomem następnym, buhłowskim, którego faunę odmienną precyzuje w r. 1933 ¹⁾. Sądzę, że w tych warunkach jest wskazane oddzielenie poziomu bogucicko-grabowieckiego od niższej części tortonu dolnego, kończącego się osadami chemicznymi z pozostawieniem tej ostatniej, nazwy F r i e d b e r g a poziomu o p o l s k i e g o i ustalić go pod nazwą g r a b o w i e c k i e g o, a to z uwagi na fakt, że jego facja piaszczysta (bogucicka, rajska) jest raczej wyjątkiem, gdy facja marglisto ilasta (grabowiecka) spotyka się tu częściej i na większych przestrzeniach.

Z wywodów faunistycznych F r i e d b e r g a wynika, że poziom grabowiecki spotyka się nad gipsami od Śląska

¹⁾ Rocznik P. T. G.

(Gliwice) przez okolice Krakowa, Wieliczkę, Bochnię, Zgłobice, Gromnik, Horysławice koło Przemyśla i dalej ku SE, Kałusz, Myszyn, Dżurów, Chocimierz, Utoropy, Nowosielicę, Rożnów, Mykietyńce, Chomczyn, Trościaniec i t. d. czyli w całej przykarpackiej części czaszy, gdzie gipsy zazwyczaj zapadają najgłębiej. O wkroczeniu na Karpaty poziomowi grabowieckiego wspomniałem już wyżej.

Nieco dalej od Karpat wypełnia ten poziom sedno czaszy pod postacią iłów „krakowieckich“ leżąc tu również nad gipsami, dalej ku wschodowi, na Pokuciu nazywano go iłami ceritiowymi, pokuckimi, osiagającymi wielkie miąższości. Ku górze następuje w y s ł o d z e n i e (Myszyn, Dżurów i in.) podobnie jak w Karpatach i na Śląsku (fauny z Sośniczowic, formacja burowęglowa młodsza). Być może, że na Wołyniu Szuszkowce, Hołdy, St. Poczajów wedle F r i e d b e r g a) zyskuje on również na znaczeniu.

Odnoszę jednak wrażenie, że na resztę krezy podolskiej wkracza dopiero bezpośrednio wyższy poziom — b u h ł o w s k i. Jednakże sprawy rozmieszczenia szczegółowego, tak poziomowi grabowieckiego jak buhłowskiego zostaną ustalone dopiero przez nowe zdjęcia. Dziś można sobie z pewnym prawdopodobieństwem przedstawić, że na północ i wschód od Szczerca i Beremian, po przerwie w czasie której gipsy były już zaatakowane przez erozję i po podślodzeniu wód zalewu grabowieckiego, wkracza przypuszczalnie na cały obszar wschodni Paratetydy — nowy zalew, b u h ł o w s k i (IV. z kolei), od strony SE przynosząc ze sobą elementy faunistyczne „prasarmackie“. Zostały one zaznaczone przez L a s k a r e w a a sprecyzowane później (1933) dla naszego obszaru przez F r i e d b e r g a. Na zachód nie posuwa się on wedle F r i e d b e r g a dalej niż po okolice Tarnowa. Znów ku czaszy synklinorium jest on ilasty (iły „krakowieckie“), ku brzegom marglisto piaszczysty, rzadziej litotamniowy. Jego dość liczne odmiany litologiczne na Podolu podają autorowie Atlasu Geol. Gal. (A l t h, B i e n i a s z, Ł o m n i c k i, T e i s s e y r e W.) — jak iły nadgipsowe, iły trzeciorzędne wyższe, warstwy kaizerwaldzkie, wapienie proniałyńskie. Przy dość dużym zróżnicowaniu petrograficznym i zasięgu terytorialnym znaczenie morfoplastyczne tego poziomu jest dość skromne.

Wreszcie tą samą drogą, również od wschodu, wchodzi na E Podola i Wołyń, synkliną wschodnio miodoborską V-ty z kolei zalew — s a r m a c k i, zaznaczony na ryc. 1 osobnym wydzieleniem. Ku zachodowi dociera on wedle K o n t k i e w i c z a, F r i e d b e r g a, K o w a l e w s k i e g o i S a m s o n o w i c z a do SW podnóża antyklinorium świętokrzyskiego, skąd rozciąga się aż do okolic Przemyśla (Chraplice, F r i e d b e r g 1936). Terytorialnie różni się ten zalew od poprzedniego, buhłowskiego tym, że jego wody są ograniczone do zagłębienia synklinalnego opisującego wielki łuk wołyńsko podolski (F r i e d b e r g 1912) od Bessarabii przez szeroką synklinę przyscytyjską, którą posuwały się już wody morza albsko cenomańskiego, przez Wołyń, S lubelskie, za Korytnicę, z odnogą ku Przemyślowi, obniżeniem, z którego prawdopodobnie korzysta dzisiejszy San na N od Przemyśla, jednakże bez dalszego posuwania się ku SE (ryc. 1 i 2). Od strony SE wchodzi w czaszę synklinorium paratetydzkiego nie wiele ponad 15 km na W od Czerniowiec. W. T e i s s e y r e podaje argumenty pośrednie przemawiające na korzyść przypuszczenia, że granicę W sarmatu należałoby przesunąć dalej ku W niż to jest zaznaczone na mapce ryc. 1, sporządzonej wedle map Atl. Geol. Gal. Niema jednak dotąd badań, któreby tę sprawę rozstrzygnęły. Morze średniosarmackie sięga ku N już tylko do Wołynia (K r a c h)¹⁾, a górnosarmackie (K o l e s n i k o w) schodzi jeszcze dalej ku S trzymając się tylko sedna synkliny przyscytyjskiej.

W dolnym pliocenie (meot—pont) postępuje dalej owo cofanie się morza ku granicom dzisiejszego Morza Czarne-
go i poza nie, połączone z obniżeniem podstawy erozyjnej systemu Dniestr—Pрут o 200—300 m poniżej poziomu zerowego (A n d r u s s o w, regresja poncka morza zamkniętego). Na dużych przestrzeniach Bessarabii, Podola, pojawiają się w plioceńskim piętrze bałckim w dwóch poziomach żwirowiska „karpackie“ łączące się bezpośrednio z wysokimi żwirowiskami naszego Podola i Pokucia, co znaczy, że wtedy jeszcze nasze Podole nie tamowało transportu tych żwirów,

¹⁾ Rocznik P. T. G. 1938.

pochodzących z ożywienia erozji w Karpatach (Ś w i d e r s k i ¹⁾). Wedle Wyżykowskiego ²⁾ są to delty Prutu i Dniestru z czasu dolnego pliocenu.

L. S a w i c k i przypuszcza, że regresja poncka z obniżeniem bazy erozyjnej dała początek tworzenia kenionów dniestrowych, co się da pomyśleć tylko w związku z podniesieniem Podola (R o m e r). W średnim interglacjale, a więc wedle naszej terminologii Masovien I (A n d r u s s o w: Mindel—Riss) następuje połączenie basenu czarnomorskiego z morzem Śródziemnym, więc podstawa erozyjna systemu Dniestr—Prut podnosi się, poczym przychodzi do podniesienia się brzegów N Morza Czarnego. Dalsze drobne wahania brzegów Morza Czarnego notowane przez K r o k o s a i W y ż y k o w s k i e g o ³⁾ nie mają — jak sędzę — dla naszego problemu większego znaczenia, gdyż koryto Dniestru jest już ustalone.

Wypada jeszcze podkreślić, że powyżej przedstawiona stratygrafia wynika z badań dotychczasowych, ale — jak się to często zdarza — po wykończeniu schematu w pewnych granicach, dopiero w następnej fazie zdjęciowej staje się możliwe kartograficzne zastosowanie podziału w terenie. Bez tego można dać obraz rozmieszczenia poszczególnych oddziałów tylko bardzo schematyczny. Tak jest i w naszym wypadku. Na znacznej części map podolskich niema zaznaczonych utworów, które odpowiadają powyżej zastosowanemu pojęciu poziomu buhłowskiego. Z tego jednak nie można wyciągać wniosku, że istotnie brak tu tego poziomu, gdyż z własnych spostrzeżeń na Opolu mogłem w kilku wypadkach podejrzewać a nawet stwierdzić obecność warstw nienotowanych w mapach Atlasu, które dziś możnaby przydzielić do buhłowianu. Najczęściej są to iły margliste, które przy pewnej generalizacji włączało się do warstw starszych lub młodszych. Podobnie i na żwirach różnowiekowych, zaliczanych najchętniej do „dyluwium“ przy nowych zdjęciach trzeba będzie zwrócić baczniejszą uwagę.

¹⁾ Rocznik P. T. G. 1932, str. 11

²⁾ Fide L. S a w i c k i, tamże.

³⁾ Wedle L. S a w i c k i e g o l. c. st. 31, odb.

2. Obraz intersekcyjny gipsów i niektóre uwagi o tektonice.

Przedstawienie rysu stratygraficznego omawianego obszaru zajęło stosunkowo wiele miejsca. Nie dało się to jednak obejść. Bez ustalenia pozycji stratygraficznej gipsu, jako jednego z członów sedymentacji chemicznej w tortonie dolnym, bez możliwości stwierdzenia, że w tortonie istnieje tylko jeden odcinek czasu tej sedymentacji, bez wierceń, ustalających położenie i głębokość osadów chemicznych na przestrzeni czaszy synklinorium paratetydzkiego, żadne wnioski dalsze o roli gipsów dla rozwoju zjawisk w dolinie Dniestru nie byłyby możliwe. Zaś dane do powyższych stwierdzeń zostały osiągnięte dopiero w ostatnich latach. Osady chemiczne są łącznikiem stratygraficznym między krezą Podola a czaszą przedkarpacką, dającym legitymację wiekową podkładu i nadkładu, co jest niezmiernie ważne wobec ogromnych zresztą różnic petrograficznych między obu obszarami.

Pas gipsów przypodolskich przedstawia w zarysie najogólniejszym intersekcję pokładu wynurzającego się z czaszy synklinorium ku jej krezie na Podolu, spod poziomu bogucickiego (dawniej ily i piaskowce ceritiowe i pokuckie) i buhłowskiego wchodzącego na wyżyny podolskie do wysokości 300—360 m (R y c h l i c k i 1913, Z y c h 1927). Tu on się wyklinia ku NE. Mapka ryc. 1 jest grubo schematyczna, gdy chodzi o gipsy. Poszczególne występowania gipsów na powierzchni są tu połączone w ramach maksymalnych zasięgów. Nie objęte są poszczególne „wyspy“, położone między Żłotą Lipą a Seretem. Nie znajduje tu też wyrazu fakt, że owa strefa gipsowa jest poprzecinana aż do podstaw trzeciorzędu, przede wszystkim korytem Dniestru na całej jego długości, widocznej na mapie począwszy od Żurawna ale i przez wszystkie większe dopływy.

Dla ułatwienia dalszych wywodów zgodzimy się, że pod pojęciem Podola będziemy rozumieli za W. T e i s s e y r e m cały ten obszar krezy, w którym wychodzą na powierzchnię systemy starsze niż miocen; jego części położonej na W od Żłotej Lipy będzie odpowiadała nazwa Podola Opolskiego (z podstawą górnokredową miocenu), gdy ku E będzie leżało Podole właściwe, z odsłoniętą jurą, dewonem i sylurem.

W stosunku gipsów do Podola w ten sposób określonego trzeba jeszcze podnieść następujące okoliczności. Wydawałoby się, że nic łatwiejszego, jak odtworzyć na Podolu obszar sedymentacji gipsu, gdy gips wychodzi tu wysoko ponad dna dolin rzecznych w doskonałych odkrywkach. Jednak jest inaczej. Na znacznych przestrzeniach Podola gips jest pokryty przez t. zw. wapień nadgipsowy lub przechodzi weń boczenie. Są to wapienie zbite szaro żółte z dendrytami i porami zawierającymi czasem kryształki, gipsu, barytu, siarki, kalcytu. Wapienie takie, o ile nie zawierają skamielin pochodzą z redukcji siarczanu wapniowego, są napotymane przy złożach gipsowych naszego tortonu od Śląska¹⁾ aż na Podole. Przypuszczam, że wapienie znane w literaturze pod nazwami: nadgipsowe, o ile odpowiadają powyżej podanej charakterystyce, dalej jak ratyński i stradczański, tu należą. Jakość, stosunki genetyczne i paragenезы tego rodzaju wapienia przedstawił B o l e w s k i²⁾. Jest on produktem redukcji gipsu i można go nazywać wapieniem p o g i p s o w y m. Istnieją jednakże wapienie „nadgipsowe“, pochodzące z sedymentacji a nie z diagenезы i zawierające skamieliny. Te oczywiście należą do poziomów wyższych. Stąd dopiero przy nowych zdjęciach, uwzględniających sprawy tego rodzaju, można będzie dokładniej odtworzyć zasięgi sedymentacyjne pierwotne gipsów a może i soli. Albowiem niektóre nasze profile tego poziomu przypominają Mansfeldzkie „Auslaugungsprofile“ formacji solonośnej południowego Harcu.

Z powyższych uwag wynika, że przedstawiając dzisiejsze rozmieszczenie gipsów na Podolu nie odtwarzamy formy pierwotnej lecz pochodną, w pewnym stopniu zredukowaną. Odnosi się to przede wszystkim do NW części Podola i Roztocza, gdzie M. Ł o m n i c k i gipsów nie znalazł, a gdzie³⁾ „najważniejszym poziomem naderwiliowego ognia jest wapień ratyński, uważany przez W o l f a błędnie za słodkowodny“. Tu pas gipsowy podany przeze mnie na mapce odpowiada raczej strefie pojawiania się źródeł siarczanych

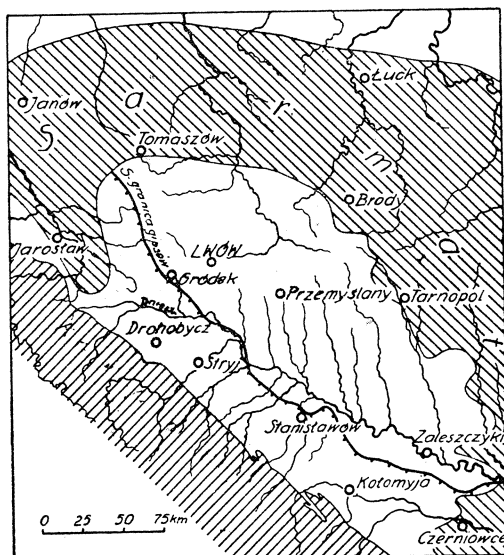
¹⁾ M i c h a e l w Jahrbuch d. Preuss. Geol. L. A. 1915, str. 371.

²⁾ Sprawozdania P. I. G. 1935.

³⁾ Atlas Geol. Gal. X. 2, str. 15.

(Niemirów, Szkło, Lubień i t. d.) niż wychodniom gipsu, które rozciągały się w rzeczywistości gdzieś do doliny Stradca.

Natomiast dalej ku SW południowa granica pojawu gipsów pokrywa się wyraźnie z południową granicą Podola, naśladując dokładnie wszystkie ważniejsze wygięcia tej granicy. Szerokość wychodni pasa gipsowego nieznaczna na NW od Żydaczowa, na E urasta nagle do 20 km a dalej nawet przekracza 30 km. Intersekcyjnie objaśnia się ten fakt prawie poziomym położeniem gipsów po wyjściu z cza-szy na Podole Opolskie w wysokościach 335—341 m (por. przekrój 3, str. 23).



Ryc. 2.

Antyklinorium Metakarpackie Wschodnie z czasu dol. sarmatu (Oestliches Metakarpatisches Antiklinorium im Untersarmat.

Brzeg południowy odsłoneń gipsowych wraz z brzegiem Podola zakreśla łuk wypukły ku Karpatom. Jeżeli położymy jego cięciwę między Niemirowem a Chocimiem, to największa wypukłość łuku wypadnie w połowie, t. j. na dolinę Łukwi uchodzącej do Dniestru pod Haliczem i wynosi tu około 45 km. Wobec ogólnego upadu warstw Podola ku SW, wygięcie łuku odpowiada intersekcji skrzydła SW wielkiej formy tektonicznej o charakterze antyklinorium długofalowego z czasów dolno sarmackich, obejmującego obszar przedstawiony na ryc. 2 (biały). Strona NE tegoż

jest określona łukiem wielkim brzegowisk morza sarmackiego o charakterze synklinalnym (Antyklinorium metakarpackie wschodnie z dolnego sarmatu).

Intersekcja brzegu południowego gipsów jest zarazem intersekcją południowego brzegu części NE, a n t y k l i n a l n e j tegoż antyklinorium, do którego w tym czasie należy i część s y n k l i n a l n a, t. j. ta część czaszy, która nie jest zalana przez morze dolno sarmackie. Ta południowa granica gipsów nie jest prostolinijna wykazuje bowiem wgnięcia ku NE odpowiadające zasynklinieniom poprzecznym. Największe na W to żydaczowskie, zaznaczone u T e i s s e y r e ' a H.¹⁾ jako „depresja żydaczowska“, na wschodzie zaś głębokie wgnięcie między Tyśmienicą a Tłumaczem (depresja tłumacka tegoż autora). Ta ostatnia wydaje się mieć większe znaczenie, co widać na ryc. 3 na E od Mariampola, gdzie nad Horożanką dochodzi do wydatnego i dość nagłego wgnięcia izohyps powierzchni gipsu ku N. Tak zdaje się tu zaznaczać strefa graniczna między Podniestrzem a Podolem.

Stosunki skłonu zbocza antyklinorium ku SW ilustrują następujące przekroje, które pozwalają przejść ze sfery hipotez od danych realnych, a to dzięki wierceniom ostatnich czasów (Uście, Hucuł, Miłowanie, Wownia, Bujanów). Przekroje te podają zawsze wysokość bezwzgl. stropu gipsów zarówno na Podolu jak na Pokuciu zob. str. 177). Na podstawie tych przekrojów stwierdzamy:

1. W c z a s z y: Spadki ku Karpatom wahają się między 2,30% (przekr. 3) a 4,30% (przekr. 4).

2. Na t. zw. „Podniestrzańskiej części k r e z y Opola gipsy leżą prawie poziomo lub spadki są minimalne 0,0—0,42%. Zatem na granicy między czaszą a krezą stwierdzamy tu załamanie.

3. Ku kulminacjom krezy podolskiej spadki wynoszą znów nieco więcej: 0,32—1,30%.

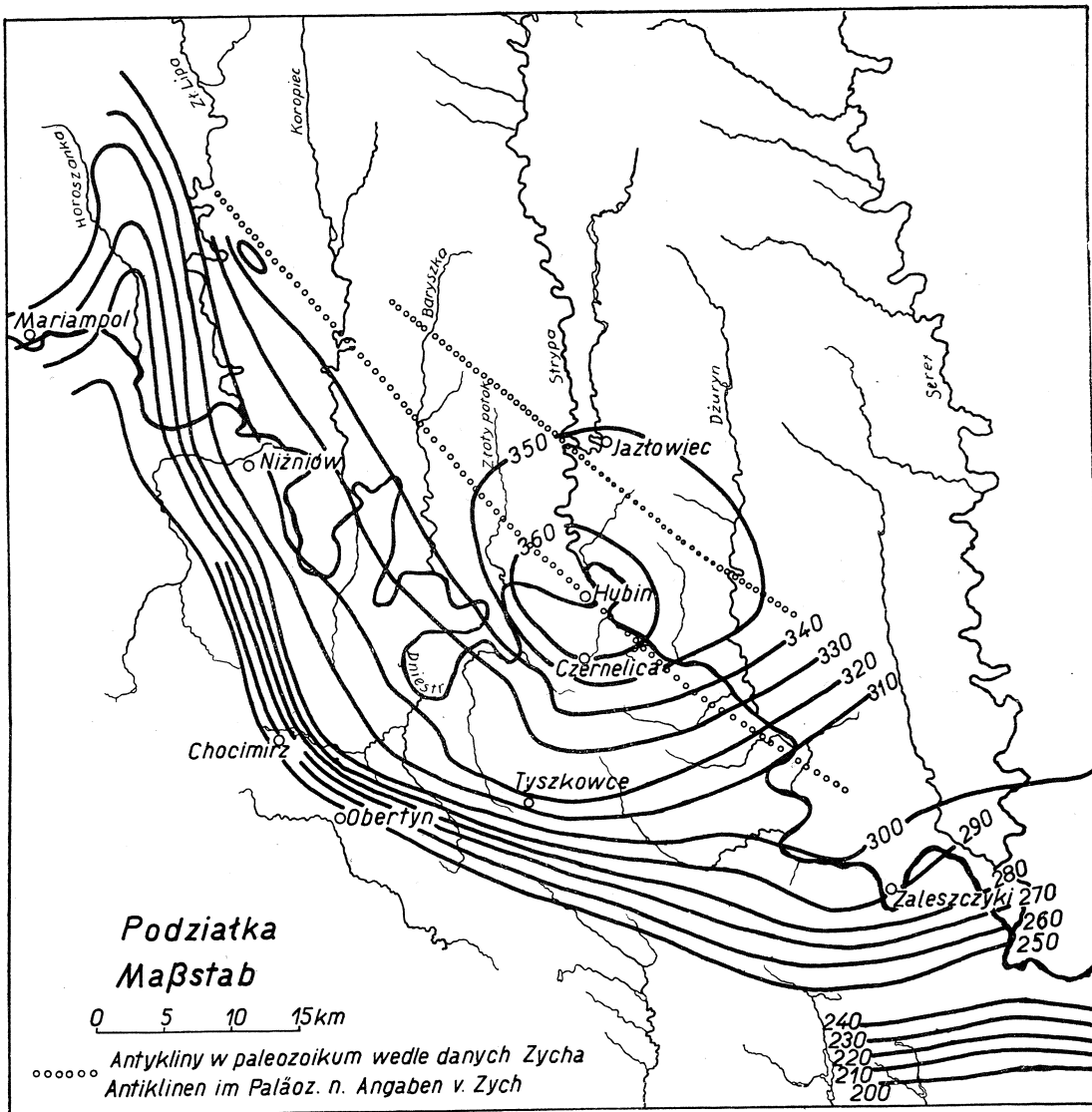
4. Zwraca uwagę to, że na przekr. 1 załamanie spadku między czaszą a krezą następuje koło Uścia nad Prutem (3,70%), gdy dalej ku NE już jest spadek 0,70%, jeszcze dalej 0,42%. Więc granica między czaszą a krezą wybiega tu ku S

¹⁾ Sprawozdania P. I. G. VII. 1932/33.

Profile górnej powierzchni gipsów /Gypsobefläche/

Czasza		Kreza Podola	
1. Miejscowości:	Wierzbowiec - Hucut - 29 km - Uście n. Prutem	- 14,5 km - Kozyńce - 8 km - Prelipcze	
Wysokość n.p.m.:	- 912 m	260 m	295 m
Spadek gór. pow. gipsu:	37%	07%	042%
2. Miejscowości:		Kreza Podola	
		Mitowanie - 13 km - Krasiejów - 38 km - Dereńowa Ga.	
Wysokość n.p.m.:		270 m	300 m
Spadek gór. pow. gipsu:		023%	13%
3. Miejscowości:		Kreza Podniesztrza	
		- Domaszna - 257 km - Hreda - 88 km - Żurów - 7 km - Mogitka - 93 km - Zatańdów - 25 km - Kopań	
Wysokość n.p.m.:	Bujanów - 715 m	335 m	341 m
Spadek gór. pow. gipsu:	171 m	02%	00%
			013%
			00%
			12%
4. Miejscowości:		Kreza Podniesztrza i Podola	
		- Podniesztrza - 7 km - Drochowycze	
Wysokość n.p.m.:	Wownia - 27 km	277 m	300 m
Spadek gór. pow. gipsu:	- 890 m		032%
			43%

aż do doliny Prutu. Sądząc z profilu *Macovei i A t a n a s i u* (1931) analogiczne stosunki panują dalej na Bukowinie, gdyż spadek powierzchni torton-sarmat między Berdo-Horodyszcze a Czerniowcami wynosi tu 1,34‰. Dopiero na S od Prutu — jak się zdaje — rozpoczyna się silniejszy spadek ku czaszy.



Ryc. 3.

Mapa hipsometryczna stropu gipsów (Hypsometr. Karte der Gipsfläche).

Plastycznie ilustruje te stosunki mapka ryc. 3. W obrębie omówionego wyżej antyklinorium z czasu dolnego sarmatu (ryc. 2) w ramach czasowych górnego pliocenu (daklewant), z rozciągnięciem na dyluwium, doznaje obszar Podola SE między Złotą Lipą a Seretem wzniesiony szyb-

ciej niż inne obszary (R o m e r 1906) dając guz z centrem około Hubina tak, że strop gipsu osiąga 360 m nad poziom morza wyłaniając starsze struktury fałdów oldredu, wykazane przez Z y c h a. W tej części Podola jest to najważniejsze wzniesienie, zauważone dawniej przez W. T e i s s e y r e'a. Z y c h ¹⁾ podał w tej okolicy wysokości stropu gipsów, a w mapce ryc. 3 są interpolowane izohypsy na podstawie tych cyfr Z y c h a. Otóż spadek powierzchni stropu na przestrzeni 18 km (Czernelica—Obertyn) wynosi ogółem 0,6‰, ale widać że na południowych siedmiu km wynosi on 1‰, gdy na północnych jedenastu km między Tyszkowcami a Czernelicą tylko 0,36‰.

To płaskie wyniesienie rozciąga się ku SE mniej więcej wzdłuż dzisiejszej doliny Dniestru ze słabnącą amplitudą. Na mapce ryc. 1 widać, że u ujścia Niczławy północna, erozyjna granica odsłoneń gipsu czyni tu zakręt, odginając się ku Seretowi. Zakręt ten jest intersekcją owego płaskiego wyniesienia, podobnie, jak i widoczny na tej ryc. ogromny łuk W granicy sarmatu, wgięty silnie ku Zbruczowi na E od Mielnicy.

Te stwierdzenia dają dopiero właściwą miarę pochyłów, gdy dotąd byliśmy skazani wyłącznie na przypuszczenia. Zamiast dość ogólnie przyjmowanego „rowu” podkarpackiego mamy do czynienia w czaszy ze synkliną o połogim skrzydle NE i, jak wiadomo, zaburzonym a nawet przesuniętym SE skrzydle, przykarpackim ²⁾.

Longitudynalnie widać znaczną różnicę między odcinkiem Mikołajów Ujście Zielone, a dalszym ciągiem południowo-wschodnim gipsów. Pierwszy, to wydzielone przez W. T e i s s e y r e'a Podniestrze, bezlitotamniowa kraina gipsów dolnotortońskich, 300—350 m wysoka, okolona od NE łukiem wzgórz wznoszących się ponad 400 m (Mały Łuk Podolski, określony przez W. T e i s s e y r e'a na mapach Żydaczów, Mikołajów, Rohatyn „północną granicą podniestrzańskiej krainy gipsu”). Profil gipsowy (3) okazuje tu, jak widzieliśmy wyżej, prawie poziome położenie powierzchni gipsów.

¹⁾ I. c. Prace P. I. G. 1927.

²⁾ O. W. W y s z y ń s k i i J. O b t u ł o w i c z, „Pionier” B. 59. 1592.

Podniestrze jest od E zamknięte poza Narajówką, względnie Żółtą Lipą wysoczyznami zachodzącego tu skrzydła Małego Łuku. Nad ujściem Strypy widać tu kulminację, ryc. 3. Geologicznie charakteryzują się wyżyny Małego Łuku przede wszystkim tym, że podstawą gipsów tam, gdzie one wchodzi na Mały Łuk są wapienie litotamniowe, których brak na Podniestrzu pod gipsami. Wyżej uważałem za konieczne przypuszczenie, że brak ten odpowiada luce sedymentacyjnej. Był on prawdopodobnie spowodowany podniesieniem dna około guza kredy typu żurawieńskiego.

Znamieniem wspólnym dla obu tych obszarów jest fakt, że w jednym jak drugim pokrywa miocenska jest tu rozcięta przez sieć rzeczną aż do podstawy kredowej na Opolu i kredowo paleozoicznej na Podolu.

Stan przykrycia względnie odkrycia gipsów, od czego zależy ważna sprawa ich styku z atmosferiliami, jest tego rodzaju, iż można w dzisiejszym stanie wiadomości utrzymywać, że po pierwsze, gipsy na całym naszym pasie pojawiają się przede wszystkim zdrenowane. Wszędzie dna dolin rzek przecinających je leżą poniżej podstawy gipsów. Dalej, gipsy leżą zawsze na warstwach przepuszczających, jak piaski, piaskowce, wapienie litotamniowe. Po drugie pokrywa gipsów, złożona na naszym pasie, po usunięciu warstw wyższych miocenu, z glin anemo- i aero-, rzadziej z potamo- i limno-klastycznych, jest zatym przemakalna. Tętsze i szczelniejsze pokrycie wydaje się mieć tylko partia SE gipsów nad Seretem, Niczławą i Zbruczem.

3. Dzisiejsze łóżysko Dniestru a stosunki geologiczne.

Dniestr aż do spływu Wiszeńki ze Strwiążem płynie w poprzek wypiętrzeń fałdowych płaszczowin karpackich i przedkarpackich. Dostawszy się poza ich obrębem w czaszą synklinorium, skręca nagle ku ESE by pod Rozwadowem dotrzeć do wysoczyzn brzegu tortonu krezy Podola Opolskiego. Tego brzegu trzyma się ściśle aż do Żurawna. Tu wchodzi on w kontakt z południowym brzegiem strefy gipsów. Jak to widać na ryc. 1 na E od Żurawna wkracza Dniestr na Podole, najpierw Opolskie, potem właściwe.

W porównaniu z biegiem dotychczasowym, od Żurawna począwszy wchodzi tu Dniestr w obszar odmienny, gdzie koryto jego leży poniżej podstawy utworów miocénskich, gdy przed tym znajdowało się w kontakcie wyłącznie tylko ze stropem miocenu, abstrahując od utworów młodszych.

Od ujścia Złotej Lipy Dniestr płynie środkiem pasa gipsowego, poczym przerzuca się na jego stronę zewnętrzną, północno-wschodnią, trzymając się jej ściśle aż do ujścia Niczławy, skąd aż do Żwańca posuwa się ponownie w obrębie pasa gipsowego.

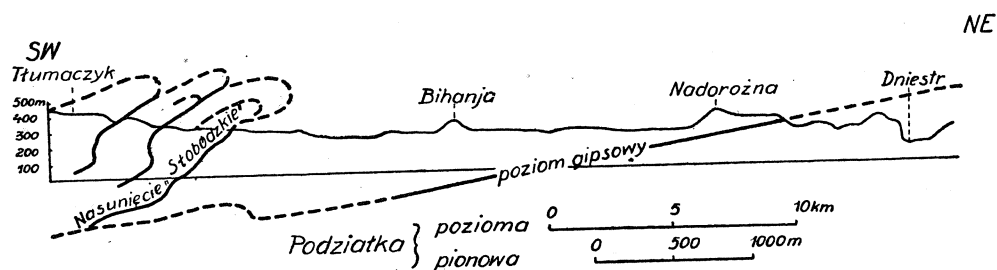
Zajmiemy się rozważeniem ile w tym przebiegu jego doliny można kłaść na karb roli gipsów. Jeden moment natury ogólnej nie ulega tu wątpliwości: ze wszystkich skał, z którymi Dniestr wchodzi w kontakt jako główny dren swego obszaru, pokład gipsowy posiada w sumie najmniejszą odporność na czynniki erozyjno-denudacyjne. Ta okoliczność w związku ze stosunkowo znaczną miąższością od 10 do 20 m czyni z pokładu gipsowego słabą stronę, punkt zaczepienia dla czynników niszczących dla każdego zespołu skalnego, wśród którego występuje. O tyle można przypuszczać zasadniczo i z góry, że przy tak widocznym z mapy kontakcie poziomym gipsowego z potężnym czynnikiem erozyjno-denudacyjnym, jakim jest arteria dniestrowa, te właściwości gipsu doszły do głosu.

W stratygrafii synklinorium paratetydzkiego obok interkalacji osadów gipsowych w tortonie ważna dla naszego zagadnienia rola przypada innej jeszcze okoliczności. Dawno już zauważono¹⁾, że miąższość gipsu od 5 do 10 m na Podolu wzrasta ku Pokuciu do 40 m, a jak wiemy dziś, dochodzi ona ku Karpatom do 100 m. Podobnie, ale na większą jeszcze miarę wzrasta ku Karpatom grubość młodszych pokrycia gipsów. Gdy na Podolu jest ona tak nieznaczna, że w wielu wypadkach utwory te nawet nie zostały wyróżnione przez kartujących geologów, w Wierzbowcu przekracza 1300 m.

Dalszym momentem wchodzącym tu w rachubę, to przeciwieństwo zachowania się na z i o m u czaszy w stosunku do u p a d ó w w a r s t w. Stosunki te ilustruje ryc. 4

¹⁾ T e i s s e y r e W: Atl. Geolog. Gal. VIII, str. 297.

(wykonana z użyciem profilu C z y ż e w s k i e g o¹⁾) jako podkładu), na której wkreślono poziom gipsowy i nasunięcia słobódzkie. Gipsy zapadają ku SW a powierzchnia terenu obniża się w kierunku przeciwnym. Widać tu też schemat budowy czaszy synklinorium paratetydzkiego. Jego skrzydło dłuższe, północno wschodnie, zapada połoego ku SE, zaś ramię południowo zachodnie, które w czasie sedymencji tortonu miało upad zapewne dość stromy, lecz ku NE, uległo zgięciu jak złożona kartka papieru i przesunięciu ku NE tak, że zapada ku SE podobnie jak ramię NE. Kąt zapadu jest tu suponowany. Przed tym synklina przypominała książkę na $\frac{3}{4}$ otwartą, obecnie takąż, otwartą na $\frac{1}{4}$ lub w ogóle lekko odchyloną. To nasunięcie antyklin



Ryc. 4.

Przekrój przez Pokucie NW (Querschnitt durch Pokucie NW).

a raczej łusek słobódzkich, oczywiście naciskanych przez płaszczowiny karpackie jest też powodem wzniosów powierzchni od strony Karpat mimo faktycznego wciskania w głąb zgniecionych zawias synkliny podkarpackiej.

I tu, w owym przeciwieństwie między zachowaniem się powierzchni naziomu odpadającego od Karpat a poziomów warstw podolskich zapadających pod Karpaty, trzeba szukać zawiązku doliny Dniestru koncentrującego w sobie odpływ wód swej zlewni ku basenowi morza sarmackiego, cofającego się ku SE. Wytwarza się w profilu Podole—Pokucie—Karpaty następująca sytuacja. 1. Powierzchnia Podola zgodnie z upadem warstw pochyla się ku Karpatom. 2. Powierzchnia naziomu Karpaty—Pokucie pochyla się ku Podolu, przeciwnie niż warstwy tortonu zapadające ku Karpatom. 3. Na skutek zwarcia się ze sobą tych dwóch

¹⁾ l. c. 1931, str. 13.

pochylających się ku sobie powierzchni powstaje rynna, której oś jest pochylona ku SE, a Dniestr płynie zasadniczo tą rynną.

Jednakże sytuacja z p. 3. nie jest pierwotną. Początkowo, przy ustępowaniu morza buhłowskiego sedno czaszy podkarpackiej, a więc gdzieś w okolicy dzisiejszych nasunięć lub jeszcze nieco dalej ku SW, było miejscem zbierania się wód i linią ich odpływu ku SE. Ustępowanie morza można sobie wytłómaczyć tylko ogólnym, długofalowym wyniesieniem obszaru, z którym w parze szło nasuwanie się mas fliszowych i slobódzkich. Wedle świadectwa M. i J. Łomnickiego, Bieniasza, W. Teisseyre'a, Czyżewskiego i Polańskiego obszar Pokucia jest zasłany żwirami karpackimi aż do dzisiejszych wysoczyzn świadków erozyjnych, takich jak Bihania, Nadorożna, Solnik i in. (Poziom Łojowy H. Teisseyre'a). Żwiry te ciągną się mniej więcej do linii A ryc. 5 na północy. Trzeba przyjąć, że owo długofalowe wyniesienie miało amplitudy w różnych miejscach rozmaite, a w tym wypadku większe przy Karpatach niż na ich przedpolu. Przyspieszenie wypiętrzania obok nasunięć płaszczowinowych stwarzało sposobność wzmożonej erozji i denudacji. Rzeki karpackie o dużym spadku, wychodząc z Karpat, zrzucały materiał przy wyjściu w synklinę, sypiąc duże stożki, te zaś odpychały koryto głównej arterii w kierunku NE, t. j. ku Podolu.

4. Znaczenie starych żwirów karpackich.

Z przedstawienia Bieniasza, W. Teisseyre'a i Polańskiego znamy w przybliżeniu skład owych żwirów. Wymieniono z nich piaskowce jamnieńskie, kwarcyty, żylne kwarcy, różnobarwne rogowce, jaspisy i in., ale i „odtoki“ białych piaskowców dewońskich¹⁾, czemu przeczy Polański²⁾. Oczywiście sprawa wymaga osobnych studiów petrograficznych z uwzględnieniem ewentualnych różnic w składzie w kierunku poziomym i pionowym, dla zobrazowania selekcji transportowej i uwydatnienia

¹⁾ W. Teisseyre w Atl. Geol. Gal. VIII, str. 186.

²⁾ l. c. str. 70.

skutków rozmaitej odporności na ścieranie w czasie transportu. Obecność takich skał jak jaspisy, kwarcze żyłne i kwarcyty zacieśniałaby może pochodzenie tych żwirowisk do Karpat wschodnich (krystalinice marmaroskie), jednakże i to trzeba by poprzeć osobnymi badaniami. Ich wiek odnoszono najchętniej do plejstocenu, choć W. T e i s s e y r e pisał o możliwości należenia ich do poziomu młodo trzeciorzędowego. P o l a ń s k i (1929) oddziela żwirowiska najwyższe (jego szósta terasa) od niższych i przypisuje im wiek plioceniński, co — jak widzieliśmy w części stratygraficznej znalazło zgodę badaczy późniejszych.

Autor ten pisząc o rozmieszczeniu poziomu tych żwirów podaje, iż na N sięgają one poza linią kolejową czortkowską, a więc mniej więcej do linii A na ryc. 5. Leżą one wedle niego na wyżynach wododzielnych. Badania J. Ł o m n i c k i e g o i C z y ż e w s k i e g o wykazały, że ku SW sięgają one aż po Karpaty. Ich rozmieszczeniem pionowym zajmują się głównie B i e n i a s z, W. T e i s s e y r e, R o m e r, P o l a ń s k i i C z y ż e w s k i. Wedle P o l a ń s k i e g o poziom ten na odcinku Dniestru Bukówna — Uniż osiąga średnio wysokość 340—350 m, następnie dźwiga się aż do 380 m w okolicy Kopaczyńce Chmielowa i 400 m koło Złotego Potoka, potem ku SE opada do 310—320 m na karcie Mielnicy. Widać wyraźny związek tego wzniosu z wypiętrzeniem widocznym na ryc. 3. Jeżeli do tego obrazu dodamy wyniki spostrzeżeń C z y ż e w s k i e g o, to zauważymy, że żwirowiska, wedle wszelkiego prawdopodobieństwa równowiekowe, od 520 m na NW od Dobrotowa, przez około 460 m na S od Majdanu Średniego, opadają na wzgórzach Hostowsko-Chocimierskich do wysokości 360—380 m podobnie jak na wyniesieniach zbliżonych do Dniestru (Nadoróżna, Solnik).

Omówione wyżej rozmieszczenie żwirów na krezie, jak widać zgodne z hipsometrią powierzchni gipsów (ryc. 3) pozwala na uchwycenie w przestrzeni i w czasie powstania formy o charakterze antyklinalnym łączącej Podole z Pokuciem. Jasna jest bowiem w ten sposób intersekcja łuku pasa gipsów z maksimum wygięcia między Chocimierzem a Obertynem (ryc. 1 i 3). Łuk ten jest wyrazem owego wypiętrzenia deformującego pierwotną powierzchnię o charak-

terze penepleny. Deformacja ta obejmuje oczywiście także przyległą część „Pokucia Zachodniego“ (C z y ż e w s k i), powstała jako forma antyklinalna na wskutek przyspieszenia wzniosu ogólniejszego Podola i Pokucia po osadzeniu żwirów, a więc w granicach górny pliocen-plejstocen.

P o l a ń s k i podaje, że na odcinku Kopaczyńce-Chmielowa (l. c. str. 83), a więc na kulminacji widocznej na ryc. 3, jego terasa 5 (esplanada) ulega również antyklinalnemu wygięciu, czyli że ruch przyspieszonego wypiętrzenia nie ustaje z dolnym plejstocenem lecz przechodzi i do górnego. Jednakże graficzne przedstawienie tej sprawy u P o l a ń s k i e g o na ryc. 24 nasuwa wątpliwości. Terasa starsza, a więc plioceńska została w tym samym miejscu (Kopaczyńce) wypiętrzona d w u k r o t n i e: raz w interglacjale Mindel—Riss, drugi raz w interglacjale Riss—Würm I. Zaś terasa młodsza (piąta, czyli esplanada) uległa w tym miejscu r a z tylko takiej deformacji, mianowicie przy owym drugim podniesieniu i to razem z poprzednią. Otóż e f e k t w y g i ę c i a t e r a s y s z ó s t e j, starszej, p o w i n i e n b y ć z n a c z n i e w i ę k s z y, gdy na tym rysunku jest raczej odwrotnie, a co najmniej jest on tu taki sam. To jest jednak niemożliwe.

Jeżeli zaś zaszeregowanie teras jest ściśle a rysunek odpowiada faktom, w takim razie nie można go inaczej interpretować niż tak, że podniesienie nastąpiło t y l k o r a z, mianowicie po osadzeniu terasy niższej, piątej a więc wedle terminologii S z a f e r a w interglacjale mazowieckim II, jeżeli chronologia P o l a ń s k i e g o jest poprawna. Wobec tego w czasie między osadzeniem się żwirów dolno plioceńskich a tym podniesieniem działała tylko erozja o efekcie wedle P o l a ń s k i e g o 40—60 m.

Ważną jest rzeczą stwierdzenie, na czym leżą żwiry, albowiem w ten sposób można ustalić stopień przygotowania erozyjno denudacyjnego doliny Dniestru przed momentem sedymentacji żwirowisk starszo plioceńskich i w jego czasie. Tu opieramy się na mapach Atlasu Geol. Gal. notując miejsca styku żwirów z poszczególnymi formacjami, jak też na danych dostarczonych w różnych czasach przez A l t h a, Bieniasza, M. Łomnickiego, Dunikowskiego, Bąkowskiego, Rudnickiego i Polań-

s k i e g o. Okazuje się, że na wszystkich mapach A. G. G. przeciętych przez Dniestr zaczynając od ark. Kałusza aż do ark. Mielnicy żwiry te leżą tak, że począwszy od warstw dolno sarmackich (Dźwinogród n. p.) wchodzą w kontakt z wszystkimi oddziałami tortonu i kredy a wyjątkowo nadcinają też dewon (Siekierczyn Uścieczko, Żezawa, Pieczarnia a nawet sylur, n. p. Okopy). Tego ostatniego nie można jednak uważać za pewne wobec tego, że rzadkie te miejsca, w których mapy A. G. G. podają występowanie tych żwirowisk bezpośrednio na powierzchni paleozoicznej mogą one częściowo należeć do terasy młodszej (5-tej) P o l a ń s k i e g o, która na pewne jest już silnie wcięta w paleozoik. Dotychczasowe dane rozstrzygają jednak fakt dotarcia owej starej erozji Pradniestru nie tylko do gipsów ale i do ich wszystkich podkładów dolno tortońskich a nawet kredy (n. p. Bukówna).

Na ogół w występowaniach północnych widać szutry nad trzeciorzędem, często już poniżej gipsów, zaś na E nad dolnym sarmatem. Ku Dniestrowi schodzą one aż do paleozoiku.

Notujemy zatem, że zasadniczo przed osadzeniem się żwirów karpackich, a więc w odcinku czasu wolnym już od morza (sarmat średni i górny), na płaskich, jeszcze mało wyniesionych obszarach rozpoczęła tu pracę erozja, dzięki której sedymentacja szutrów dolno plioceńskich kładzie się na pokrywie miocenej zdartej w liniach koryt rzecznych aż do podstaw kredowych i paleozoicznych. Trzeba podkreślić, że w tym czasie koryta rzek nie są tu długo jeszcze kanyonami. One „znajdowały się . . . wysoko na idealnym pomoście, wyrównującym rozpadliny płaskowyżu dzisiejszego . . .”¹⁾.

Materiał żwirów pochodzi z Karpat. Przyjmujemy zgodnie z wnioskami J. Ł o m n i c k i e g o i C z y ż e w s k i e g o, że przynoszą go z południa rzeki karpackie. Praca sedymentacyjna postępowała przypuszczalnie stożkami nasypowymi od Karpat ku Podolu aż do linii A ryc. 5. W ten sposób dolina Pradniestru średnio i górno sarmackiego uległa zasypaniu. Dokonywały tej pracy prawdopo-

¹⁾ T e i s s e y r e W. A. G. G. VIII. str. 142.

dobnie Bystrzyce i Prut z dopływami i tak doszło do powstania rodzaju penepłeny podkarpacko podolskiej, o której pisze H. T e i s s e y r e¹⁾.

W tych warunkach pogranicze Podola i Pokucia znalazło się jakby w polu działania dwóch czynników w pewnym stopniu sobie przeciwdziałających:

1. Grupa dopływów karpackich zasypywała obszar osadami karpackimi podlegającymi prawu stożków, gdzie żłobienie nie może zejść poniżej poziomu wierzchołka stożka napływowego. Więc na przedpolu Karpat aż dość daleko w kraj Podola wyrazem działalności tych dopływów jest sedymentacja. Kierunek działania tego czynnika p o z y t y w n e g o jest od Karpat ku Podolu, a więc ogólnie od SW ku NE.

2. Od NW ku SE, za cofającym się morzem sarmackim, a więc prostopadle do tamtego kierunku, działa Dniestr. Jego działalność jest w sarmacie erozyjna. Jak przypuściliśmy wyżej, koryta Dniestru pierwotnego trzeba szukać w sednie czaszy podkarpackiej. W konsekwencji dalsze przypuszczenie, że dopływy p o d o l s k i e uchodziły do tego Pradniestru dalej ku S niż dziś, może aż do sytuacji dzisiejszego Prutu pod Kołomyją. Dniestr odpychany następnie coraz dalej ku N przez stożki karpackie doszedł wreszcie do swego północnego położenia w pozycji A—A ryc. 5. Stożki karpackie wypełniły dawniejsze łóżyska na S.

3. Nie ulega wątpliwości, że koryto Pradniestru w położeniu A—A ryc. 5 jest starsze niż koryto dzisiejsze. Więc jakkolwiek by się przedstawiała historia dotarcia żwirów karpackich do pozycji A—A, to w następnym stadium Dniestr przesuwał koryto swe w kierunku SW aż do położenia dzisiejszego.

4. W położeniu dzisiejszym koryto Dniestru jest ustalone przez głębokie wcięcie.

Jest oczywiste, że do czynników pierwszorzędnych należy tu w zachowaniu się Dniestru jako całości, zachowanie się jego podstawy erozyjnej, t. j. poziomu Morza Czarnego. Zostało ono jednak naświetlone przez badaczy tego morza

¹⁾ l. c. str. 443.

jak i przez mych poprzedników tak, że ze swej strony w tym przedmiocie nie mam nic nowego do dodania.

5. Rola gipsów w historii Dniestru.

Ze zgromadzonych powyżej spostrzeżeń i wniosków następujące uwydatniają rolę gipsów w dolinie Dniestru. Morze dolno tortońskie opuszcza tę część synklinorium paratetydzkiego. Dzieje się to pod wpływem ruchów dających:

1. w Karpatach nasunięcia podążające do „przedrowu“, którym jest

2. czasza synklinorium;

3. na przedpolu Karpat, na krezie podolsko wołyńskiej, powodują te ruchy wypuklenie się płaskiej, długofalowej formy o charakterze siodłowym — antyklinorium metakarpackiego wschodniego ryc. 2;

4. powstanie jeszcze bardziej płaskiego synklinorium sarmackiego, otaczającego wielkim łukiem formę antyklinálną pod 3.

Wody Pradniestru ściekają zwolna osią czaszy, zapadającą łagodnie ku SE do ustępującego morza sarmackiego. Dopływy lewoboczne tej rzeki ściekają do niej, meandrując po płaskim podłożu. Prawoboczne niosą z młodych gór będących w sile ruchu, obfity materiał potamoklastyczny. Układają go na załamaniu spadku, przy wyjściu z gór, w stożkach. Stożki wypierają Pradniestr ku Podolu aż do pozycji A—A ryc. 5. Przy tym spychaniu Pradniestru ku północy Dniestr wywozi znaczne ilości z czoła tych nanosów daleko ku SE, bagrując jednak za ich pomocą swe dno tortońskie (czas: dolny pliocen). Wkrótce jednak efekty tej pracy zaciera postępująca sedymentacja dopływów karpacczych. W ten sposób dochodzi do połowy pliocenu, gdyż szutry eksportowane posiadają na obszarze besarabskim legitymację wiekową dolnego pliocenu.

Strefa wahań Dniestrowych dotarłszy do maksymalnego, północnego zasięgu na Podolu, wraca ku południowi. Ten powrót jest spowodowany przez ożywienie amplitudy wyniesień antyklinálnych między Żółtą Lipą a Seretem, silniejszych od wschodu z kulminacją ryc. 3 nad dolną Strypą. Tu

Dniestr przechodzi na północną stronę strefy gipsów. Wzniesienie jest silniejsze na krezie, słabsze w czaszy.

Szutry plioceńskie są formacją przemakalną i leżą, w miarę zbliżania się do Dniestru od północy na coraz starszych poziomach miocenu, aż do jego podstawy włącznie. W ten sposób pokrywa gipsów w wielu miejscach już przed osadzeniem się szutrów w wielu miejscach przestała być szczelna.

Zatem gipsy już od czasu sarmackiego, a co najmniej od dolno plioceńskiego podlegały procesom rozpuszczania. Dlatego na południowej części pola meandrowań Dniestru istniały warunki powstawania strefy o znamionach krasowych z poziomem nieprzepuszczającym kredy i paleozoiku leżącym o dobrych kilkadziesiąt metr. poniżej poziomu tak łatwo rozpuszczalnego jak gipsy. Dniestr odpychany z wypiętrzającego się Podola ku SW nie mógł już przekroczyć tej krytycznej strefy, często musiał korzystać z zawałisk, lejów i dolin zilustrowanych na podstawie dzisiejszych stosunków przez Ł o z i ń s k i e g o ¹⁾ i dostosowywać do nich szczegóły swego koryta. Przy dalszym podnoszeniu się tej części Podola, wobec niemożliwości ześlizgiwania się dalszego ku SW, praca Dniestru musiała być głównie erozyjna i tak doszło do wcięcia się koryta w kredową i paleozoiczną podstawę miocenu. Gipsy „wiszące” nad korytem jego i jego dopływów uległy bardzo znacznej redukcji, zwłaszcza od strony północnej na obszarze między Złotą Lipą a Seretem (maksimum wzniosu) tak, że Dniestr był zmuszony ustalić swe koryto po północnej stronie nieprzerwanego pasa odsłoniętych gipsów nie zaś po południowej jego stronie, na obniżeniach pokuckich.

Na ten stan wpłynęła też pewna, podniesiona wyżej okoliczność. Jak przedstawiałem w rozdziale 1, przy zejściu z Podola ku Pokuciu miąższość tortonu nadgipsowego wzrasta bardzo wydatnie. Linia wyłaniania się gipsów z pod pokrywy utworów nadgipsowych, jej posuwanie się ku SW pod wpływem denudacji, jest wypadkową dwóch czynników przeciwstawiających się sobie. Gdy pochył powierzchni styku gipsów z nadkładem powodował przesuwanie się tej

¹⁾ Jahrbuch d. Geol. R.—A., 1907, str. 717 i tab. XVI, ryc. 2.

linii ku SW, to grubiejąca coraz potężniej pokrywa utworów nadgipsowych hamowała tę akcję coraz silniej.

Jest faktem, że w swym cofaniu koryta ku SW pod wpływem podniesienia się Dniestr nie został zahamowany przez zadenienny z licznych poziomów miocenu tylko przez poziom gipsowy, jak tego dowodzi mapa ryc. 1. Dniestr tedy nigdy nie tylko nie zdołał przekroczyć pasa gipsów, lecz ponadto na obszarze między Żółtą Lipą a Seretem, a więc na obszarze podnoszenia się przyspieszonego, pozostał on po zewnętrznej stronie pasa gipsów. Również ważną jest tu następująca okoliczność, należąca do tej samej sorty zjawisk. Warstwy Podola (krezy) zapadają ku czaszy podkarpackiej. W czaszy, jak wiadomo, warstwy dolno tortońskie zapadają dalej ku SW z tym, że upad ich tutaj nawet się zwiększa. Inaczej, jak widzieliśmy, ma się rzecz z górnym tortonem czaszy. Nie tylko jego powierzchnia, ale i jego najwyższe warstwy wznoszą się na ogół wyżej przy Karpatach. Np. powierzchnia górnego tortonu w wierceniu Mazur (Równe) wznosi się tu do wysokości 300 m n. p. m., gdy w okolicy Żurawna nad Dniestrem pojawia się górny torton często w wysokości 250—260 m. Między Mikołajowem a Jezupolem dolina dzisiejszego Dniestru przedstawia najgłębsze obniżenie powierzchni górnego tortonu (254—212 m) przy czym możnaby odliczyć na erozję co najwyżej jakich 50 m. Inaczej przedstawia się sprawa dalej ku SE. Tu Dniestr jest „uwięziony” na Podolu po zewnętrznej stronie pasa gipsów zaś obniżenie powierzchni istnieje w dolnym biegu Bystrzycy, Worony, a dalej ku E widać je na każdej mapie warstwicznej od podziałki 1:1,250.000 zaczynając. Biegnie ono dnem płaskiego obniżenia „Zadniestrza Olszanicko-Tłumackiego” (Czyżewski), bogatego w stawy i stawiska, przez Chocimierz, Czortowiec, Okno, Werenchanę i Zastawną ku Dniestrowi pod Uściem Biskupim, względnie ku Prutowi pod Czerniowcami.

Jednak w obu wypadkach, a raczej odcinkach, linia ta czyni wrażenie obojętnej osi synkliny (czaszy) podkarpackiej, która się posunęła ku NE z pierwotnego położenia przy, lub pod nasunięciem karpackim. To płaskie obniżenie, doskonale zarysowujące się w terenie, wywołuje także wrażenie koryta rzeki w terenie zgrzybiałym i od Chocimierza

do Okna (SW od Uścia Biskupiego), na 70 km długości posiada spadek 0,08‰. Z tego nieckowatego obniżenia nie korzysta dziś ani Dniestr ani Prut, obszar jego odwadnia się do doliny Prutu, odleglejszego niż Dniestr, a jego stosunki z Dniestrem są zupełnie zerwane (asymetria dorzecza tej części Dniestru, wedle W. P o l a i C z y ż e w s k i e g o).

I tu znów w sieci rzecznej obserwujemy równoległe współistnienie kilku zjawisk, które byłoby trudno kłaść na karb przypadku. 1) U Dniestru brak dopływów prawobocznych na E od ujścia Bystrzycy z wyjątkiem króciutkich torrentów. 2) Od tegoż właśnie miejsca Dniestr poczyną płynąć po N stronie pasa gipsów, gdy od Żurawna płynął jego środkiem. 3) Od tegoż miejsca poczyną się pod Karpatami domena nowego elementu hydrograficznego, dorzecza Prutu, który obejmuje odwodnienie Karpat i całej wschodniej części „czaszy” podkarpackiej, gdy wyżej Dniestr odwadniał zarówno Podole jak Karpaty. 4) Pozostaje niecka Tłumacko-Zastawniańska nie użyta obecnie jako koryto przez żadną większą rzekę.

Sprawy objęte p. 1 i 2 łączą się ze sobą organicznie. Odkryty obszar gipsowy po S stronie Dniestru odwadnia się do Dniestru. Tam jednak, gdzie na S od pasa gipsowego występuje w jego stropie pokrywa warstw nadgipsowych, zaczyna się ściek wszystkich wód do zlewni Prutu. Dniestr panuje hydrograficznie nad domeną podziurowanego krasowo pola gipsów, nieprzekraczalnego dla niego ku S mimo pochyłu nie tylko warstw ale i powierzchni szczytowej w tym kierunku. Dopiero od miejsca, gdzie ustaje działanie „sita” gipsowego, przychodzi do głosu pochył: w pierwszej linii do starego koryta C (ryc. 5), które zostaje następnie zajęte przez Prut (C z y ż e w s k i). Bez specjalnych badań nie można rozstrzygać czy koryto C było etapem pośrednim w walce Prutu z Dniestrem, gdzie jeszcze Prut wpadał do Dniestru, płynąc jakiś czas równoległe prawie do niego w pozycji C, a dopiero później skierował się, prawdopodobnie drogą kaptazu ku bramie Czerniowieckiej. Więc w relacji punktów 3 i 4 do poprzednich nie możemy się w tej chwili wysunąć poza sferę przypuszczeń. Do niej należy też ewentualny wpływ elewacji grzbietu Hostowsko-Chocińskiego (C z y ż e w s k i).

Do powyższych przypuszczeń nie przywiązuję jednak większej wagi, podnoszę je jako pewne konsekwencje rzeczy właściwych będących przedmiotem niniejszej pracy. Takich hipotez nasuwa się wiele w związku z poruszonymi wyżej zagadnieniami, nie można ich jednak rozwiązywać bez badań terenowych.

Zusammenfassung.

An der Figur 1 fällt die Tatsache auf, dass der Dniestrfluss auf der Strecke zwischen Mikołajów und der Landesgrenze im Osten eng mit der Zone der subpodolischen Gipse verknüpft ist.

Zur Erklärung dieser Beziehung werden stratigraphische, tektonische und paläogeographische Angaben herangezogen. Der Dniestr fliesst in seinem Oberlaufe bis nach Żydaczów, abgesehen von den holozänen und den pleistozänen Bildungen, an der Oberfläche des Torton, weiter durchschneidet er das Torton und ist ungefähr bis nach Uście Zielone in der Oberkreide eingebettet; weiter folgen sukzessive der Jura, das Devon und das Silur, in welchen der Dniestr cañonförmig eingetieft ist. Von all diesen Bildungen spielt das Torton gegenüber dem behandelten Problem die herrschende Rolle, da die subpodolischen Gipse dieser Stufe angehören.

Auf die stratigraphischen und paläontologischen Ergebnisse der Untersuchungen von W. F r i e d b e r g stützt sich die erörterte Stratigraphie der tortonen Bildungen des polnischen Teiles der miozänen Parathetys (L a s k a r e f f) im Vorlande der Karpaten. Die chemischen Ablagerungen gehören hier dem untertortonischen Meere an, welches während der ariden, subtropischen Klimaphase die bekannten Salz- (Wieliczka, Kałusz u. a.) und Gipssedimente abgelagert hat. Diese werden von den Grabowiecer Schichten (Mitteltorton, mit dem untertortonischen Faunagepräge), dem Buhlovian (Obertorton) und schliesslich vom Untersarmat (vgl. Abb. 2) bedeckt. Dem Unterpliozän gehören dann die „karpatischen“ Schotter an, welche in Podolien bis an die Linie A—A der Abb. 5 gegen N reichen.

Der sarmatische bzw. der unterpliozäne Urdniestr floss vermutlich nahe dem in Bildung begriffenen Karpatenrande, von wo er dann durch die Schuttkegel der Karpatenflüsse (Pruth inbegriffen) gegen Podolien bis in die Lage A—A Abb. 5 verdrängt wurde. Früher, oder höchstens gleichzeitig hat sich sein Bett stellenweise bis zur Unterlage des Miozäns eingeschnitten, denn so tief lagern die unterpliozänen Schotter. So wurden die gegen SW fallenden subpodolischen Gipsablagerungen (Abb. 4 und Profile S. 177) blossgelegt, bzw. den Atmosphärenten zugänglich gemacht. Es entwickelte sich im Oberpliozän und im Unterpleistozän das Karstphänomen an der Gipszone. Im Oberpleistozän (?) erfolgt die Hebung des Südteiles von Podolien (vgl. Abb. 3). Der Dniestr wird durch dieselbe gegen SW abgedrängt, um an der Gipszone in dieser Bewegung angehalten zu werden. Infolge der fortschreitenden Hebung hat er sich in die Kreide und das Paläozoikum cañonartig eingeschnitten. Seine karpatischen Zuflüsse wurden inzwischen von Osten her vom Pruth angezapft.