

PASMO GÓR CZYWCZYŃSKICH

Studjum petrograficzno-geologiczne

OPRACOWAŁ

JULJAN TOKARSKI

Z WSPÓŁUDZIAŁEM

M. KAMIĘŃSKIEGO, Z. PAZDRY,
K. SMULIKOWSKIEGO i M. TURNAU

(z mapą geologiczną, 22 rycinami w tekście
oraz 10 tablicami mikrofotograficznymi).

La Chaîne de Czywczyn

Etude pétrographique et géologique

*(avec une carte géologique, 22 figures et
10. planches mikrophotographiques).*

KRAKÓW 1934

NAKŁADEM POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO.

PAMIĘCI
HUGONA ZAPAŁOWICZA,

Niestrudzonego Badacza Przyrody,
w 50-tą rocznicę wydania karty geologicznej
pokucko-marmaroskich Karpat granicznych,

pracę tę poświęca

AUTOR

Wstęp.

Południowo-wschodni zakątek Karpat dorzecza górnego Białego i Czarnego Czeremosza nie był od czasów Zapałowicza (1883) przedmiotem szczegółowych badań petrograficznych i geologicznych.

Złożyły się na to różne przyczyny. Jedną z nich była niewątpliwie znaczna odległość wymienionego obszaru od ośrodków kulturalnych. Geolog, wybierający się do pracy w źródłiska Górnych Czeremoszów, był skazany do pewnego stopnia na łaskę losu. Musiał liczyć się z tem, iż po znojnym dniu pracy przy zdjęciach niezawsze znajdzie wygodne miejsce do odpoczynku. We wielu razach mógł liczyć najwyżej na jakiś szałas pasterski lub własny namiot. Nie lepiej przedstawiała się sprawa samego dojazdu w wymieniony obszar, skoro najbliższe polskie stacje kolejowe (Worochta, Kołomyja) znajdowały się w odległości niedającej się opanować jednym dniem jazdy podwodami, wierzchem lub pieszo. Stosunki komunikacyjne dozwalały do roku 1927 na względnie wygodne dostanie się najwyżej do Burkutu. Wygodny gościniec, wiążący tę miejscowość z Worochtą i Żabiem, został atoli w tym roku zniszczony przez gwałtowną powódź tak doszczętnie, że do chwili obecnej nie zdołano go naprawić, a komunikacja z Burkutem jeszcze najwygodniej odbywa się wierzchem.

Powyżej wymienione trudności nie mogą być jednakże uważane za wyłączne przeszkody przy opracowaniu geologicznem terenu. Wszak Zapałowicz, zdejmujący przeszło 50 lat temu cały obszar Karpat Pokucko-Marmaroskich, zatem około 30 razy większy od terenu opracowanego w niniejszej rozprawie, napotykał na te same trudności i mimo tego zdołał go zdjąć geologicznie z dokładnością wzorową w przeciągu dwóch letnich sezonów.

Przyczyną pominięcia tych okolic w badaniach geolo-

gicznych, zorganizowanych w odrodzonej Polsce, był niewątpliwie ten fakt, iż obszar źródliskowy Czeremoszu nie wzbudzał bezpośredniego zainteresowania praktycznego. Zarówno Polski Państwowy Instytut Geologiczny, jakoteż prywatne firmy (naftowe) były zaabsorbowane obszarami praktycznie ważniejszymi, zatem n. p. węglowemi, naftowemi, solnemi i t. p.

Karpaty Czywczyńskie były pod względem geologicznym nieznane i zapoznane. Dopiero w ostatnich latach wśród zdjęć karpackich zbliżają się geologowie do wymienionego obszaru (Ś w i d e r s k i). Stan faktyczny zatem przedstawiał się w ten sposób, że tylko sporadycznie był powyższy teren i przygodnie odwiedzany przez geologów i petrografów, a w literaturze odnośnej spotykamy tylko nieliczne o nim wzmianki (K r e u t z, Ł u n i e w s k i, N o w a k, Ś w i d z i ń s k i, S z a j n o c h a). Ostatnim wyrazem znajomości geologicznej i petrograficznej tego terenu jest zatem mapa i „szkic“ Z a p a ł o w i c z a. Mapa Z u b e r a i tekst do niej (Atlas geolog. II), wydana w tym samym okresie, co praca Z a p a ł o w i c z a, pod względem wartości swojej nie dorównuje wymienionej poprzednio. Rzecz staje się niezrozumiała wobec sumienności oraz metody, jaka przebija się w innych pracach niezapomnianej pamięci profesora Z u b e r a. Możliwy tylko chyba tem wytłumaczyć zjawienie się pracy Z u b e r a w publikacji, w formie niedoskonałej, iż jakiś czynnik tę publikację przyspieszył.

Wymieniony obszar Rzeczypospolitej objęty niniejszem studjum przedstawia się jednak interesująco, a to nietylko ze względów ogólnych geologicznych, ale i praktycznych. Wszak jego kręgosłupem są formacje krystalicznych skał, a o samym Czywczynie, kulminującym wysokością nad obszarem, wiadomem było, iż góra ta jest zbudowana ze skały typu wulkanicznego.

Nie trzeba tutaj bliżej uzasadniać, jak ważnymi dla znajomości geologicznej Karpat są badania ich „trzonów krystalicznych“. Serja krystaliczna Czywczyńska jest poza Tatrami i masywem wołyńskim trzecią pod tym względem ważną jednostką geologiczną Rzeczypospolitej.

Rzecz stała się ważna z tego powodu, że znakomita praca Z a p a ł o w i c z a, jeśli idzie o jej część petrogra-

ficzną, skonstruowaną przed 50 laty zgórą, przestała już odpowiadać wymogom nowoczesnej petrografji.

Dawniejsze prace o górach Czywczyńskich wymieniają punkty, w których zarejestrowano stare roboty górnicze.

Możliwość znalezienia tutaj surowców górniczych była uzasadniona występowaniem różnych rodzajów kruszców w przyległym rejonie marmaroskim, którego częścią północno-zachodnią jest obszar skał krystalicznych nad Czereмосzem. Potwierdzały tą możliwość przynieszone z powyższego obszaru od czasu do czasu do pracowni mineralogicznych Politechniki i Uniwersytetu ułamki rud, znalezionych w tym obszarze.

Wyżej wymienione względy zdecydowały o tem, iż zostały podjęte szczegółowe zdjęcia w obszarze źródłiskowym Czereмосza, a na przyspieszenie samej pracy wpłynął między innymi i ten fakt, iż rozeszła się swego czasu pogłoska o projekcie wymiany tego zakątka Rzeczypospolitej za odpowiedni odcinek Pokucia, przylegającego do Zaleszczyk. Przed taką wymianą teren powyższy musiał chyba być poznany.

Pierwsza wyprawa wyruszyła w Karpaty Czywczyńskie w lipcu 1929. Finansował ją częściowo Bank Gospodarstwa Krajowego. Zorganizowano ją z ramienia Instytutów Mineralogji i Petrografji Uniwersytetu Lwowskiego i Politechniki. Głównym jej celem było zebranie materiału krystalicznego, występującego w powyższym obszarze, który miał być poddany w następstwie szczegółowemu badaniu laboratoryjnemu. Podczas studjów w terenie natrafiono w górnej części potoku Albin na obfite złoża materiału podobnego do grafitu. Materiał ten zalegał częściowo „in situ”. Powyższem odkryciem zdołano zainteresować Bank Gospodarstwa Krajowego i Fundację im. Hr. St. Skarbka, główną właścicielkę terenów położonych na lewym brzegu górnego Czereмосza. Obie wymienione instytucje obłożyły cały teren krystaliczny wyłącznościami górniczymi oraz sfinansowały nową ekspedycję dla szczegółowego zbadania obszaru pod względem praktycznym. Ekspedycję tą poparło wydatnie materialnie za pośrednictwem Państwowego Instytutu Geologicznego również i Ministerstwo Przemysłu i Handlu.

W ten sposób przyszła do skutku w r. 1930 druga ekspe-

dycja, której zadaniem było szczegółowe skartowanie terenu oraz w łączności z tem jego przeszukanie w celach praktycznych. Praca tej ekspedycji była już ściśle zorganizowana. Ogólne kierownictwo spoczywało w ręku autora. Kierownikiem zdjęć geologicznych był Dr. Z. P a z d r o, kierownikiem terenowych badań petrograficznych Dr. K. S m u l i k o w s k i, kierownikiem zaś robót górniczych (w obrębie rejonu występowania grafitu) Dr. M. K a m i e ń s k i. Jako naukowicy pomocnicy brali udział w tej ekspedycji pozatem: Dr. W. N e c h a y, Dr. O. P a z d r o w a, Dr. J. S y n i e w s k a, Dr. M. T u r n a u, Dr. Wł. W a w r y k i Dr. J. W d o w i a r z. Prace ekspedycji trwały przeszło 8 tygodni w miesiącu lipcu i sierpniu.

Wykonywanie zdjęć zaczęto od zachodnich granic występowania skał krystalicznych (Budyjowska), postępując systematycznie ku wschodowi. Mimo intensywnej pracy i obfitych środków, nie zdołano z powodu zmiennej pogody w tym sezonie dotrzeć do wschodnich granic obszaru t. j. do Białego Czeremosza.

Nieznaczną część terenu w dorzeczu górnego Białego Czeremosza pozostawiono do opracowania w roku następnym.

Z tej drugiej ekspedycji przywieziono do Lwowa bogaty materiał, przedewszystkiem skał krystalicznych, zebrany systematycznymi profilami z możliwą dokładnością. Materiał ten poddano opracowaniu chemiczno - mikroskopowemu. Jego pierwsze opracowanie miało na celu ustalenie typów skalnych, składających się na trzon krystaliczny pasma Czywczyńskiego. Ustalenie to było konieczne dla celów skonstruowania mapy geologicznej, którą zamierzono sporządzić w skali 1:25000.

W pracy laboratoryjnej brały udział prócz niektórych wymienionych powyżej osób: Halina G a w i ń s k a, Marja K a m p i o n i, St. B i s k u p s k i, Z. T o k a r s k i oraz лаборant Fr. P o d g ó r s k i.

Wykonano w tym okresie około 40 pełnych analiz chemicznych różnych typów skalnych oraz kilkaset analiz mikroskopowych, jakościowych i ilościowych, zużywając do tego celu około 1000 szlifów.

Organizacja pracy laboratoryjnej była następująca:

Pierwsze opracowanie skał krystalicznych i osadowych oraz pierwsza redakcja osiągniętych tu wyników spoczywała w ręku Dr. M. T u r n a u. Pierwszego zestawienia wyników badań skał amfibolowych podjął się Dr. K. S m u l i k o w s k i. Zestawieniem wyników badań rud grafitu zajął się St. B i s k u p s k i zaś manganowych Dr. M. K a m i e ń s k i.

Analiz nowoodkrytych źródeł mineralnych podjął się Dr. Wł. W a w r y k, a Dr. T u r n a u zajęła się ponadto opracowaniem materiału, składającego się na t. zw. zlepniec sułigulski.

Dr. Z. P a z d r o, pozostając w kontakcie z pracownikami petrograficznymi, zestawiał wyniki zdjęć geologicznych na odpowiedniej mapie.

W roku 1931 wyruszyła trzecia ekspedycja złożona z części tych samych osób, w celu dokonania reszty zdjęć nad Białym Czeremoszem oraz rewizji dotychczasowych badań. Celem tej ekspedycji było ponadto rozwiązanie zagadnienia występowania rud manganowych, których ułamki spotykano w poprzednim okresie w aluwjach rzecznych.

W celu umożliwienia wykonania tego zadania część osób pracujących w rejonie Czywczyna wyjechała poprzednio w obszary rumuńskie koło Jacobeny i Dorna Vatra, dla zapoznania się z geologią obszarów tamtejszych rud manganowych. Stosując w obszarze Czywczyna bardzo ścisłą metodę badań terenowych, zdołała ekspedycja w trzecim roku swojej pracy natrafić wreszcie na złoża rud manganowych, występujących „in situ”. Odnośnego odkrycia dokonali niezależnie od siebie i równocześnie dr. Z. P a z d r o, który odkrywa wychodnie rud manganowych na połoninie nad potokiem Strymba i dr. M. K a m i e ń s k i, który czyni takie same odkrycie nad potokiem Maskatyn.

Z tej ekspedycji przywieziono dalszy materiał do Lwowa, uzupełniając w ten sposób poprzednie zbiory do liczby 3000 okazów.

W czasie zimowym tego roku uzupełniano badania laboratoryjne, wykańczano ostatecznie mapę geologiczną oraz opracowano dla niej tekst. Ponadto poddano pierwszym badaniom rudy manganowe oraz wykończono wstępne badania techniczne nad wartością grafitu.

W roku 1932 wyruszyła w źródlika Czeremosza czwarta

zkolei wyprawa, finansowana przez Ministerstwo Przemysłu i Handlu (Samodzielny Wydział Wojskowy).

W tym roku głównym celem wyprawy, ograniczonej co do ilości osób, było wykonanie odkrywek w rejonie występowania rudy manganowej, celem zapoznania się z jej charakterem i wartością praktyczną. Przy tej sposobności wykonano ponownie rewizję zdjęć geologicznych w ważniejszych punktach. W laboratorium poddano w tym czasie szczegółowej analizie przede wszystkim rudy manganowe, ustalając w ten sposób ich wartość praktyczną.

W roku 1933 wyruszyła wreszcie na życzenie Ministerstwa Przemysłu i Handlu (Biura Wojskowego) piąta zkolei wyprawa w góry czywczyńskie. Jej celem było wykonanie dużych odkrywek w rejonie występowania rud manganowych nad potokiem Strymbą i Maskatynem. Do współpracy w tym ważnym odcinku zaproszono prof. J. N o w a k a z Krakowa oraz jego współpracowników doc. dr. M. K s i ą ż k i e w i c z a i dr. St. S o k o ł o w s k i e g o. Dzięki tej współpracy odkryto dalsze występowania rud manganowych „in situ“, skartowano szczegółowo odcinek manganowy, ustalając wszystkie ważne geologiczne cechy zalegania rudy manganowej. Rezultatem tej pracy jest wykonanie osobnej mapy terenów manganowych w skali 1:2000. Dla mapy tej specjalny podkład topograficzny wykonał metodą tachymetryczną inż. St. G a w l i ń s k i, przy pomocy A. T o k a r s k i e g o.

Kierownictwo robót górniczych oraz całkowita administracja ekspedycji w terenie spoczywała w tym roku w rękach dr. M. K á m i e ń s k i e g o.

Praca niniejsza jest wynikiem pięcioletnich studjów w terenie i w laboratorium. Geologicznym wynikiem tych studjów jest sporządzenie załączonej mapy w skali 1:25000 oraz tekstu tę mapę objaśniającego (Cz. II.). Wyniki badań petrograficznych zostały ujęte osobno. Część zajmująca się tym przedmiotem jest z natury rzeczy obszerniejsza. Opracowanie materiału pod względem chemicznym i mikroskopowym zostało dokonane z możliwą starannością, przez zastosowanie wszelkich możliwych środków, jakimi dysponuje współczesna petrografia. Petrografia, zwłaszcza krystalicznej części pasma czywczyńskiego, została pod tym względem ujęta odmiennie od dawnych badań w tym kierunku (Z a p a-

łowicz, Zuber). Ze względu na to, iż nie przewiduje się badań skał krystalicznych występujących w przyległym terenie rumuńskim, którego ułamkiem jedynie są krystaliczne skały polskie w rejonie Czywczyna, zastąpiono tu studia porównawcze tych skał możliwie szczegółowem i ścisłym ich zbadaniem w obrębie granic Rzeczypospolitej. W ten sposób będą miały przyszłe zdjęcia w obszarze krystalicznym Karpat Marmaroskich na terytorjum rumuńskim do dyspozycji dla celów porównawczych szczegółowo opracowany materiał skał polskich (Cz. I.).

W osobnej części (Cz. III.) zostały podane wyniki prac wykonanych nad kopalinami, występującymi w omawianym obszarze (grafit, rudy manganowe, źródła mineralne). W ten sposób powstały trzy części niniejszej monografji.

Jest miłym obowiązkiem kierownika ekspedycji złożyć imieniem swoim i członków wyprawy gorące podziękowanie Ministerstwu Przemysłu i Handlu, Bankowi Gospodarstwa Krajowego oraz Fundacji St. Hr. Skarbka, za umożliwienie badań w dzikim, lecz jednym z najpiękniejszych terenów Rzeczypospolitej oraz w laboratorium, przez hojne udzielanie subwencyj. Dzięki takiemu poparciu, które umożliwiło staranne, szczegółowe przeszukiwanie i opracowanie omawianego obszaru, wartość praktyczna źródeł górnych Czeremoszów została ostatecznie należycie oświetlona. Do listy rejonów Rzeczypospolitej zawierających cenne kruszce, przybył nowy odcinek, w którym szczegółowo zarejestrowano przedewszystkiem bogate złoża rudy manganowej.

Kierownik ekspedycji czywczyńskiej poczuwa się również do miłego obowiązku podziękowania wszystkim swoim wymienionym wyżej Współpracownikom, którzy w toku badań czy to w terenie, czy to w pracowni, nie bacząc na trudy i niewygody, niejednokrotnie ponad miarę, okazywali wiele zapału, przy pełnem zamiłowaniu i sumienności w zestawianiu materiałów naukowych.

W roku 1933 doznała ekspedycja czywczyńska szczególnego ożywienia z powodu zyskania dla współpracy w manganowym terenie profesora J. Nowaka, dr. M. Książkiewicza oraz dr. St. Sokółowskiego z Krakowa. Liczne dyskusje, przeprowadzane na miejscu z wymienionym

profesorem oraz z Jego współpracownikami, przyczyniły się wiele do wyświeatlenia niektórych trudnych zagadnień, szczególnie z zakresu tektoniki badanego obszaru.

Dr. M. K s i ą ż k i e w i c z oraz dr. St. S o k o ł o w s k i są ponadto autorami osobnej mapy geologicznej obszaru występowania rudy manganowej między Czarnym a Białym Czeremoszem.

W tym samym czasie odwiedził rejon Czywczyna również prof. St. K r e u t z z Krakowa, któremu ekspedycja zawdzięcza w równej mierze wiele cennych wskazówek i wyjaśnień natury mineralogiczno-petrograficznej.

Za ten współdział w pracach ekspedycji składa jej kierownik wymienionym badaczom Szkoły krakowskiej osobne, gorące podziękowanie.

Doznając w toku pięcioletnich badań niejednokrotnie dużych trudności technicznych w organizacji ekspedycji, spotykało się jej kierownictwo na każdym kroku z życzliwą pomocą ze strony Pp. H o f f m a n n ó w w Zarządzie lasów fundacyjnych w Burkucie.

Pomocy takiej doznawała ekspedycja również stale ze strony Władz i Urzędów miejscowych i centralnych, w tem szczególnie ze strony Wojskowości, Władz politycznych, Straży Granicznej oraz Dyrekcji Domen i Lasów Państwowych we Lwowie.

Wymienionym Instytucjom oraz Osobom składam na tem miejscu również gorące podziękowanie.

Krystaliczny teren Czeremosza, jako cząstka Karpat pokucko-marmaroskich, jest tak ściśle związany z imieniem Hugona Z a p a ł o w i c z a, który dał tu pierwsze podstawy do jego geologicznej znajomości, iż niepodobna w drugim jego opracowaniu ominąć zasług tego prawdziwie wielkiego przyrodnika.

Oto upływa 50-ta rocznica zjawienia się Jego mapy Karpat pokucko-marmaroskich.

Poznawszy dokładnie i przeżywszy osobiście udręki oraz trudności w zdjęciach terenowych, w tym pięknym, tajemniczym, lecz niejednokrotnie przykrym obszarze, podziwiamy wolę i hart tego wielkiego człowieka, który sam jeden w znacznie krótszym czasie zdołał objąć badaniami szczegółowemi tak wielki obszar. Podziw nasz jest tem

większy, iż Zapałowicz, jako botanik, podjąwszy się dla celu własnych studjów geobotanicznych w wymienionym obszarze uprzednich w nim badań geologicznych, stworzył rzecz w skończonej, wzorowej na owe czasy formie.

Z naszego podziwu wynika bezpośrednio hołd dla Jego zasług, który uzewnętrzniamy dedykacją niniejszej pracy Jego Imieniu.

Lwów, styczeń 1934.

J. Tokarski.

CZEŚĆ PIERWSZA.

PETROGRAFJA.

Zaznaczono we wstępie, iż jednym z głównych celów badań w pasmie gór czywczyńskich był szczegółowy opis wszystkich typów skalnych, występujących w powyższym obszarze. Miało się to odnosić nietylko do skał krystalicznych, głównych i najbardziej interesujących, lecz również i do osadowców mezozoicznych wszelkiego typu. Odpowiadało to zresztą współczesnym wymogom geologii. Momenty natury stratygraficznej i tektonicznej, przewijające się jako główne motywy w badaniach geologicznych jakiegokolwiek części skorupy ziemskiej, wyciskają na materiałach skalnych, jako tych części składowych, charakterystyczne piętno, zapisane w nich w odpowiednich cechach fizjograficznych. Nietylko dokumenty paleontologiczne, czy też megaskopowo dające się zauważyć cechy, wynikłe z natury tektoniki zespołów skalnych, lecz na równi sama budowa skały, jej skład mineralny, struktura i tekstura, zawierają niejednokrotnie bardzo wyraźnie zapisane ślady z historii geologicznych „przeżyć“ materiałów. Jest rzeczą odpowiedniej metody dokumenty te odkryć i umieć z nich odczytać to, co dla charakterystyki geologicznej jest ważne.

Stosując współczesne metody badań petrograficznych zwracano przede wszystkim baczną uwagę na sposób zbierania materiałów w terenie. Próbki skalne odbijano zreguły z materiału zalegającego *in situ*, przyczem dla uchwycenia pierwotnych cech skały oraz zaszłych w nich wtórnych zmian, zbierano materiał zarówno świeży, jakoteż zwietrzały. Gdziekolwiek było to możliwe, oznaczano wysokość zalegania skały, a dla ważniejszych obiektów również orientację

w występowaniu materiału skalnego. Zreguły pobierano próbki duże, wagi kilku kg. Ilość w ten sposób zebranego materiału, który w następstwie przywieziono do pracowni, wynosiła około 3000 okazów. W pracowni materiał został prowizorycznie rozsegregowany na podstawie cech megaskopowych na typy, dające się wyróżnić wzrokowo. Z tak wyróżnionych typów wykonano szlify, wielkości 2×2 cm, przy czym z niektórych okazów (zwłaszcza wyraźnie łupkowatych) wykonano szlify z przekrojów podłużnych i poprzecznych. Szlify służyły jako materiał mikroskopowy do bardziej ścisłego wyróżniania typów skalnych. Na podstawie osiągniętej tutaj orientacji wydzielono część materiału dla celów badań chemicznych. Skoro ustalono zgodność między wynikami chemicznej analizy a obserwacją mikroskopową, zdecydowano o rodzaju skały. Badanie mikroskopowe kończono szczegółowym opracowaniem fizjografji skały, jej minerałów, struktury, tekstury i t. d. Stosowano tutaj współczesne metody ilościowe do uniwersalnego stolika Fedorowa włącznie. Dla niektórych ważnych minerałów oznaczano spólczynniki załamania zapomocą metody imersyjnej. Ważniejsze rodzaje typów skalnych odcyfrowano wreszcie zapomocą odpowiednich mikrofotografij.

Pełnych analiz chemicznych wykonano 34. W jednym przypadku (barkewikit) wyizolowano minerał, charakteryzujący skałę, poddając go w następstwie osobnej analizie. Wyniki analiz chemicznych zinterpretowano w odpowiednich wykresach oraz modłą amerykańską. Do tego celu użyto sposobów *O s s a n a - B e c k e g o*, *N i g g l i e g o*, oraz własnych projekcyj, wychodząc z założenia, iż każdy z wykresowych sposobów przedstawiania wyników chemicznych posiada pewne dodatnie i ujemne strony. Przy ostatecznem ustalaniu typów skalnych, wobec istnienia różnych przejściowych form, zastosowano specjalny rodzaj wykresu, którego opis będzie podany niżej. Po zakończeniu badań zrewidowano mapę geologiczną wśród dyskusji z jej autorem Z. Pazdrą. W ten sposób uzgodniono z możliwą ścisłością ostatecznie wyniki prac terenowych z laboratoryjnemi tak, iż czytelnik może użyć niniejszej pracy zarazem jako przewodnika dla wyszukania opisanych w niej skał w terenie.

Pewne luki pod tym względem wystąpią prawdopodob-

nie w najszerszej zalegającej wśród masy krystalicznej serji łupków chlorytowych. Ze skał tych opracowano ściśle jedynie sześć próbek, jakkolwiek zebrano obfity materiał z tej serji. Na mapie zaznaczono łupki chlorytowe w obszernym pasie, wyróżniając je wśród innych skał głównie na podstawie cech megaskopowych, jak zielonej barwy, połysku i t. p. Zaznaczamy, że cechy megaskopowe specjalnie dla wyróżnienia tego typu skał nie wystarczą. Barwa zielona posiada rozmaite odcienie. Wśród łupków serycytowych, w których serycyt był głównym składnikiem, zauważono w badanej serji również często zieloną barwę, która została nadana skale przez zielonawą barwę tego minerału. Stąd też pochodzi, iż megaskopowo skały zawierające chloryt mogą upodobnić się do skał serycytowych. Z punktu widzenia petrograficznego nie jest rzeczą obojętną, zwłaszcza ze względów genetycznych, odróżnienie między łupkami chlorytowymi a serycytowymi. Wiadomo, iż chloryt powstaje z rozkładu krzemianów bogatych w żelazo i magnezję, zawierający zaś alkalia serycyt tworzy się na innej drodze. Jednakże w naszym terenie łupki serycytowe wiążą się zapomocą form przejściowych z łupkami chlorytowymi, tworząc z temi skałami wspólne jednostki geologiczne. Stąd też bardziej szczegółowe opracowanie skał chlorytowych, przynajmniej narazie, nie okazało się potrzebne ze względu na pozycję geologiczną powyższych elementów w obrębie opisywanej serji krystalicznej.

Studjum petrograficzne skał czywczyńskich zezwoliło na wyróżnienie następujących typów w obrębie krystalicznej części wymienionego pasma gór:

I. Serja paleozoiczna (skały dynamicznie zmetamorfizowane).

A. Grupa gnejsów:

Gnejsy albitowe,

„ oligoklazowe,

„ ortoklazowe (mikroklinowe),

B. Łupki kwarcytowe,

C. „ serycytowe,

D. „ chlorytowe,

E. „ epidotowe,

- F. Amfibolity,
- G. Łupki grafitowe,
- H. Skały rodonitowo-rodochrozytowe.

II. Serja mezozoiczna (magmałce niezmetamorfizowane):

Cieszynity (Bazalt albitowy, diabaz albitowy, diabaz barkewikitowy).

Ponizej podajemy szczegółowy opis przedewszystkiem tych elementów z wymienionych grup skalnych, które zostały chemicznie zanalizowane oraz tych, które z niemi bezpośrednio są związane.

I. Serja paleozoiczna.

A. GRUPA GNEJSÓW.

1. Gnejsy albitowe.

Potok Albin.

(1) Wys. 1435 m. Skała jasno-szara, wyraźnie łupkowana, dość zwięzła. W jej przekroju są widoczne warstewki około 1 mm grubości. Na powierzchni lśniąca z powodu dużej ilości łyszczyku. Na jej tle występują wyraźnie składniki porfiroblastyczne, nadając skale wygląd gruzelkowy. Wśród tych składników wyróżniają się ciemne ziarna granatów, osiągające średnicę kilku mm.

W mikroskopie widać wyraźnie warstwowanie. Poszczególne składniki są wydłużone w kierunku łupkowatości, przyczem szczególnie wyraźnie odcinają się od reszty agregaty serycytowo-kwarcowe. Uwagę zwracają duże porfiroblasty skaleni o formach soczewkowatych. Te porfiroblasty są z reguły wewnątrz świeże, na obwódce zaś przyprószone bezbarwną substancją o wyższych spólczynnikach załamania (serycyt?). Skaleń należy do gatunku albitu. Tu i ówdzie występują w nim wielokrotne subtelne zbliżnienia albitowe oraz wyraźne znamiona wtórnej łupkowatości, wywołanej krystalizacją i pojkilmaty skaleniowe. W pojkilma-

tach albit jest przerosły drobnymi kryształami reszty składników.

Kwarciec normalny dla łupków krystalicznych. Zreguły wydłużony w kierunku łupkowatości, okazuje silne faliste znikanie światła. Ten składnik tworzy również porfiroblasty. Wielkość albitu i kwarcu różna. Między porfiroblastami a droбноziarnistym tłem skalnym są przejścia.

Muskowit bezbarwny, zrosły zreguły z mocno zwietrzalym biotytem. Biotyt, najczęściej schlorytyzowany, zawiera zreguły wrostki o budowie siatkowej (sagenit).

Granat ściśle idjomorfowy, izometryczny, występuje głównie na tle porfiroblastów skaleni (Tabl. I. 1). Zreguły świeży, zaś w tych miejscach, gdzie występuje w sąsiedztwie biotyту, zawiera produkty wtórne (chloryt), zawarte w nim w formie nieregularnych żyłek.

Obecny tytanit w idjomorfowych ziarnach oraz epidot w drobnych kryształkach.

Ilościowy skład mineralny, obliczony metodą planimetryczną, okazał w % obj.: albit 41, muskowit 9, kwarciec 29, granat 7, biotyt i chloryt 13, tytanit 1.

Struktura skały jest porfiro-pojkiloblastyczna. Ziarna porfiroblastów dochodzą do 2 mm szerokości i 3 mm długości.

Obraz mikroskopowy tej skały dowodzi, iż jest ona ortognejszem, pochodnym prawdopodobnie jakiegoś granitu (kwaśnego), który przeszedł metamorfozę dynamiczną w strefie górnej. Dowodem tego są cechy strukturalne oraz obecność typomorfowych dla tej strefy minerałów, jak albit, chloryt, muskowit. Obecność granatu w tym zespole nie da się bezpośrednio wyjaśnić. Być może, że jest on minerałem reliktowym, powstałym w skale wśród dynamicznej metamorfozy pierwszej fazy w strefie dolnej.

Dowodem pochodzenia tego gnejsu ze skały granitowej jest również jego analiza chemiczna, której wyniki są podane wraz z odpowiednimi parametrami w załączonej tabeli pod (1).

Skały o podobnym pokroju występują w rejonie Albina w innych punktach (potok Albin, wysokość 1300, 1390 m). Jedne z nich posiadają jako charakterystyczny składnik granat, inne są bez granatu i bywają impregnowane żyłkami kalcytu. Skład mineralny trzech zbadanych bliżej odmian

tej skały, oznaczony na pojedynczych szlifach planimetrycznie, przedstawia się następująco w ‰ obj.:

(2) Albin, wys. 1300 m: kwarzec 48, albit 20, serycyt z chlorytem (i biotytem) 28, tlenki żelaza i tytanu 1, ortoklaz (mikroklin) 3 (w liczbach zaokrąglonych).

Akcesorycznie spotykamy tu granat, częściowo zamieniony w chlorytową substancję.

Albit nie okazuje zrostów bliźniaczych. Pojkilmaty wyraźne, o wrostkach głównie kwarcowych. Skaleń potasowy rozwinięty głównie w postaci mikroklinu, w ziarnach mniejszych od albitowych. Biotyt zreguły zwietrzały.

(3) Albin, 1390 m: albit 46, kwarzec 30, chloryt 3, muskowitz 5, magnetyt 2, biotyt 1, kalcyt 13.

Akcesorycznie występuje tu apatyt. Albit jest składnikiem przeważającym. Rzadko okazuje zrosty bliźniacze, często jest zwietrzały. Chloryt (o barwach interferencyjnych niebieskich) i muskowitz tworzą wspólne smugi. Biotyt zwietrzały, pokryty tlenkami żelaza.

(4) Albin: kwarzec 56, skaleń 30, serycyt i chloryt 9, biotyt 3, granat 1, tlenki żelaza 1.

Skaleń nieda się bliżej oznaczyć, będąc silnie zserycytyzowany oraz przerosły kwarcem i granatami. Okazuje prążki albitowe, peryklinowe oraz peryklinowo-albitowe. Jeden okruch, dający się oznaczyć z pewnem prawdopodobieństwem, okazał 5—10‰ substancji An.

Prawdopodobnie skalenie należą tu częściowo do oligoklazu, częściowo do albitu. Biotyt o kształtach nieregularnych, pokryty miejscami siatką sagenitową. Granat o ziarnach idjomorfowych, często skataklazowany. W spękaniach obecna zawsze substancja żółto-zielona, silnie dwójłomna. Skała ta jest silnie sfałdowana.

P o t o k R y ż o w a t y.

Gnejsy znalezione w tym potoku w dwu punktach są identyczne. Ich skład mineralny wyznaczony metodą planimetryczną przedstawia się następująco:

(5) wys. 1310 m: albit 40, kwarzec 34, biotyt 10, epidot 7, chloryt 5, kalcyt 4.

Akcesorycznie występują tlenki żelaza, ilmenit, zoizyt

i granat. Albit jest gęsto przetkany wrostkami kwarcu i chlorytu. Wykazuje znamiona kaolinizacji. Śladów łupliwości i prążków bliźniaczych brak. Ziarna kwarcu, wykazując wybitne faliste znikanie światła, grupują się w oddzielnych warstewkach obok warstewek plagioklazu. Biotyt okazuje silny pleochroizm, α — brunatno-żółty, γ — czerwono-brunatny. Mineral ten przechodzi w chloryt blado-zielony, o barwach interferencyjnych brunatnych, Naogół tworzy on duże blaszki, zawierające liczne wrostki epidotu, zoizytu, tlenków żelaza i związków tytanowych. Epidot występuje w ziarnach niedużych (od 30 do 80 mikronów). Granat, w skale rozmieszczony niejednostajnie, tworzy ziarna do 1 mm średnicy. Ilmenit, tytanit i tlenki żelaza układają się wśród warstewek łyszczykowo-epidotowych w nieregularnych skupieniach. Kalcyt, występujący wyłącznie w żyłkach, jest tu infiltrowany z zewnątrz. Struktura skały granoblastyczna z tendencją do porfiroblastycznej. Porfiroblasty są najczęściej utworzone z albitu. Tekstura wybitnie łupkowa.

(6) Wys. 1380 m. Skład mineralny tego gnejsu jest następujący (w % obj.):

kwarciec 40, skaień (albit?) 25, biotyt i chloryt 25, serycyt 8, tlenki żelaza 2.

Akcesorycznie występuje epidot, tytanit i cyrkon. Kwarciec występuje w tej skale w większych ilościach. Faliste znikanie światła niezbyt silne i tylko u ziarn większych. Skaień silnie zmieniony, przetkany igielkami serycytu. Wielokrotne zrosty bliźniacze rzadkie. Bliższe oznaczenie trudne. Prawdopodobnie należy on do albitu (spółczynniki załamania światła niższe od kwarcu).

Biotyt częściowo schlorytyzowany. Stosunkowo znaczna ilość jego blaszek jest jednak świeża i dobrze wykształcona, o pleochroizmie α — blado-żółty, γ — czerwono-brunatny. Blaszkę te występują zreguły w skupieniach. Tlenki żelaza, epidot, tytanit, cyrkon tworzą przeważnie drobne wrostki w biotycie.

Struktura skały granoblastyczna, z przejściami w lepidoblastyczną. Wielkość ziarn waha się od 50 do 500 mikronów. Tekstura wyraźnie łupkowa, przyczem warstewki silnie powyginane.

Obie wyżej opisane skały z Ryżowatego chemicznie nie

będą zbyt odbiegały od gnejsu z potoku Albin. Przedstawiają one prawdopodobnie tensam typ jako ortognejsy strefy górnej.

P o t o k Ł o s t u Ń.

(7) Wys. 1320 m. Gnejsy występujące w zaznaczonym punkcie są to skały zielone, bez wyraźnej tekstury łupkowej. Dają się w nich wyróżnić partje bardziej i mniej obfite w kwarciec. Ich skład mineralny, zmierzony planimetrycznie (w % obj.) jest następujący:

kwarciec (ziarna większe) 44, agregat kwarcowo-skalemiowy (drobnoziarnisty) 43, serycyt 6, albit (większe kryształy) 2, chloryt 2, pertyt 1, syderyt 1, tlenki żelaza 1.

Z charakterystycznych cech minerałów należy podkreślić następujące. Albit występuje w świeżych, czystych ziarnach, z nielicznymi tylko wrostkami serycytu. Zbliżniaczenia albitowe są tu regułą. Porfiroblasty kwarcu wykazują wybitne faliste znikanie światła oraz dużo wrostków drobnych ziarn kwarcu (krystalizacja zbierająca). Chloryt bladzielony, o niebieskiej barwie interferencyjnej, przerasta inne składniki. Syderyt jest tu wtórny. Występuje w nieregularnych drobnych ziarnach, rzadziej w rombościanach.

Struktura skały porfiro-diablastyczna. Porfiroblasty kwarcu dochodzą do 1,5 mm średnicy, pertytu do 0,5 mm, albitu do 0,2 mm. W agregacie kwarcowo-skalemiowym są ziarna drobne o średniej wielkości 0,005 mm.

Analizę chemiczną tej skały podano w tabeli pod (7). Wyniki jej stwierdzają, iż materiał, z której powstał opisywany gnejs, należał pierwotnie do skały granitowej, o niedużym procencie femicznych składników. W szlifach tej skały zachowały się dotąd relikty struktury aplitowej.

Skała jest gnejssem albitowym, nieznacznie zmetamorfizowanym.

(8) W profilu potoku Łostunia, w bocznym jego dopływie, znaleziono podobny gnejs albitowy o następującym składzie mineralnym (w % obj.):

kwarciec 70, albit 22, chloryt z serycytem 7, tlenki żelaza 1. Cechy fizjograficzne minerałów są te same, co w skale poprzedniej, z tym wyjątkiem, iż ziarno jest przeważnie większe, zwłaszcza porfiroblastów skaleni tak, że

struktura porfiroblastyczna zaznacza się tutaj wyraźniej. Porfiroblasty albitowe dochodzą do 0,6 mm wielkości, ich formy są nieregularne, a wewnątrz wypełnione licznymi wrostkami serycytu i chlorytu. Polisyntetyczne zbliżnienia albitowe regułą.

Struktura tej odmiany jest zatem porfiroblastyczna, tekstura wyraźnie łupkowa.

Obie opisane skały należą do typu ortognejsów, przy czym pierwsza z nich jest najprawdopodobniej zmetamorfizowanym aplitem. Nadmiar kwarcu odmiany drugiej można wytłumaczyć przypadkowym przekrojem okazu w szlifie.

P o t o k C z y m i r n y.

(9) Wys. 1310 m. Skała szara, średnio ziarnista, bez wyraźnej łupkowatości, ze zróżnicowanymi wkładkami substancji chlorytowej.

Mikroskopowo przypomina gnejsy z Łostunia. Jej ziarno jest jednostajne, porfiroblastów prawie brak, struktura granoblastyczna, miejscami diablastyczna. Tłem skały są ziarna kwarcu i skaleni (albit). Serycyt tworzy żyłki i gniazda nieregularne, przebiegające przez pole widzenia. Obecne są resztki biotyту. Nieliczne porfiroblasty skaleni, należące do albitu, tworzą zreguły formy grubotabliczkowe, o bliźniaczych zrostach albitowych. Albit tła skalnego składa się z ziarn świeżych, czystych lub przyprószonych serycytem i kwarcem. Biotyt i serycyt są ściśle ze sobą związane, przy czym pierwszy jest przeważnie przeistoczony w chloryt o niebieskich barwach interferencyjnych, oraz w drobnoziarnisty epidot. Chloryt okazuje charakterystyczny pleochroizm: // do łupliwości żółtawy (prawie bezbarwny), ⊥ trawiasto zielony.

Analiza planimetryczna okazała w % obj.:

kwarciec 61, albit 21, chloryt z biotytem 10, serycyt 7, tlenki żel., kalcyt 1.

Struktura skały granoblastyczna, miejscami porfiroblastyczna lub poj kilo-diablastyczna. Wielkość ziarn kwarcu od 0,06 do 0,1 mm, albitu około 0,15 mm.

Wyniki chemicznej analizy skały podano w tabeli pod (9). Na podstawie wyników badań mikroskopowych i chemicznych należy określić tę skałę jako ortognejs albitowy, typu

alkalicznego. Skała jest już wybitnie sodowa. Metamorfozę przechodziła w strefie górnej.

(10) Wys. 1245 m. Skała podobna do poprzedniej (9) składem mineralnym, różniąc się od niej jednakże wielkością ziarna. Z wyglądu podobna do piaskowca kwarcytowego. Jest barwy jasno-żółtej, pokryta brunatnymi plamami tlenków żelaza. Na jej powierzchni połyskują liczne blaszki łyszczyku.

W mikroskopie widać drobne ziarna skaleni, kwarcu, biotyty (częściowo zwietrzałego), zespolonego z muskowitem. Akcesorycznie występują drobne rombościany węgla. Skałeń należy do gatunku albitu oraz oligoklazu albitowego (12 do 17% An). Ten składnik jest rozwinięty w ziarnach o nieregularnej lub izometrycznej morfologii. Jest zreguły zbliżony albitowo lub peryklinowo, świeży, bez wrostków. Jego większe ziarna są często otoczone wieńcem drobnych kryształów lub są na obwodzie skatakłazowane (Tabl. I. 2). Niektóre osobniki albitowe okazują charakterystyczną strukturę „szachownicową“. Obecny jest pertyt oraz granofirowe zrosty. Dokoła albitu szachownicowego nagromadza się zwykle we większej ilości serycyt. Ortoklaz widzialny w mikroskopie rzadziej. Biotyt jest często zwietrzały i otoczony wieńcem tlenków żelaza. Miejscami schlorytyzowany. Obecna jest jednakże dość duża ilość skupień jego blaszek świeżych. Pleochroizm silny: α — żółto-zielony, γ — czerwono-brunatny. Dokoła wrostków zawartych w tym mineralu zjawiają się często pola pleochroiczne. Muskowit występuje często w skupieniach doskonale wykształconych łusek, często zrasta się z biotytem. Kwarzec obecny w skupieniach po kilka do kilkunastu ziarn, silnie się zazębiających, o wybitnie falistym znikaniu światła. Jego ziarna pokryte są smugami drobnych, subtelných pyłków, niedających się bliżej określić. Tu i ówdzie występuje ten składnik w postaci żyłek, przebiegających nieregularnie przez szlify.

Akcesorycznie występują drobne ilości tlenków żelaza oraz apatyt o formach zaokrąglonych lub w krótkich, grubych słupkach.

Powyższe minerały występują w następujących stosunkach ilościowych, określonych planimetrycznie (w % obj.):

kwarzec 50, albit 43, muskowił 4, biotył 2, tlenki żel. apatyt 1.

Struktura skały jest granoblastyczna, miejscami porfiroblastyczna. Wielkość ziarn niejednostajna, waha się od 0,03 do 1,5 mm, przyczem duże porfiroblasty tworzy przeważnie albit.

Wyniki chemicznej analizy tej skały podano w tabeli pod (10).

Skała należy do gatunku ortognejsów, przedstawiając materiał słabo zmetamorfizowany, pochodny granitu. Metamorfoza zaznaczyła się głównie w kataklazie.

C z e r e m o s z g ó r n y.

(11) Wys. 1302 m. Skała barwy ciemno-popielatej, zwiększa, wyraźnie łupkowana. W przełomie widać jaśniejsze popielate wkładki w formie cienkich warstewek. Ziarno drobne. Poza lśniącym serycytem, rozsianym na tle skały w drobnych łuskach, nie można odróżnić innych składników.

W mikroskopie widać wyraźnie dwie generacje, odpowiadające strukturalnie pierwotnemu ciastu skalnemu oraz prakryształom. Prakryształy są dziś porfiroblastami (Tabl. I. 3). Przeważają wśród nich skalenie typu albitowego. Kryształy tego minerału mają nieznacznie zniszczone kontury. Na ich obwodzie zjawiają się strefy regeneracyjne złożone z czystego albitu. Wnętrza profiroblastów tworzą pojkilmaty. Niekiedy ich rdzenie występują w formie mikroklinu lub pertytu mikroklinowego. Zjawiska kataklazy porfiroblastów częste. Rzadkie zbliżnienia peryklinowe.

Kwarzec wśród porfiroblastów jest rzadszy. Jego faliste znikanie światła jest niezbyt silne. Tło skalne (dawniej ciasto skalne) tworzy diablastyczną, drobnoziarnistą masę, złożoną głównie z kwarcu i albitu. Miejscami ten agregat formuje się w żyłki bardziej gruboziarniste, układające się tu i ówdzie potokowo. Z femicznych składników w tle skalnym zjawiają się resztki wyblakłego biotyłu, kryształki pirytu, nieco chlorytu, zoizytu i tytanitu. Ilościowy skład mineralny, wyznaczony planimetrycznie, przedstawia się następująco (w % obj.):

kwarzec 23, albit 22, agregat kwarcowo-skaleniowy 25, tytanit i tlenki żelaza 5, chloryt z serycytem 25.

Struktura skały jest porfiro - pojkiloblastyczna, miejscami porfiro-diablastyczna. Wielkość jej ziarn waha się w granicach od 0,6 do 1 mm (porfiroblasty). Tekstura wyraźnie łupkowa.

Wyniki chemicznej analizy podano w tabeli pod (11). Skała jest ortognejssem, pochodnym niewątpliwie jakiegoś porfiru skaleniowo-kwarcowego. Jest niezbyt silnie zmetamorfizowana.

P o t o k P r e ł u ż n y.

(12) Wys. 1425 m. Skała podobna do opisanych z potoku Czymirnego (9, 10), barwy zielonawo-szarej, o wyraźnej teksturze łupkowej.

Makroskopowo dają się wyróżnić w niej ziarna skaleni, dochodzące do 2 mm średnicy oraz łyszczyk, obecny tu w dużej ilości.

W mikroskopie wybija się na plan pierwszy dość świeży albit. Tworzy rzadko bliźniaki albitowe, niekiedy przerosłe okruchami serycytu, kwarcu, rzadziej mikroklinu, tytanitu. Skaleń potasowy rozwinięty przeważnie w formie mikroklinu. Zbliźniaczenia karlsbadzkie rzadsze. Zjawiają się zrosty myrmekitowe. Kwarzec występuje zawsze z niezbyt wybitnym falistym znikaniem światła. Biotyt o pleochroizmie: α — blado-żółty, γ — czerwono-brunatny, częściowo schlorytyzowany, obecny w niewielkiej ilości. Zreguły zawiera wrostki epidotu, apatyty, tytanitu i tlenków żelaza. Muskowit występuje w blaszkach przeważnie doskonale wykształconych.

Skład ilościowy skały, wyznaczony planimetrycznie, przedstawia się następująco (w % obj.):

kwarzec od 30 do 50, albit 19 do 37, ortoklaz (mikroklin) 14 do 19, biotyt 2 do 7, muskowit 6 do 11.

Wahania w obrębie składu mineralnego zależą od przekroju użytego do pomiarów.

Struktura skały jest granoblastyczna. Jedynie muskowit i biotyt zachowały formy pierwotne. Inne składniki mają te formy zmienione. Średnia wielkość ziarna dość jednostajnego wynosi 0,19 mm. W największych ziarnach zjawia się mikroklin. Tekstura łupkowa. Skała jest ortognejssem, nie-

zbyt silnie zmetamorfizowanym, pochodnym granitu alkalicznego.

(13) Zbocze N szczytu Prełuki, wys. 1490 m. Skała podobna do poprzedniej (12), z którą bezpośrednio sąsiaduje. Jest jasno-popielata, o dość wyraźnie zaznaczającej się teksturze łupkowej.

Makroskopowo widoczne porfiroblasty skaleni, dochodzące do 0,5 cm średnicy. Z pozoru zewnętrznego przypomina gnejsy oczkowe (Augengneise).

W mikroskopie wybija się na plan pierwszy kwarciec, który nie okazuje śladów skataklazowania. Jego ziarna są duże, o niezbyt wybitnym falistym znikaniu światła. Wrostków prawie nie zawierają. Skaleń jest albitem. W jego morfologii uderza brak wyraźnego odgraniczenia się od tła kwarcowego. Agregaty kwarcowe wrastają do albitu ze wszystkich stron. Tworzy doskonałe bliźniaki albitowe i peryklinowo-albitowe. Mikroclin tworzy formy podobne do albitu. Jego siatka bliźniacza mniej lub więcej wyraźna. Biotyt, częściowo schlorytzowany oraz zamieniony w muskowitz, jest barwy blado-żółtej. Pleochroizm: α — blado-żółty, γ — brunatno-zielony. Na brzegach zmienionych kryształów gromadzą się tlenki żelaza. Wśród wrostków zjawiają się ziarna epidotu, idjomorfowe kryształy hematytu, oraz inne tlenki żelaza. Muskowitz, zreguły zrosły z biotytem, tworzy często duże, dobrze wykształcone blaszki.

Ilościowy skład mineralny, wyznaczony planimetrycznie (w % obj.): kwarciec 64, muskowitz i serycyt 13, biotyt 11, albit 10, mikroclin 2.

Struktura skały porfiro-pojkiloblastyczna. Porfiroblasty tworzy albit i mikroclin. Tekstura łupkowa. Skała jest ortognejssem, pochodnym granitu, który nie uległ zbyt silnej metamorfozie.

2. Gnejsy oligoklazowe.

Powyższe skały, należące do grupy alkaliczno-wapiennej, zostały skonstatowane w dwu punktach, mianowicie na południe od szczytu Łostuń (koło strażnicy rumuńskiej) na granicy polsko-rumuńskiej, oraz na grzbiecie Prełuźnego. Analiza tych skał dała następujące wyniki:

Ł o s t u ń.

(14) Na południe od Łostunia, koło strażnicy rumuńskiej, wysokość 1595 m. Skała ciemno-szara, bez wyraźnej łupkowości, o drobnym ziarnie. Na jej tle widać porfiroblasty kwarcu, wielkości kilku mm, ciemne o odcieniu fiołkowym oraz kryształki mocno schlorytyzowanego biotyty. Niektóre partje skały zwietrzałe, o odcieniu żółto-rdzawym.

W mikroskopie zaznacza się wyraźnie wybitna struktura porfiroblastyczna, o doskonale zróżnicowanych wielkością i morfologią porfiroblastach oraz tle skalnym. Morfologia porfiroblastów świadczy o tem, iż są one resztkami typowych prakryształów, które przeważnie nie zostały zmienione. Odnosi się to szczególnie do kwarcu, którego prakryształy okazują wyraźną resorbcję i protoklazę magmową (Tabl. I. 5). Faliste znikanie światła u tego składnika jest regułą. Formy zaokrąglone wykazują głęboko sięgające zatoki resorbcyjne. Średnia wielkość tych ziarn równa 0,9 mm, przy wahaniach od 0,8 do 2 mm. Prócz tych form znaleziono, jako bardzo charakterystyczne, drobne kryształy wykształcone ściśle idjomorfowo. Bliższe oznaczenia niektórych z tych ziarn wykazały obecność ścian romboedrycznych oraz dwuścianu podstawowego (!) (Tabl. I. 4). Prakryształów skaleni mało. Częściej występują aglomeraty drobnych ziarn albitu szachownicowego z okruchami kwarcu. Tu i ówdzie wśród większych prakryształów skaleni można zauważyć formy zniszczone, jakby roz-tarte. W takich formach widać ślady zrostów bliźniaczych. Z powodu zniszczenia te skalenie nie dały się bliżej oznaczyć, jednakże na podstawie analizy chemicznej skały można było stwierdzić, iż winne one należeć do oligoklazu lub andezynu. Obecny mikroklin (pertyt mikroklinowy), w którym tkwią nieregularnie rozmieszczone ziarna albitu. Wyblakły biotyt nagromadza się w skale grupkami o niedużych ziarnach. Zre-guły jest przyprószony zoizytem i epidotem. Zoizyt pokrywa także prakryształy skaleni. W tej samej formie występuje se-rycyt, który jest tu obecny w stosunkowo dużej ilości. Większe blaszki biotyty zawierają włókna sagenitowe. Biotyt jest czę-ściowo schlorytyzowany. Obecny ilmenit oraz leukoksen.

Tło skalne (ciasto skalne) tworzy mikro-granoblastyczną (diablastyczną) mieszaninę kwarcu i skaleni.

Analiza planimetryczna dała następujące wyniki (w %/obj.): prakryształy kwarcu 12, biotyt i chloryt 6, oligoklaz i ortoklaz 1, tytanit 1, ciasto skalne 80.

W jednym ze szlifów znaleziono okruch porwaka łupku serycytowego.

Analizę chemiczną skały podano w tabeli pod (14).

Na podstawie wyników analizy mikroskopowej i chemicznej określa się skałę jako ortognejs oligoklazowy. Jest on nieznacznie zmienionym porfirem kwarcowo - oligoklazowym, który przeszedł dynamiczną metamorfozę w bardzo nieznacznym stopniu.

G r z b i e t P r e ł u ż n y.

Znaleziono tutaj skałę identyczną z opisaną wyżej (14) w dwóch miejscach. Jej analiza mikroskopowa przedstawia się następująco:

(15) Skład mineralny wyznaczony planimetrem (w %/obj.): kwarc 11, biotyt 11, oligoklaz (zwietrzały) 10, albit 8, pertyt 1, ilmenit z tytanitem 1, ciasto skalne 58.

Kwarc tworzy i tutaj porfiroblasty (prakryształy) niezależnie od tła skalnego, niekiedy przerosłe żyłkami kwarcu wtórnego. Resorbcja magmowa oraz faliste znikanie światła wybitne. Plagjoklasy są dwojakiego rodzaju: zwietrzałe, pokryte agregatami serycytu oraz świeże, drobne ziarna albitu. Ziarna te są przerosłe smugami kwarcu, chlorytu i serycytu. Wrostki układają się zazwyczaj wzdłuż spękań. Kryształy albitu nie okazują form idjomorfowych i najczęściej nie odgraniczają się wyraźnie od ciasta skalnego. Biotyt jest barwy oliwkowo-zielonej, często pokryty siatką sagenitową. Z pozoru podobny do niektórych biotytów krystalicznego masywu Wołynia. Niektóre kryształy biotyty zawierają wzrostki tytanitu i tlenków żelaza, w innych występują drobne ziarna zoizytu, tworząc z biotytem odrębne agregaty. Ilmenit z obwódką tytanitową lub zupełnie przemieniony w tytanit. Towarzyszą mu ziarna tlenków żelaza. Zoizyt tworzy formy idjomorfowe, występując zreguły jako wzrostki w biotycie, rzadziej w ziarnach niezależnych, do 0,2 mm średnicy. W ostatnim przypadku tworzy krótkie słupki, zakończone niekiedy piramidą. Pertyt występuje w niedużej ilości.

(16) Skład mineralny wyznaczony planimetrycznie

(w ‰ obj.): kwarzec 8, biotyt z chlorytem 8, pertyt 4, oligoklaz 1, ilmenit z tytanitem 2, ciasto skalne 77.

Cechy skały identyczne z poprzednią (15).

3. Gnejsy ortoklazowe (mikroklinowe).

H a l a C z o l a k i n.

(17) Skała cienko łupkowana, barwy szaro-zielonej, przetkana wkładkami gniazd blado-różowego kwarcu. Ziarno świeże, drobne. Na przełomie błyszczą tu i ówdzie drobne kryształy skaleni, kwarcu i muskowitu.

W mikroskopie widać dwa rodzaje składników: porfiroblasty i tło skalne. Wśród porfiroblastów zasługuje na uwagę przede wszystkim ortoklaz (mikroklin). Jego ziarna okazują wyraźną siatkową budowę oraz niejednokrotnie resztki pierwotnej morfologii. Wykształcony izometrycznie lub wydłużony w kierunku osi z. Orientacja na tle skalnym bezładna. Widać wyraźne ślady resorbcji magmowej oraz protoklasy. Często rozwinięty szachownicowo lub zawiera smugi wrostków albitowych (pertyt mikroklinowy). Karlsbadzkie bliźniaki rzadkie. Niektóre porfiroblasty są wydłużone w kierunku łupkowatości skały. To wydłużenie zostaje podkreślone zjawiskami zbierającej krystalizacji. Taka krystalizacja zaznacza się i w innych kierunkach. Wrostków mikroklin nie zawiera prawie żadnych, zwłaszcza w rdzeniu.

Wśród prakryształów kwarzec występuje rzadziej, grupując się najczęściej jako większe kryształy wśród części grubokrystalicznej tła skalnego.

Tło skalne składa się z dwu części: z masy drobnoziarnistej, o pokroju felsytowym, oraz z gruboziarnistych wkładek, układających się niezależnymi smugami. Masa felsytowa reaguje słabo na światło spolaryzowane. Złożona jest najprawdopodobniej z kryształków kwarcu i ortoklazu. Serycyt tworzy w niej niekiedy niezależne smugi. Część grubokrystaliczna jest kwarcowo-skaleniowa. Jej ziarna kwarcu są zreguły wydłużone w kierunku łupkowatości. Oś dłuższa tych ziarn (kierunek łupkowatości) jest zorjentowana optycznie tak, iż przeważa tutaj kierunek α' jako \parallel do łupkowatości. Wśród skaleni agregatów gruboziarnistych zauważono albit i pertyt

mikroklinowy. Serycyt, okazując zielonawe zabarwienie, jest słabo pleochroiczny. W agregatach gruboziarnistych tworzy grube blaszki.

Obecny jest piryt w drobnej ilości. Tło skalne przebiegają ukośnie wąskie żyłki kwarcowe.

Skład mineralny skały oznaczony planimetrycznie (w % obj.): kwarc 43, mikroklin 6, albit 1, serycyt 7, agregat felsytowy 43.

Struktura skały jest porfiroblastyczna. Średnia wielkość ziarn porfiroblastów 0,1 mm.

Wyniki chemicznej analizy podano w tabeli pod (17).

Na podstawie powyższych wyników określamy skałę jako ortognejs mikroklinowy. Chemicznie jest to skała najbardziej alkaliczna ze wszystkich zbadanych na całym obszarze. Pochodna niewątpliwie rijolitu ortoklazowego, którego struktura porfirowa (potokowa) jest doskonale zachowana. Metamorfozę przeszła w nieznacznym stopniu.

Ł o s t u ń.

(18) (Strażnica rumun.), wys. 1595 m. Skała barwy szarej z wkładkami szaro-zielonemi, wyraźnie łupkowana, poprzecznie spękana. Na przełomie widać wyraźnie potokową teksturę. Na tle skalnym zjawiają się porfiroblasty w postaci soczewek, wydłużonych w kierunku łupkowatości skały.

W mikroskopie znajdujemy dowody identyczności tej skały z wyżej opisaną (17). Wybijają się tutaj na plan pierwszy porfiroblasty skaleni, rzadziej kwarcu. Są one niewątpliwie pochodniami prakryształów, dziś skataklazowanych (Tabl. I. 6). Skalenie niejednokrotnie mają zakonserwowany pokrój krystalograficzny. Zazwyczaj nie są wydłużone w kierunku łupkowatości, zatem nie tworzą typowych porfiroblastów. Tu i ówdzie jedynie tworzy ten składnik owaloidy, wydłużone w wymienionym kierunku. Rdzeń tych owaloidów bywa dużym skaleniem, obwódka agregatem skaleniowo-kwarcowym. Cechy prakryształów bardzo zbliżone do prakryształów gnejsu z Czolakinu. Głównym skaleniem jest mikroklin lub pertyt mikroklinowy. Niektóre z osobników należą do gatunku mikroklinu szachownicowego. Siatka mikroklinu stale wyraźnie widoczna (Tabl. II. 1). Zbliżnienia rzadsze niż w skale z Czolakinu. Niektóre prakryształy okazują

strukturę pojkilomatową, w wyniku zbierającej krystalizacji. Porfiroblasty kwarcu zreguły skataklastowane, wtórnie zlepione, o silnym falistym znikaniu światła.

Tła skalne (pierwotne ciasto skalne) również podobnie rozwinięte, jak w skale z Czolakinu, z tem, iż jest ono bardziej fluidalne i o nieco większym ziarnie. Niektóre jego partje tworzą rodzaj felsytu. W innych występuje w miejsce felsytu agregat mikroklinowo-kwarcowy, wyraźnie skryształizowany. W tem tle skalnem zjawiają się smugi serycytu, którym towarzyszą większe blaszki muskowitu. Niektóre kryształy tego minerału okazują słaby pleochroizm (blado-zielono-oliwkowy). Taki muskowitz powstał najprawdopodobniej z przeistoczenia biotyту. W innych miejscach biotyt przeobraził się w chloryt nisko dwójłomny, o dużym kącie osi optycznych.

W cieście skalnem, którego ziarna dadzą się z trudnością oznaczyć, występuje albit. Wśród porfiroblastów odgrywa ten składnik rolę podrzędną, tutaj okazuje stale formy heteroblastyczne, zbliżniane.

Do akcesorycznych minerałów wypada zaliczyć ilmenit, o pokroju nieregularnym, otoczony obwódką tytanitu. W poprzecznych spękaniach szlifów występują smugi wtórnego serycytu.

Skład mineralny, oznaczony planimetrycznie na trzech szlifach, przedstawia się następująco (w % obj.):

	1.	2.	3.
mikroclin (pertyt)	25	13	27
kwarczec	23	24	21
serycyt z chlorytem i biotytem	12	13	5
ilmenit (tlenki żelaza)	1	2	2
albit	4	—	—
agregat skaleniowo-kwarcowy	35	48	45

Struktura skały jest porfiroblastyczna, miejscami pojkiloblastyczna lub diablastyczna. Wielkość porfiroblastów dochodzi do 2 mm średnicy, składników tła skalnego do 0,1 mm.

Tekstura wyraźnie łupkowa, względnie potokowa.

Skład chemiczny skały podano w tabeli pod (18).

Zarówno cechy mikroskopowe jakoteż wyniki chemicznej analizy stwierdzają identyczność tej skały z ortognejsem Czolakinu. Jest ona zatem ortognejsem mikroklinowym,

pochodnym niewątpliwie rijolitu względnie porfiru kwarcowego.

(19) Strażnica rumun., wys. 1595 m. Skała barwy szarobrunatnej, wyraźnie łupkowana. Na nieodróżnicowanym tle skalnym widać liczne izometryczne porfiroblasty, wykształcone niekiedy w postaci wydłużonych soczewek różnej wielkości (do 7 mm), otulonych brunatną obwódką.

W mikroskopie widać zróżnicowanie na porfiroblasty i tło skalne. Pierwsze są wytworzone z pojedynczych kryształków lub z grubokrystalicznych agregatów, wydłużonych w kierunku łupkowatości. Wygląd porfiroblastów pojedynczych jest niezmiernie charakterystyczny. Ich rdzeń tworzy duży mikroclin (pertyt) często o szachownicowej strukturze, wewnątrz świeży, bez wrostków, obwódka zaś jest złożona z agregatu kwarcowo-mikroclinowego. W agregacie tym części skaleniowe tworzą jakby tło, zorjentowane identycznie z rdzeniem, okazując również szachownicową budowę. W obrębie tego tła rozsiane są kryształy kwarcu w sposób konsekwentny. Drobniejsze ziarna leżą bliżej środka, nazewną ich ziarno staje się większe, tak, iż skrajne przechodzą bezpośrednio w agregaty tła skalnego (Tabl. II. 2). Ułożenie tych ziarn wewnątrz porfiroblastów jest pasowe, jakby rytmiczne. Mamy tu do czynienia prawdopodobnie z krystalizacją zbierającą porfiroblastów wśród procesu regeneracji mikroclinu podczas dynamicznej metamorfozy. Prócz takich form porfiroblastów zjawiają się (zwłaszcza wśród mniejszych) ziarna normalne mikroclinu, często zbliżniaczone.

Składniki tła skalnego są różnej wielkości, przyczem tło jest wyraźnie zróżnicowane na odrębne smugi minerałów salicycznych i femicznych. Pierwsze są złożone z ziarn kwarcu i skaleni, wśród których albit odgrywa główną rolę. Jego kryształy, o 90% An, polisyntetycznie zbliżniaczone, są albo czyste, albo zawierają wrostki serycytu i kwarcu.

Kwarzec smug salicycznych jest przerosły serycytem i chlorytem. Smugi femiczne złożone są głównie z serycytu o drobnych łuskach, ułożonych bezładnie, przetkanych drobnymi ziarnami kwarcu i skaleni. Barwa serycytu, w mikroskopie żółtawa lub zielonawa, świadczy o jego pochodzeniu z biotyty tembardziej, iż partje serycytowe są pokryte ciemnym pyłem tlenków żelaza oraz łuskami chlorytu.

Biotyt jest zresztą obecny w nielicznych okruchach w pierwotnej formie. Okazuje wtedy pleochroizm silny zielonawo-brunatny oraz wrostki sagenitowe.

Z akcesorycznych minerałów należy wymienić ilmenit, granat oraz epidot manganowy o wybitnym pleochroizmie różowo-żółtawym. Obecny jest również w niedużych ilościach pistacyt oraz apatyt.

Skład mineralny skały wyznaczony planimetrycznie jest następujący (w % obj.): porfiroblasty mikroklinu i perytu 12, porfiroblasty kwarcu 4, agregat serycytu 15, ilmenit 1, biotyt 1, agregat skaleniowo-kwarcowy tła 67.

Struktura skały porfiroblastyczna. Porfiroblasty mikroklinu dochodzą do 3 mm, kwarcu i albitu do 1 mm średnicy.

Tekstura łupkowa, zaznaczająca się jednak niewyraźnie.

Skład chemiczny skały podano w tabeli pod (19).

Skała jest gnejssem mikroklinowym. Chemiczna analiza wykazała dość znaczny nadmiar glinki (52 mol.). Trudno rozstrzygnąć jednakże, czy pochodzi ona ze skały osadowej, czy też magmowej. Gdybyśmy agregat kwarcowo-skaleniowy jej tła, który morfologicznie przypomina piaskowce względnie arkozę, wzięli pod uwagę, możnaby ją przydzielić do typu paragnejsów. Jednakże smugi kwarcowe zjawiają się i w skałach niewątpliwie magmowego pochodzenia. Dynamiczna metamorfoza zaś była tutaj daleko posunięta w porównaniu z dotychczas opisanymi gnejsami tak, że w szlifach niepodobna było znaleźć reliktowych struktur. Ogólny skład chemiczny i mineralny nie przeczy, poza nadmiarem glinki (możliwym i w skałach pochodzenia magmowego), jej pochodzeniu od jakiegoś magmowca (granitu). Zaliczamy ją przeto do typu ortognejsów.

L u s t o n.

(20). Stok SW, wys. 1640 m. Gnejs ortoklazowy z tego punktu nie jest zaznaczony na mapie, ponieważ występuje już po stronie rumuńskiej. Jest to skała szaro-zielona, zwięzła, o wyraźnej teksturze łupkowej. Na jej tle są widoczne ziarna skaleni, dochodzące do kilku mm średnicy, obok połyskujących blaszek serycytu. W obrębie okazów skały różnicują się partje jaśniejsze skaleniowo-kwarcowe wśród masy chlorytowo-serycytowej.

W mikroskopie przypomina niektóre gnejsy albitowe np. z potoku Albin (3) i Łostuń (8). Na drobnoziarnistym tła skalnym, złożonym przeważnie z salicznych minerałów, zjawiają się duże porfiroblasty kwarcu i skaleni. Kwarzec posiada kształty nieregularne, wielkość zmienną, zreguły faliste znikanie światła. Wśród największych jego kryształów zauważono porfiroblasty dochodzące do 1,5 mm średnicy. Niekiedy ten składnik skały tworzy agregaty, złożone z ziarn większych, układające się w smugi równoległe do kierunku łupkowatości skały.

Wśród porfiroblastów skaleni przeważa mikroklin. W mniejszej ilości występuje pertyt i ortoklaz; ostatni okazuje często dobrze wykształcone bliźniaki karlsbadzkie o formach idjomorfowych.

Często w obrębie tła skalnego występują żyłki i soczewki kwarcowe lub innych skaleni. Wśród porfiroblastów zjawia się również albit w drobnych ziarnach o średniej wielkości 0,07 mm. Zreguły tworzy wielokrotne zbliżnienia albitowe i bywa przerosły łuskami serycytu. Zawartość An od 0 do 10%.

Serycyt jest rozsiany w drobnych łuskach, przyprószając jednostajnie tło skalne. Chloryt, o niskiej dwójłomności, występuje w ilości niewielkiej. Skład mineralny skały wyznaczony planimetrycznie (w % obj.) jest następujący: kwarzec 61, ortoklaz (mikroklin, pertyt) 12, albit 10, serycyt z chlorytem 17.

Struktura skały jest porfiroblastyczna. Wielkość porfiroblastów dochodzi do 2,5 mm, wielkość ziarn tła skalnego do 0,08 mm średnicy (średnio).

Skała jest ortognejsym mikroklinowym. Albit występuje w niej jako jeden z głównych składników.

C z e r e m o s z g ó r n y.

(21) Wys. 1305 m. Skała z pozoru przypomina fylit. Jest barwy jasno zielono-szarej, cienko łupkowana, na powierzchni łupkowatości lśniąca tłustym połyskiem. W przekroju \perp względem łupkowatości widać, że jest złożona z alternujących wkładek o ziarnie grubszym i cieńszym.

W mikroskopie różnicują się również naprzemian ułożone warstewki o ziarnie grubszym i wkładki masy drobno-

ziarnistej (pelitowej). Części gruboziarniste okazują strukturę granoblastyczną i są złożone przeważnie z kwarcu i serycytu. Skaleni tutaj prawie brak.

Masa pelitowa jest struktury porfiroblastycznej. Wśród porfiroblastów występuje skaień potasowy (mikroklin, peryt). Jego ziarna są zbliżnione oraz wydłużone soczewkowato w kierunku łupkowatości. Najczęściej nie posiadają własnych form.

Tło skalne, w którym tkwią porfiroblasty, jest zróżnicowane na partje nisko dwójłomne (agregat skaleniowo-kwarcowy), oraz smugi złożone głównie z substancji serycytowej.

Szlify tej skały nie nadawały się do planimetrowania.

Struktura skały jest nawet w jednym szlifie zmienna. W części grubokrystalicznej jest granoblastyczna lub też diablastyczna, zaś porfiroblastyczna w części pelitowej.

Tekstura cienko łupkowa.

Wyniki chemicznej analizy podano w tabeli pod (21).

Na podstawie wyników analizy mikroskopowej i chemicznej określa się skałę jako paragnejs ortoklazowy (mikroklinowy). Chemicznie jest gnejs ten zbliżony do gnejsu albitowego z Albina (1), do którego upodabnia się strukturą. Zaduży nadmiar glinki nie pozwala go zaliczyć do ortognejsów. Jest jednak możliwe, że część jego porfiroblastyczna pochodzi z rijolitu, części zaś grubokrystaliczne od skał ilasto-kwarcowych (łupków piaszczystych). Byłaby ta skała zatem jakimś zmetamorfizowanym „migmatytem“.

Grzbiec Prełużny.

(22) Skała barwy szarej, z odcieniem żółtawym, drobnoziarnista, wyraźnie łupkowana. Na jej tle można rozpoznać wśród składników wyłącznie bezładnie rozrzucony serycyt. Z pozoru zewnętrznego przypomina skałę z Czolakinu (17).

W mikroskopie żywo przypomina gnejs z Lustona. Wśród składników zjawiają się drobnoziarniste okruchy kwarcu, skaleni, serycytu, resztki biotyту oraz dużo większych bezładnie rozrzuconych porfiroblastów skaleni. W poprzecznych szlifach występują wyraźnie mikrofałdy, podkreślone obecnością żyłek kwarcowych oraz równolegle ułożonych smug serycytowych. Wśród porfiroblastów skaleni przeważa orto-

klaz (mikroclin, pertyt), tworząc owalne lub nieregularne, skataklazowane formy.

Obecny albit, zawierający do 6⁰/₀ An, zbliżniony polisyntetycznie, rzadziej pertyt (pertyt mikroclinowy). Kryształy albitu są świeże. Tu i ówdzie tworzą pojkilomaty (Tabl. II. 3). Powyższe porfiroblasty występują głównie w partjach drobnoziarnistych skały. Serycyt występuje w blaszkach czasem dobrze wykształconych (muskowit), będąc tu i ówdzie zrosły z chlorytem lub z nadwietrzalym biotytem.

Tlenki żelaza występują często w postaci obwódek dookoła innych minerałów. Wśród minerałów akcesorycznych zauważono cyrkon, tytanit, epidot w ilości nieznacznej.

Szlify tej skały nie nadawały się do oznaczeń planimetrycznych.

Struktura skały jest porfiro-diablastyczna, miejscami porfiro - pojkiloblastyczna. Średnia wielkość ziarn skaleni 0,5 mm, kwarcu 0,06 mm.

Tekstura łupkowa.

Skład chemiczny skały podano w tabeli pod (22).

Na podstawie powyższych cech określa się skałę jako ortognejs ortoklazowy (mikroclinowy). W projekcji Ossana-Beckego znalazła się ta skała jako wybitnie alkaliczna obok gnejsów albitowych z Czymirnego (9) i z Czeremosza górnego (11).

Metamorfozę przeszła w strefach górnych.

(23) Skała podobna do poprzedniej (22), różniąca się od tamtej jedynie wielkością ziarna, które tu jest drobniejsze. Jej okazy są barwy stalowo-szarej z odcieniem zielonawym, o jedwabistym połysku, z widocznymi na powierzchni łuskami muskowitu. Na przelomie widać porfiroblasty skaleni i kwarcu. Naogół jest cienko warstwowana. Czasem na jej tle zjawiają się wkładki warstewek kwarcowych do 2 mm grubości.

W mikroskopie zjawia się muskowit przerosły chlorytem, jako główny składnik skały, występując tu w ilości około 50⁰/₀. Jego ilość jednakże planimetrycznie nie da się ściśle określić. Chloryt jest barwy blado-zielonej, wyraźnie pleochroiczny, o barwach interferencyjnych fioletowych.

Wśród porfiroblastów występuje kwarczec w dużych ziarnach, o wybitnie falistym znikaniu światła, w formach

zaokrąglonych. Niektóre osobniki tego minerału są silnie skataklazowane. Skaleń oznaczono jako albit. Występuje on wyłącznie w porfiroblastach, okazujących bardzo rzadko prążki bliźniacze. Większość tego składnika występuje w cieście skalnym w formie drobnych ziarn. Ortoklaz w mikroskopie nie znaleziono. Ukrywa się on jednak niewątpliwie w ziarnistej masie tła skalnego.

Wśród akcesorycznych składników znaleziono ilmenit oraz epidot.

Struktura skały jest porfiro-lepidoblastyczna, tekstura łupkowa. Widoczne w szlifach mikrofałdy.

Jakkolwiek z powodu drobnoziarnistej struktury skały jej skład mineralny nie dał się ściśle określić, jednakże ze względu na ogólne podobieństwo do analizowanego chemicznie i prawie przylegającego w terenie do tej skały gnejsu ortoklazowego, opisanego wyżej (22), zaliczamy ją do tego samego typu. Różni się ona od skały 22 większą ilością serycytu. Z tego powodu jest ona materiałem przejściowym do łupków serycytowych.

(24) Wys. 1500 m. Skała z pozoru zewnętrznego podobna do gnejsu z Łostunia i z pod strażnicy rumuńskiej. Jest barwy jasnej, o świeżym wyglądzie. Na jej tle są wyraźnie widoczne porfiroblasty skaleni i kwarcu, dochodzące do 0,5 cm średnicy. Łupkowatość nie zaznacza się.

W mikroskopie występuje wśród porfiroblastów przede wszystkim kwarc, o wybitnie falistym znikaniu światła, w formach skataklazowanych, magmowo zresorbowanych. W zatokach resorbcyjnych mieszczą się dziś agregaty skalenio-kwarcowe. Niekiedy występują na tle porfiroblastów wrostki tych minerałów, tworząc pojkilmaty. Kwarc tła skalnego posiadają formy nieregularne, a jego ziarna zająbiają się wzajemnie.

Wśród porfiroblastów występuje również mikroklin, peryt oraz peryt mikroklinowy. Znaleziono te minerały wyłącznie w tej formie. Pokrój podobny jak u kwarcu. Pojkilmaty kwarcowe, względnie kwarcowo-serycytowe.

Tło skalne (dawniej magmowe ciasto skalne) składa się głównie z kwarcu, albitu, serycytu oraz niedużej ilości chlorytu. Skaleń tła jest głównie albitem, który nie zjawia się w formach porfiroblastów. Jego ziarna są świeże, czasem

przerosłe serycytem. Zbliżniaczenia albitowe pojedyncze i wielokrotne dość częste.

Serycyt w drobnych łuskach przyprósza tło skalne, gromadząc się jednakże również bądźto w smugach, przebiegających nieregularnie tło skalne, bądź w osobnych agregatach.

Serycytowi towarzyszy w niewielkiej ilości chloryt, o barwach trawiasto-zielonych, niezbyt intensywnych. Tam, gdzie ten minerał występuje w osobnych agregatach, zjawiają się na jego tle tytanit i tlenki żelaza. Niektóre blaszki chlorytu tworzą formy uzasadniające wniosek, iż powstał on z rozkładu biotyту.

Obecny jest w niedużej ilości zoizyt, towarzyszący agregatom serycytowym.

Skład mineralny, wyznaczony planimetrycznie (w⁰/₀ obj.), jest następujący: mikroklin i pertyt 10, chloryt z tytanitem 10, agregat kwarcowo-serycytowy 31, agregat skaleniowo-kwarcowy 49.

Struktura skały jest porfiroblastyczna, miejscami porfiroklastyczna. Porfiroblasty są zreguły zniszczone i przerosłe agregatami tła skalnego. Przypominają one żywo relikty prakryształów, zwłaszcza kwarce. Wielkość porfiroblastów skaleni dochodzi do 2,5 mm średnicy. Niektóre agregaty kwarcowo-serycytowe oraz tytanitowo-chlorytowe występują w formach przypominających skalenie.

Skałę zaliczamy do ortognejsów. Metamorfozę przeszła niezbyt silną. Widoczne tu są przedewszystkiem ślady kaktaklasy.

(25) Potok Prełużny, wys. 1410 m. Skała barwy szarej z dużymi porfiroblastami różowych skaleni, wyraźnie łupkowana. W przełomie widać kryształki serycytu i chlorytu.

W mikroskopie zjawiają się przedewszystkiem duże kryształki skaleni (mikroklin), kwarc, biotyt, muskowił obok serycytu. Porfiroblasty mikroklinu wykazują wyraźną budowę siatkową. Są one przerosłe ziarnami kwarcu, innych skaleni, tudzież serycytu (pojkiloblasty). Ich wielkość dochodzi do 10 mm średnicy. Obok mikroklinu zjawia się wśród porfiroblastów albit, o zawartości około 10⁰/₀ An. Ten skaień jest częściowo zwietrzały oraz zreguły przyprószone serycytem, zorjentowanym w najrozmaitszy sposób.

Porfiroblasty kwarcu zawierają dużo libelek wykazujących żywe ruchy Browna.

Tło skalne jest złożone z jednorodnej ziarnistej masy kwarcowo-skaleniowej, o strukturze blastycznej (Tabl. II. 4). Jego przeciętny skaień jest albitem o 10% An. Rdzeń tego składnika wykazuje słabo zaznaczające się zrosty peryklinowe i albitowe, obwódka tylko albitowe, przyczem znikanie światła w obu częściach jest identyczne. Rdzeń jest wypełniony bezładnie rozrzuconym serycytem, który występuje tu w łuskach większych lub pelitowych ziarnach. Pertyt w tle skalnym jest stosunkowo rzadki. Biotyt występuje w większych blaszkach, zreguły związany z muskowitem. Jego pleochroizm jest słaby, w tonach brunatnych i żółtych. Bywa częściowo zamieniony w chloryt o niskich barwach interferencyjnych. Dokoła wrostków w biotycie występują pola pleochroiczne. W smugach łyszczkowych zostały wydzielone grudki tlenków żelaza. Świeżego biotyту brak. Apatyt, tytanit, epidot, tlenki żelaza należą tu do minerałów akcesorycznych.

Skład mineralny, wyznaczony planimetrycznie (w % obj.): kwarc 44, muskowit 6, mikroklin 15, albit 26, biotyt 8, min. akces. 1.

Struktura skały jest granoblastyczna, tekstura łupkowa.

Analizę chemiczną podano w tabeli pod (25).

Na podstawie powyższych wyników zalicza się skałę do ortognejsu mikroklinowego. Jest ona nieznacznie zmienionym granitem, typu alkalicznego. W projekcji Ossana-Beckego znalazła się między alkalicznymi skałami a alkaliczno-wapiennymi. Metamorfozę przeszła jedynie w nieznacznym stopniu. Pierwotny materiał zjawia się tu w stanie prawie niezmienionym.

P o t o k S t r y m b a.

(26) Boczny dopływ Strymby, wys. 1290 m.

Skała barwy jasnej, drobnoziarnista, cienko warstwowana, o wyglądzie przypominającym piaskowiec. Na jej tle dadzą się makroskopowo wyróżnić kwarc, skalenie i łyszczyk, lecz ziarna tych minerałów nie przekraczają 1 mm średnicy. Większych porfiroblastów brak.

W mikroskopie widoczna struktura porfiroblastyczna.

Wśród porfiroblastów spotyka się wyłącznie mikroklin (pertyt), którego ziarna dochodzą do 1 mm średnicy, podczas gdy ziarna kwarcu i albitu, występujące w tle skalnym, wahają od 0,03 do 0,25 mm w przekrojach. Miejscami spotyka się bardzo drobnoziarnisty agregat kwarcowy. Wśród porfiroblastów skaleni przeważa pertyt, w mniejszej ilości występuje mikroklin i pertyt mikroklinowy. Te formy skaleni są obecne i w tle skalnym. Siatka mikroklinu wyraźna. Jest świeży, zawiera wrostki, głównie kwarcu i serycytu. Wśród mniejszych ziarn skaleni przeważa albit o częstych zbliżeniach albitowych. Kwarzec występuje w wielkościach niejednostajnych, przeważnie w drobnoziarnistych agregatach. Większe ziarna wykazują wybitne faliste znikanie światła.

Chloryt i serycyt tworzą drobne łuseczki, przerosłe tlenkami żelaza, przyczem pierwszy powstał prawdopodobnie z rozkładu biotyту. Tu i ówdzie spotyka się biotyт w drobnych łuskach o wyglądzie dość jeszcze świeżym.

Akcesorycznie występują tlenki żelaza oraz epidot.

Wyniki analizy planimetrycznej (w % obj.): kwarzec 64, mikroklin i pertyt 15, albit 2, muskowit i serycyт 12, biotyт 3, chloryт 1, tlenki żelaza 3.

Należy zauważyć, iż ilość skaleni wypadła zmała dlatego, że wśród analizy planimetrycznej trudno wyłowić drobne ziarna tego minerału wśród agregatów kwarcowych.

Struktura porfiroblastyczna, tekstura łupkowa, miejscami przypominająca gnejsy oczkowe.

Skała jest najprawdopodobniej ortognejsym mikroklinowym, pochodnym granitu. Pierwotny drobnoziarnisty materiał nie uległ zbyt silnej metamorfozie.

Ogólna charakterystyka grupy gnejsów.

Na podstawie wyżej przytoczonych, szczegółowych opisów skał grupy gnejsów, zestawiamy poniżej następujące najważniejsze cechy ogólne, charakteryzujące tą grupę:

1. Skały tego typu zostały odkryte w 26 punktach. Na ich wynajdywanie w terenie, jako elementów ważnej grupy, zwracano baczną uwagę. Prawdopodobnie zatem w badaniach terenowych nie przeoczono miejsc, gdzie podobne

skały występują. Punkty ich występowania w terenie są dość rozproszone. Postępując od zachodu ku wschodowi spotkamy je: na Czolakinie (17), w rejonie Albina (1-6), w rejonie Łostunia (7, 8, 14, 18, 19, 20), na Czymirnym (9, 10), w górnym Czeremoszu (11, 21) oraz na Przełużnym (12, 13, 15, 16, 22, 23, 24, 25, 26). Należy zaznaczyć, iż gnejsy w wymienionych punktach są ograniczone w szerokości zalegania, a zreguły występują na elewacjach. Należą one do najstarszych elementów w serji krystalicznej Czywczyna.

2. Panującym typem wśród gnejsów są elementy alkaliczne (albitowe i ortoklazowe). Alkaliczno-wapienne są ograniczone do trzech punktów (Łostuń i grzbiet Przełużny). W grupie gnejsów alkalicznych panuje równowaga między gnejsami albitowemi a ortoklazowemi, przyczem obie te grupy wiążą się często elementami pośrednimi (ortoklazoalbitowemi). Gnejsy albitowe i ortoklazowe występują niejednokrotnie obok siebie w jednej serji.

3. Prawie wszystkie skały tej grupy należą do ortognejsów. Wyjątek, być może, stanowi skała z nad górnego Czeremosza, zawierająca poważniejsze ilości serycytu, a w wynikach analizy chemicznej duży nadmiar glinki.

4. Strukturalnie należą opisywane gnejsy do dwóch typów, wśród których przeważa stanowczo typ porfiroblastyczny, rzadziej występuje typ granoblastyczny. Wśród porfiroblastów panującymi składnikami są skalenie i kwarciec. Podrzedną rolę odgrywają femiczne składniki. Tło skalne jest wśród form porfiroblastycznych drobnoziarniste lub kryptokrystaliczne (felsytowe). Niejednokrotnie występuje wśród nich jako relikwit tekstura potokowa. Fakt ten, obok obecnych wybitnych śladów resorpcji magmowej relikwitowych prakryształów (porfiroblastów), świadczy o tem, iż odpowiednie gnejsy pochodzą głównie ze skał wylewnych, kwaśnych porfirów kwarcowo-skaleniowych (rijolitów).

5. Interpretacja wyników analiz chemicznych przy użyciu sposobów projekcyj np. Ossana-Beckego, dopuszcza wniosek, iż opisywane gnejsy, chemicznie biorąc, należą do dwóch grup: alkalicznych i alkaliczno-wapiennych. W trójkącie Ossana-Beckego znalazły się blisko wierzchołka A_0 , jako skały wybitnie alkaliczne, bądźto sodowe, bądź też potasowe, ele-

menty: 7, 9, 10, 11, 17, 18, 22, 25. Osobną tutaj grupę utworzyły gnejsy: 1, 19, 21. Są one przesunięte w polu trójkąta na prawo, zbliżając się do trachitów alkaliczno-wapiennych i sjenitów. Osobną pozycję zajmuje w projekcji skała 14, która jest już wyraźnie alkaliczno-wapienna. (Ryc. 3).

6. Na podstawie wyników chemicznej analizy obliczono normatywny skład mineralny (modłą amerykańską). Odnosne liczby dla ortoklazu, albitu, anortytu i kwarcu rzucono w projekcję prostokątną, szeregując w niej skały według malejącej ilości ortoklazu. Dwanaście pozycji z tak przedstawionego szeregu obejmują gnejsy (cyfry arabskie). Z rysunku widać wyraźnie związek między poszczególnymi składnikami: spadek ortoklazu jest związany ze wzrostem cząsteczek albitowych oraz do pewnego stopnia ze wzrostem kwarcu. Ten schemat projekcyjny pozwolił między innymi wyróżnić ściśle wśród grupy gnejsów elementy albitowe, ortoklazowe i oligoklazowe tembardziej, gdy okazała się zgodność między takim zestawieniem stosunków normatywnych minerałów a obserwacją mikroskopową. Widać również, że skała 21 jest paragnejsem o dużym nadmiarze kwarcu, a stosunkowo małej ilości skaleni (najmniejszej z pośród wszystkich opisywanych gatunków). (Ryc. 1).

7. W porównaniu ze znanymi skałami krystalicznymi Rzeczypospolitej gnejsy czywczyńskie odbiegają swym chemizmem od typów do dziś poznanych. Zajmują one w projekcji Beckego odrębne pole, zwłaszcza te, które są przesunięte tutaj bliżej ku wierzchołkowi A_0 . W polu tem nie znalazł się np. żaden z 19 analizowanych dotychczas granitów tatrzańskich. W ten sposób została odkryta dla obszaru ziem polskich nowa grupa skał alkalicznych (potasowych i sodowych). Gnejs oligoklazowy z pod Łostunia (strażnica rum. Nr. 14) zbliża się bardzo jako skała ortoklazowo-plagjoklazowa do monzonitów wołyńskich (granit monzonitowy z Klesowa). Jest to tembardziej charakterystyczne, iż cechy niektórych minerałów opisywanych gnejsów, jak np. biotyту, swoją fizjografią odpowiadają minerałom prowincji wołyńskiej. Bliższe badania tej prowincji byłyby bardzo wskazane w celu przeprowadzenia ściślejszej paralelizacji terenów krystalicznych nad Czeremoszem i nad Słuczą.

8. Ogólnie biorąc nie doznał wyjściowy materiał mag-

mowy w dorzeczu Czeremosza (paleozoiczne porfiry, rijolity, granity) zbyt silnej metamorfozy dynamicznej. Zaznaczyła się ona głównie w kataklazie składników mineralnych. Reliktowe struktury zachowały się niejednokrotnie w pierwotnej formie (np. str. potokowa, resorbcja magmowa prakryształów) u większości opisywanych skał. Z powyższego tytułu należałoby prawie wszystkie gnejsy zaliczyć do typu Grubenmanna „epignejsów“ tembardziej, że wśród minerałów je składających główną rolę odgrywają typomorfowe dla „epistrefy“ serycyt, chloryt i t. p. Jednakże obecne są w niektórych skałach jako główne minerały, wymieniane jako typomorfowe dla dolnej strefy, np. granat, ortoklaz (mikroklin), które występują obok charakteryzujących strefę górną metamorfozy. Jest rzeczą możliwą, że skały zawierające granat, mikroklin, przeszły najpierw metamorfozę wgłębną, a zanim odsłoniły się dziś na powierzchni, przechodząc przez strefę górną, przeistoczyły się częściowo na typy „epi“, wyzwalając ze swego składu mineralnego wtórnie minerały, charakteryzujące strefę górną.

Wynika stąd, iż przydzielanie danego gatunku gnejsu do dolnej, czy też do górnej strefy metamorfozy, napotyka na trudności i nie może być zdecydowane.

B. ŁUPKI KWARCYTOWE.

Do tej grupy zaliczono materiały, których głównym składnikiem jest kwarc, występujący w opisywanych skałach w ilości powyżej 70%. Obok kwarcu występują jako główne, w mniejszej ilości, chloryt, serycyt, granat i inne. Dokładny opis gatunków tych skał będzie podany poniżej. Na mapie wyróżniono wśród tych skał dwa rodzaje, mianowicie kwarcytowe i kwarcytowo-grafitowe. Uczyniono to ze względu na odmienną pozycję geologiczną obu rodzajów. Należą one w terenie krystalicznym Czywczyna do skał najmłodszych, rozwijając się tutaj głównie na obwodzie masy krystalicznej, zwłaszcza w części południowej zachodniej partji wymienionego obszaru.

Przegląd tych skał, które są pochodniami osadowców, zaczynamy od zachodu, postępując konsekwentnie do skrajnego wschodu.

G r a ń B u d y j o w s k a.

(27) Wys. 1511 m. Okazy tej skały są barwy szaro-żółtej. Części zwietrzałe powierzchni są barwy rdzawo-złocistej. W przełomie widać zróżnicowanie na warstewki różnej grubości, wśród których nie brak żył prawie czystego kwarcu. Widoczne są tutaj również mikrofałdy.

Na planie pierwszym występuje w mikroskopie główny minerał kwarczec. Jego kształty są nieregularne, a ziarna wzajemnie się zazębiają. Często występuje wtórne prążkowanie, widoczne zwłaszcza w świetle spolaryzowanym. Wewnątrz obecne smugi wrostków, wielkości submikroskopowej. Wybitne faliste znikanie światła regułą. Jako charakterystyczny objaw dynamiki zauważono kierunkowe optyczne zorjentowanie przeważającej ilości tego minerału. Pomiar wykazał tu, iż 66% ziarn kwarcu wykazuje kierunek optyczny γ' , zbliżony do linii prostopadłej do łupkowatości, zaś 34% takich ziarn wykazuje w tym kierunku zorjentowany wektor optyczny α' . Ziarna kwarcu są niejednostajnej wielkości. Wielkość ta waha w krótszej średnicy od 0,03 do 0,24 mm (średnio 0,09), w dłuższej średnicy od 0,05 do 0,91 mm (średnio 0,18). Liczby te świadczą o dużym wydłużeniu ziarn w kierunku łupkowatości skały, wynoszącym okragło 100% krótszej średnicy.

Biotyt, przerosły serycytem, który występuje tu jednakże w ilości podrzędnej, jest częściowo zwietrzały. Na jego tle zjawia się często żółty nalot tlenków żelaza, tu i ówdzie chloryt.

Serycyt i chloryt występują również w łuskach niezależnie od biotyту. Minerale akcesoryczne występują w ilości niedużej. Należą tu przede wszystkim igielki rutylu, epidot oraz nieco apatyту.

Planimetrycznie wyznaczony skład mineralny przedstawia się następująco (w % obj.): kwarczec 87, biotyt z serycytem 12, chloryt i tlenki żelaza 1.

Struktura skały jest granoblastyczna, miejscami diablasytyczna.

Tekstura wyraźnie łupkowa.

Pewne szlify skały z tej samej miejscowości wykazały obecność 95% ziarn kwarcu o wymienionych własnościach.

W takich szlifach brakło biotyту. Resztę skały tworzył wyłącznie serycyt i tlenki żelaza. Na uwagę zasługuje fakt, iż szlify opisywanej skały są poprzecznie lub w dowolnych kierunkach poprzerynane subtelnymi żyłkami, wypełnionymi bardzo drobnoziarnistym agregatem kwarcowym. Niekiedy w miejsce takich żyłek zjawiają się linje, wzdłuż których szlif wyraźnie okazuje uskoki.

Skała jest niewątpliwie zmetamorfizowanym dynamicznie osadowcem (łupkiem piaszczystym).

P o t o k D o b r y ń.

(28) (Źródła potoku). Skała barwy ceglastej, zbita, z licznymi żyłkami kwarcowymi. Łupkowa tekstura nie zaznacza się wyraźnie.

W mikroskopie widać przede wszystkim kwarczec, o bardzo charakterystycznym rozwoju ziarn. Kształty ziarn przeważnie nieregularne, izometryczne, zwykle dla tego rodzaju skał. Faliste znikanie światła niezbyt wybitne. Miejscami zjawiają się zespoły drobnoziarniste oraz żyły przebiegające nawskroś szlify. W żyłach kwarczec jest wydłużony, rozwinięty w wyraźne prostokąty. Niektóre jego ziarna są otoczone obwódką, złożoną z włókien kwarcowych, układających się prostopadle do rdzenia. Oś dłuższa włókien jest kierunkiem optycznym α . Niektóre rdzenie tego rodzaju (jakby oolitu) złożone są z kwarcu idjomorfowego, o wyraźnych zarysach umiarowych sześcioboków. Tło skalne jest przyprószone tlenkami żelaza.

Obecny jest chloryt w niedużej ilości, o wyraźnym pleochroizmie (trawiasto-zielony, blado-żółty), który tworzy lokalne nagromadzenia drobnych ziarenek. Tlenki żelaza (hematyt?) obok nieregularnych plam tworzą często jakby groniaste skupienia na tle ziarn kwarcu oraz pseudomorfozy po tym mineralu.

Skała nie nadawała się do planimetrowania.

Jej struktura jest zmienna: miejscami normalna dla kwarcytów, miejscami sferulityczna. Wielkość ziarn kwarcu bardzo zmienna, od 1 mm do 0,02.

Tekstura zbita. Miejscami zaznacza się jako łupkowa, jednakże niewyraźnie. Ziarna kwarcu przeważnie izometryczne. Tu i ówdzie są one nieznacznie wydłużone, jednakże

wydłużenie to nie przebiega zgodnie z kierunkami łupkowości.

Skala jest łupkiem kwarcytowym, który powstał z dynamicznej metamorfozy jakiegoś piaskowca. Metamorfoza nie była zbyt silna.

Albin.

W rejonie krystalicznej serji, występującej w źródłiskach potoku Albin, znaleziono kilka rodzajów łupków kwarcytowych o nieco zmiennym składzie mineralnym. Poniżej podajemy ich opis.

(29) Skala ciemno-szara, prawie czarna, z jaśniejszemi smugami, ułożonemi prostopadle do łupkowości. Tekstura cienko łupkowa, okazuje wyraźne mikrofałdy. Na powierzchni zjawiają się izometryczne próżnie, powstałe ze zwietrzenia kryształów pirytu.

W mikroskopie występuje przede wszystkim kwarciec w ilości 75%. Resztę skały tworzy grafit, serycyt i piryt. Kwarciec nie przedstawia nic szczególnego jako normalny minerał skały kwarcytowej. W miejscach, gdzie otacza idjomorfowe kryształy pirytu, tworzy obwódkę, zbudowaną z włókien ułożonych prostopadle do rdzenia. Grafit przyprósza tło skalne w postaci nieprzeźroczystej czarnej masy pyłastej. Miejscami układa się ten składnik skały w smugach, podkreślając w ten sposób obecność mikrofałdów (Tabl. II. 5). Serycyt i piryt obecne w niedużych ilościach.

Struktura skały jest diablastyczna, tekstura łupkowa.

(30) Skala ciemna, wyraźnie łupkowana, barwy prawie czarnej, z odcieniem niebieskawym.

Przerosła jasnymi wkładkami kwarcowemi. Widać wyraźne mikrofałdy.

W mikroskopie obecny kwarciec jako przeważający minerał, o wybitnie falistym znikaniu światła. Duże jego ziarna zawierają wrostki grafitu, granatu oraz drobnoziarnistego kwarcu. Granat występuje w ziarnach idjomorfowych o przeciętnej średnicy 0,05 mm. Jest częściowo rozłożony na substancję żółto-brunatną, o wyraźnej dwójłomności (Tabl. II. 6).

Skład mineralny, wyznaczony planimetrycznie (w 0/0% obj.): kwarciec 92, granat 4, serycyt i grafit 4.

Struktura skały jest granoblastyczna. Wielkość ziarn kwarcu niejednostajna. Wahania od 0,03 do 0,4 mm. Między większymi ziarnami zjawia się agregat drobnokrystaliczny.

Skała jest zmetamorfizowanym osadowcem, najprawdopodobniej łupkiem piaszczystym, który zawierał znaczny procent mialu węglowego.

(31) Skała podobna do poprzedniej. Zawiera jednakże więcej substancji grafitowej. Megaskopowo przedstawia się jako łupek czarny, zwięzły, z jaśniejszymi smugami. Poszczególne jego warstewki są silnie z sobą spojone, dając się trudno megaskopowo odróżnić.

W mikroskopie kwarczec okazuje wybitne faliste znikanie światła, wskutek czego jego orientacja optyczna nie da się bliżej określić. Grafit gromadzi się w wąskich, porozrywanych smugach. Serycyt występuje w drobnych blaszkach, rozproszonych na tle skały mniejwięcej równolegle. Tlenki żelaza występują w bezkształtnych grudkach lub smugach towarzyszących grafitowi.

Skład mineralny skały wyznaczony planimetrycznie (w % obj.): kwarczec 90, grafit, serycyt i tlenki żelaza 10.

Struktura skały granoblastyczna, wielkość ziarn niejednostajna. Dużo ziarn drobnych, izometrycznych, o przeciętnej średnicy 0,02 mm, mieści się między ziarnami większymi, wydłużonymi, o średniej długości osi większej 0,25 mm. Większe ziarna mają kształty nieregularne, wydłużone, zazębiające się.

Skała jest łupkiem kwarcytowym tego samego typu, co poprzednia (30).

(32) Wys. 1498 m. Skała podobna megaskopowo do poprzedniej (31). Jej głównym składnikiem jest kwarczec, przyprószony łem grafitowym, łuskami serycytu oraz tlenkami żelaza. Struktura jej jest diablastyczna. Wielkość ziarn kwarcu waha się w osi krótszej od 0,02 do 0,2 mm, w osi dłuższej od 0,04 do 0,2 mm. W tym łupku występuje również bardzo rzadki skaleń, niedający się bliżej oznaczyć. Jego spólczyniki załamania są mniejsze niż kwarcu (albit?).

(33) Potok Albin, wys. 1505 m. Łupek barwy popielatej z odcieniem zielonkawym, dość zwięzły, o wyraźnej teksturze łupkowej. Poszczególne warstewki wyraźne, do 1 mm grubości. W miejscach nadwietrzałych jest barwy brunatnej.

W mikroskopie widać przeważający kwarciec, o wybitnym falistym znikaniu światła, kształtach nieregularnych, niejednostajnej wielkości. Jego ziarna wrastają wzajemnie w siebie. Obok kwarcu występuje w największej ilości serycyt z chlorytem w drobnych pojedynczych blaszkach. Chloryt jest barwy blado-zielonej, o słabym pleochroizmie, szarobłękitnej barwie interferencyjnej. Jako charakterystyczny składnik zjawia się tutaj skaień o dodatnim znaku optycznym, mniejszych spólczynnikach załamania niż u kwarcu, bez prążków bliźniaczych i wyraźnej łupliwości. Jest to najprawdopodobniej albit.

W niedużych ilościach występuje w tej skale granat i tytanit.

Skład mineralny skały wyznaczony planimetrycznie (w % obj.): kwarciec 90, serycyt 4, albit 2, chloryt 2, ilmenit z tytanitem 1, granat 1.

Struktura skały jest pojkiloblastyczna, miejscami diablastyczna. Wielkość ziarn kwarcu waha się w osi krótszej od 0,014 do 0,14 mm, w osi dłuższej od 0,024 do 0,25.

Tekstura łupkowa.

Skała jest łupkiem kwarcytowym, pochodnym osadowego łupku piaszczystego, z domieszką substancji ilastej.

(34) Wys. 1435 m. Na przelomie tej skały są widoczne partje świeżego, białego kwarcytu, ułożone naprzemian z wkładkami serycytowo - chlorytowo - kwarcowemi. Warstewki chlorytowo-serycytowe są na powierzchni srebrzysto-zielone, w partjach nadwietrzalnych o połysku złotawym.

W mikroskopie prócz kwarcu, o cechach podobnych jak to było u skał wyżej opisanych, widoczne są nieliczne ziarna mikroklinu, nieco tlenków żelaza, przerastających skupienia łyszczyków. Faliste znikanie światła u kwarcu bardzo wybitne.

Struktura skały jest granoblastyczna. Wielkość ziarn w porównaniu z poprzednimi znacznie większa. (Tabl. III. 1). Wahania przeważnie izometrycznych ziarn od 0,30 do 1,16 mm. Agregat drobnokrystaliczny obecny tylko w żyłkach, przebiegających pole widzenia w różnych kierunkach.

Tekstura niewyraźnie łupkowa, raczej zbita.

Skała jest zmetamorfizowanym piaskowcem (może osadowym kwarcytem).

(35) Grań Albin, wys. 1522 m. Skała podobna do łupku z Budyjowskiej (27), jest łupkiem szaro-zielonawym, cienko warstwowanym, nieco sfałdowanym.

W mikroskopie zjawia się kwarczec o wybitnie falistym znikaniu światła w dużych ziarnach. Posiada drobne wrostki układające się w smugi. Należą one do zoizytu o niskiej dwójłomności, a dużych spólczynnikach załamania. Jego kryształy występują w krótkich, grubych słupkach lub zaokrąglonych ziarnach. Kąt osi optycznych duży.

Obecny tu jest blado-zielony chloryt, o słabym pleochroizmie, granatowej barwie interferencyjnej.

Skład mineralny wyznaczony planimetrycznie (w ‰) jest następujący: kwarczec 95, serycyt i chloryt 2,5, zoizyt 2,5.

Struktura skały jest granoblastyczna, miejscami diablastyczna. Średnia wielkość ziarn kwarcu 0,32 mm (wahania od 0,04 do 1,12).

Skała jest podobnie jak poprzednia (34) zmetamorfizowanym dynamicznie piaskowcem lub kwarcytem o niedużej zawartości substancji ilastej.

P o t o k R y ż o w a t y.

(36) Wys. 1305 m. Skała podobna do niektórych gnejsów z Prełużnego. Wyraźnie łupkowana, o grubości poszczególnych warstewek dochodzącej do 3 mm. Warstewki te są niesfałdowane i zróżnicowane na jaśniejsze części skalenioskwarcowe i ciemniejsze, lśniące, złożone głównie z łyszczyku. Na tle skały wyróżniają się tu i ówdzie niedużej wielkości porfiroblasty.

W mikroskopie zjawiają się na pierwszym planie ziarna kwarcu. Są one dość jednostajnej wielkości oraz prawie izometryczne. Brak kataklazy oraz wybitnego falistego znikania światła. Na drugim planie występują w tej skale alkaiczne skalenie, albit, mikroklin. Albit tworzy ziarna świeże, nieokazujące łupliwości oraz bardzo rzadko tworzące bliźniaki. Ziarna tego składnika są prawie izometryczne, a wewnątrz zawierają dość liczne wrostki kwarcu, apatyty, serycytu oraz chlorytu. Mikroklin, okazujący zreguły siatkę bliźniaczą, występuje w skupieniach po kilka do kilkunastu ziarn.

Serycyt, biotyt oraz chloryt są w tej skale rozproszone bezładnie, najczęściej jednakże tworzą odrębne smugi, decydujące o jej łupkowatości. W smugach tych łuseczkowaty serycyt oraz w blaszkach wykształcony muskowitz tworzą składniki przeważające. Chloryt tworzy zreguły większe kryształy barwy trawiasto-zielonej, o wybitnym pleochroizmie: γ' — trawiasto-zielony, α' — blado-żółty (prawie bezbarwny). Wśród wrostków obecnych w tym mineralu zauważono ziarna tlenków żelaza i tytanu oraz nieco epidotu. Morfologją chloryt odpowiada ściśle biotytopi. Dowodem pochodzenia chlorytu z biotytopi jest obecność w skale ciągłego przejścia od świeżego biotytopi do typowego chlorytu. To ciągłe przejście zaznacza się w szlifach przede wszystkim stopniową zmianą barw interferencyjnych biotytopi oraz jego pleochroizmem. Świeży biotyt okazuje pleochroizm: α' — bruno-żółty, γ' — ciemno-brunatny.

Tlenki żelaza brunatne lub czarne występują tutaj przeważnie jako bezkształtne wrostki w składnikach femicznych, rzadziej samodzielnie w formach idjomorfowych. Apatyt i epidot tworzą nieliczne, okrągłe ziarna, występujące przeważnie jako wrostki w femicznych składnikach.

Ilościowy skład mineralny skały, wyznaczony planimetrycznie w % obj., przedstawia się następująco: kwarciec 73, muskowitz 8, albit 7, mikroklin 5, chloryt i biotyt 5, tlenki żelaza i tytanu 2.

Struktura skały jest granoblastyczna. W partjach, gdzie albit okazuje tendencje do tworzenia porfiroblastów, zbliża się do porfiroblastycznej. Średnia wielkość dłuższej osi ziarn kwarcu wynosi 0,13 mm, osi krótszej 0,08 mm. Porfiroblasty skaleni osiągają wielkość 0,8 mm. Tekstura skały jest łupkowa.

Opisana skała jest najprawdopodobniej zmetamorfizowanym łupkiem piaszczysto-ilastym. Metamorfozę przeszła w strefie górnej w bardzo małym stopniu, o ile weźmiemy pod uwagę cechy przeważającego składnika skały — kwarcu.

Ł o s t u ń.

(37) Potok Łostuń, powyżej 1195 m. Skała czarna, bez połysku, z jaśniejszymi wkładkami, wyraźnie sfałdowana. Głównym jej składnikiem są ziarna kwarcu, które występują

tutaj w dwóch rodzajach morfologicznych. Jeden z nich tworzy ziarna drobne, wydłużone w kierunku łupkowatości skały, przyprószone pyłem grafitowym. Drugi rodzaj należy do wkładek wolnych od grafitu (wtórnych), złożonych z większych ziarn kwarcu, przebiegających bądźto w smugach zgodnych z łupkowatością lub ukośnych względem tejże. W obu rodzajach ziarna kwarcu mają kształty nieregularne, wydłużone i zazębiają się mocno wzajemnie. Zreguły okazują wybitne faliste znikanie światła. W optycznej orientacji obu rodzajów kwarcowych zaznacza się wyraźna różnica. Gdy drobne ziarna, przyprószone grafitem, okazują w kierunku łupkowatości w znacznej większości znak optyczny dodatni (żółta barwa interferencyjna przy użyciu gipsówki), agregaty ziarn większych, wolne od grafitu, okazują pod tym względem brak wyraźnej kierunkowej orientacji. Na uwagę zasługują subtelne, dokładnie prostolinijne smugi (żyłki), przebiegające w niektórych partjach szlifów, złożone z drobnych ziarn kwarcu. Smugi te, wolne od grafitu, jako utwory najmłodsze, przebiegają zarówno przez partje drobnoziarniste, jakoteż żyły gruboziarniste. Orientację optyczną okazują ściśle taką, jak partje, przez które przebiegają. Jest rzeczą charakterystyczną, iż drobne ziarna tych smug, bez względu na kierunek ich przebiegu, okazują w miejscach ich rozmieszczenia, w obrębie partyj drobnoziarnistych, znak optyczny dodatni, zgodny z większością ziarn kwarcu partji otaczającej. Zauważono, iż w tych miejscach wszystkie ziarna kwarcu owych smug są optycznie zorjentowane w sposób wyżej opisany. W tych miejscach, gdzie owe smugi przebiegają przez pole gruboziarniste, bez grafitowych wkładek kwarcowych, drobne ich ziarna nie okazują tak ścisłej konsekwencji w orientacji optycznej, dostosowując się pod tym względem do stosunków partji, przez którą przebiegają.

Wyżej opisane zjawiska świadczą o tem, iż: 1) owe delikatne żyłki kwarcowe uległy również metamorfozie — pochodzą zatem z czasów przed dynamiczną metamorfozą skały, 2) wtórne optyczne orjentowanie się ziarn kwarcu, jako skutek metamorfozy, zależy od wielkości jego ziarna, 3) dostosowanie się orientacji optycznej drobnych ziarn kwarcu we wtórnych smugach w partjach gruboziarnistych do charakteru optycznego żył gruboziarnistych możnaby wy-

tłumaczyć, być może, przeważającym w tych partjach wpływom zbiorowej krystalizacji, odbywającej się w nich w sposób zorjentowany, dostosowany do przypadkowej orientacji kwarcu w fazie przed metamorfozą. Powyżej opisane zjawisko posiada ogólniejsze znaczenie.

Obok głównych składników opisywanej skały — kwarcu i grafitu — występują w niej jako minerały akcesoryczne zrzadka rozsiane drobnutkie łuski serycytu i tlenki żelaza.

Struktura skały jest granoblastyczna. Średnia wielkość ziarn kwarcu w partjach z grafitem wynosi 0,05 mm, w partjach bezgrafitowych 0,2 mm.

Skała jest zmetamorfizowanym łupkiem kwarcowo-węglowym; metamorfozę przeszła najprawdopodobniej w partjach głębszych. Świadczy o tym charakter ziarn kwarcu oraz grafityzacja pelitu (miału węglowego).

(38) Potok Łostuń, wys. 1450 m. Skała wyglądem megaskopowym i mikroskopowym podobna do poprzedniej (37). Jest zwięzła, barwy ciemno-szarej, o połysku srebrzystym. Zawiera jaśniejsze wkładki, złożone z ziarn czystego kwarcu.

Jej przeważającym składnikiem (przeszło 70%) są ziarna kwarcu, o cechach fizjograficznych identycznych ze skałą 37. Wykazują one wybitne faliste znikanie światła oraz nieregularne kształty. Większe wśród nich, niepokryte substancją grafitową, zawierają wrostki kwarcu drobnoziarnistego (krystalizacja zbierająca). Obecny w tej skale pył grafitowy gromadzi się wraz z łyszczykami na płaszczyznach łupkowatości. Łyszczyk potasowy występuje tu w postaci drobnych łusek (serycyt), bądź też w większych łuskach (muskowit). Tlenki żelaza występują tu akcesorycznie, a do minerałów charakterystycznych należy zaliczyć nadwietrzały bioty, obecny w dużych blaszkach.

Struktura skały jest granoblastyczna. W szlifach jest widoczna wyraźnie alternacja smug drobnoziarnistych naprzemian z gruboziarnistymi. Oś krótsza ziarn kwarcu waha się od 0,03 do 0,12 mm, dłuższa od 0,08 do 0,36 mm.

Skała jest łupkiem kwarcowo-grafitowym. Jej geneza i stopień metamorfozy są identyczne ze skałą 37.

(39) Potok Łostuń (w pobliżu źródeł). Skała prawie czarna, z jaśniejszemi wkładkami gruboziarnistymi. Wietrzejąc przybiera barwę rdzawą. Przeważającym jej składnikiem,

(przeszło 80%), są ziarna kwarcu o wybitnie falistym znikaniu światła. Charakterystycznym wyrazem dynamicznej metamorfozy, jaką przeszedł ten składnik skały, są tu subtelne prążkowania jego ziarn, upodabiające kryształki kwarcu do pertytu.

Drugim składnikiem skały jest pył grafitowy, który zreguły występuje w towarzystwie łusek serycytu i chlorytu. Akcesorycznie występuje tu epidot, granat oraz apatyt.

Struktura skały jest diablastyczna. Ziarna skały są nieregularne i zmiennej wielkości. Wahania ich osi krótszej wynoszą od 0,01 do 0,3 mm, osi dłuższej od 0,01 do 0,5. Agregaty drobnokrystalicznego kwarcu występują w szlifach tu i ówdzie samodzielnie.

Skała jest łupkiem kwarcowo-grafitowym o genezie identycznej z 37, 38.

(40) Łostuń szczyt 1656 m. Łupek ciemno-szary z odcieniem zielonkawym, złożony prawie wyłącznie z ziarn kwarcu. Serycyt, chloryt, biotyt, granat oraz pył grafitowy występują w ilości około 1% (Tabl. III.2). Kwarzec wykazuje wybitne faliste znikanie światła. Wśród jego ziarn około 64% wykazuje γ w kierunku prostopadłym do łupkowatości. Ich średnia długość wynosi 0,06 mm, przy wahaniach od 0,02 do 0,14 mm; średnia szerokość 0,05 mm, przy wahaniach od 0,01 do 0,12 mm.

Struktura skały jest granoblastyczna, miejscami pojkiloblastyczna.

Skała jest łupkiem kwarcytowym, mocno dynamicznie zmetamorfizowanym, pochodzenia osadowego (łupek piaszczysty).

(41) Potok Łostuń (boczny). W potoku tym występują dwie odmiany łupku kwarcytowego:

Odmiana pierwsza jest skałą jasną, niebiesko-szarą, zwięzłą, cieńkowiekową, nieznacznie sfałdowaną. Na powierzchni łupkowatości posiada połysk srebrzysty, w kierunku poprzecznym tłusty. Większe porfiroblasty kwarcu dają się z łatwością wyróżnić na jej tle. Ziarna porfiroblastów okazują wybitne faliste znikanie światła. Drobniejsze ziarna tła skalnego wrastają na brzegach w porfiroblasty. Charakterystycznym składnikiem tej skały jest piryt, który występuje tu w regularnych, idjomorfowych przekrojach

lub nieregularnych ziarnach. Fizjografja serycytu, chlorytu i biotyту jest podobna do analogicznych składników skał poprzednio opisywanych. Wśród minerałów akcesorycznych zauważono dobrze wykształcone formy cyrkonu, tworzące wrostki w kwarcu, dochodzące do 0,14 mm długości w kierunku osi głównej. Obok form dobrze wykształconych częstsze są naogół kryształy cyrkonu otoczone.

Do akcesorycznych należy również apatyt, występujący tu w postaci wrostków w kwarcu i w łuszczkach. Jego ziarna są zreguły zniszczone.

Ilościowy skład mineralny skały, obliczony planimetrycznie w % obj., przedstawia się następująco: kwarciec 93, serycyt, chloryt i biotyт 6, piryт 1.

Struktura skały jest porfiro-granoblastyczna. Porfiroblasty kwarcu dochodzą do 1,5 mm długości, a 1 mm szerokości. Reszta ziarn tego minerału okazuje średnią długość 0,1 mm, średnią szerokość 0,08 mm. Łuski serycytu osiagają 1 mm długości, 0,02 mm szerokości.

Skała jest łupkiem kwarcytowym, wybitnie zmetamorfizowanym, pochodzenia osadowego (łupek piaszczysto-ilasty).

Odmiana druga jest łupkiem barwy tej samej co poprzednia, grubo warstwowanym. W przekroju poprzecznym widoczne są warstewki czysto kwarcowe, dochodzące do 70 mm grubości. Na tle skały są dobrze widzialne drobne ziarna piryту, średnicy do 0,5 mm.

W mikroskopie ziarna kwarcu okazują wybitne i charakterystyczne faliste znikanie światła. Podobnie jak to podano w jednej z wyżej opisanych skał, występują u tych ziarn przy skrzyżowanych nikolach prążkowania, upodabniające je strukturą do pertyтów. Piryт tworzy ziarna prawie wyłącznie idjomorfowe, o przekrojach kwadratowych lub prostokątnych.

Ilościowy skład mineralny w % obj.: kwarciec 75, piryт 21, serycyт 4. Wielkość ziarn kwarcu waha się od 0,06 do 0,7 mm w przekrojach osi dłuższej i krótszej. Średnia wielkość ziarn piryту wynosi 0,31 mm.

Skała jest łupkiem kwarcowo-pirytowym, mocno dynamicznie zmetamorfizowanym, pochodzenia osadowego (łupkiem piaszczysto-ilastym). Genezę piryту należy wiązać

z obecnością w pierwotnej skale dużej ilości substancji organicznej.

(42) Potok Łostuń, wys. 1195 m. Na tej wysokości występują dwie odmiany łupku kwarcytowego.

Niżej zalegająca odmiana pierwsza jest skałą jasną o połysku srebrzystym (na zwietrzałych powierzchniach złocisto-żółtym lub czerwono-brunatnym). Tworzy materiał grubo łupkowany, zwięzły, mocno sfałdowany. Składające je warstewki dochodzą do 50 mm grubości. Jej główny składnik kwarczec wykazuje wybitne faliste znikanie światła. Własnościami nie różni się od tego rodzaju składników wyżej opisanych.

Obfity w tej skale serycyt występuje tu w drobnych, pojedynczych, bezładnie rozrzuconych łuskach, rzadziej w dobrze wykształconych blaszkach. Charakterystycznym składnikiem jest biotyt, zreguły zwietrzały i otoczony tlenkami żelaza. W tej skale znaleziono również drobne ziarna syderytu o wykształceniu idjomorfowem lub w nieregularnych, drobnoziarnistych agregatach. Wśród tlenków żelaza zauważono limonit oraz hematyt. Do akcesorycznych należą rutyl (w igielkach) oraz cyrkon, występujący w ziarnach otoczonych.

Ilościowy skład mineralny w ‰ obj.: kwarczec 82, serycyt 10, tlenki żelaza 4, biotyt 4.

Struktura skały jest granoblastyczna. Wielkość składników niejednolita. Większe ziarna wykazują w osi podłużnej średnią wielkość 0,18 mm, przy wahaniach od 0,1 do 0,26 mm, w osi poprzecznej średnią wielkość 0,13 mm, przy wahaniach od 0,05 do 0,18 mm. Agregaty drobnokrystalicznego kwarcu wykazują średnią wielkość ziarna mniejszą od 0,01 mm.

Skała jest łupkiem kwarcowo-serycytowym, mocno zmetamorfizowanym, pochodnym łupku piaszczysto-ilastego.

Odmiana druga jest łupkiem, przypominającym z wejścia niektóre gnejsy z Hali Czolakinu. Barwę posiada oliwkowo-zieloną, ciemniejszą od tych gnejsów.

W mikroskopie widać przede wszystkim ziarna kwarcu o wybitnym falistym znikaniu światła, nieregularnych ziarnach, wzajemnie się przerastających, tworzących tu i ówdzie pojkilmaty. Ich wielkość jest niejednolita. Występuje stosunkowo dużo agregatów drobnokrystalicznych. Wśród wrost-

ków w kwarcu zauważono serycyt, grafit, rzadziej apatyt oraz epidot. Obecny tu biotyt, pokryty tlenkami żelaza, nie tworzy nigdzie regularnych blaszek. Chloryt i serycyt występują w mniejszych ilościach i są miejscami dobrze wykształcone. Chloryt wykazuje ciemno-niebieskie barwy interferencyjne.

Do charakterystycznych składników wypada tu zaliczyć zbliźniaczony albit, o ziarnach wydłużonych w kierunku łupkowatości, oraz nieliczne porfiroblasty pertytu z wrostkami bliźniaków albitowych.

Ilościowy skład mineralny skały nie dał się planimetrycznie ściśle uchwycić. Około 87% jej składników tworzy kwarczec, resztę biotyt, serycyt, chloryt, albit i pertyt.

Struktura skały jest diablastyczna, miejscami porfiroblastyczna. Średnia wielkość ziarn kwarcu w osi krótszej wynosi 0,05 mm (przy wahaniach od 0,01 do 0,31), w osi dłuższej 0,1 mm (przy wahaniach od 0,02 mm do 0,33).

Skała jest łupkiem kwarcowo-biotytowo-chlorytowo-serycytowym, niezbyt silnie zmetamorfizowanym. Pierwotnie przedstawiała prawdopodobnie łupkę osadowy piaszczysty, zawierający składniki granitu alkalicznego.

P o t o k C z y m i r n y .

(43) Wys. 1310 i 1335 m. W powyższej miejscowości występują dwie odmiany łupku kwarcytowego. Jedna z nich jest skałą szaro-żółtą, zwięzłą, przypominającą gnejsy. Na jej powierzchni widać porfiroblasty skaleni i kwarcu, dochodzące do 1 mm średnicy. Na powierzchni łupkowatości połyskują złociste łuski łyszczyku.

Kwarczec tworzy ziarna niejednostajnej wielkości i nieregularnych kształtów, o wybitnie falistym znikaniu światła. Jego porfiroblasty tworzą pojilmaty, zawierające wrostki mniejszych ziarn kwarcowych. Skaleń występuje we formie albitu (10% An), wykazując wyraźne zbliźniczenia albitowe. Jego ziarna większe (porfiroblasty) są wewnątrz pokryte łuskami serycytu, zaś nazewnątrz posiadają kontury nieregularne. Mniejsze ziarna albitu są czyste i zreguły zbliźniczone. Serycyt występuje względnie w dużych ilościach. Muskowit jest składnikiem rzadszym i zreguły przerosły schlorytyzowanym biotytem.

Ilościowy skład mineralny skały w ‰ obj.: kwarczec 88, agregat kwarcowo-skaleniowy 6, serycyt i muskowit 2, chloryt i biotyty 2, albit 2.

Struktura skały jest porfiroblastyczna. Wielkość większych ziarn kwarcu waha się od 0,05 do 0,1 mm, w agregatach drobnoziarnistych od 0,01 do 0,02 mm. Ziarna albitu dochodzą do wielkości 1 mm.

Skała jest łupkiem kwarcowo-serycytowym, niezbyt mocno zmetamorfizowanym, pochodzenia osadowego. Prawdopodobnie była pierwotnie łupkiem piaszczysto-ilastym.

Występująca powyżej tej odmiany, odmiana druga jest barwy szaro-niebieskawej, na powierzchniach zwietrzałych żółtawej, zwięzła, miejscami spękana poprzecznie do kierunku łupkowatości. Jest ona złożona prawie wyłącznie z ziarn kwarcu o wybitnie falistym znikaniu światła i bardzo niejednolitej wielkości. Wielkość ziarn kwarcu waha się w osi krótszej od 0,005 do 0,2 mm, w osi dłuższej od 0,01 do 0,4 mm. Bardzo rzadko występują w szlifach porfiroblasty skaleni, wydłużone w kierunku łupkowatości. Chloryt jest tu składnikiem akcesorycznym.

Struktura skały jest granoblastyczna.

Skała jest łupkiem kwarcytowym, niezbyt silnie zmetamorfizowanym, pochodzenia osadowego.

C z e r e m o s z G ó r n y.

(44) Skała barwy jasno popielatej z odcieniem zielonawym. W partjach silnie kwarcowych jest prawie biała. Łupi się z łatwością na płytki grubości kilku cm, wewnątrz których łupkowatości prawie nie widać. Jej głównym składnikiem jest kwarczec o wybitnym falistym znikaniu światła oraz o nieregularnych kształtach ziarn. Mniejsze ziarna występują we większych pojkilmatach. Obecny zbliźniaczony albit, który występuje wyłącznie w agregatach drobnoziarnistych. Chloryt i serycyt przerastają często ziarna kwarcu w formie drobnych łusek.

Ilościowy skład mineralny skały w ‰ obj. przedstawia się następująco: kwarczec 95, serycyt i chloryt 4, albit 1.

Struktura skały jest diablastyczna, miejscami pojkiloblastyczna. Średnia wielkość ziarn w osi dłuższej wynosi

0,09 mm, w osi krótszej 0,06; ziarn albitu w osi dłuższej 0,15, w osi krótszej 0,1 mm.

Skała jest łupkiem kwarcytowym, niezbyt silnie zmetamorfizowanym, pochodzenia osadowego (łupek piaszczysty z domieszką iłu).

Podobna skała, jednakże z domieszką pyłu grafitowego, występuje na Chitance.

Ogólna charakterystyka łupków kwarcytowych.

Skał wymienionych w tytule zbadano szczegółowo 18 (od 27 do 44). Przy ogólnej ich charakterystyce należy podkreślić następujące momenty: 1) Przeważającym składnikiem, który zdecydował o rodzaju i nazwie skały, jest tu kwarc. Składnik ten występuje w opisywanym materiale ze zmienną ilością od 70 do 99% jednakże około 50% tych skał zawiera kwarcu powyżej 90%. Kształty ziarn kwarcu są nieregularne, wydłużone, zatokowe, przyczem poszczególne osobniki zazębiają się wzajemnie. Często występują ziarna izometryczne, najczęściej jednakże różnicują się w nich osie krótsze i dłuższe. Wahania osi krótszej wynoszą od 0,01 do 0,24, osi dłuższej od 0,02 do 0,9 mm. Elongacja ziarn jest tu zatem stosunkowo znaczna i równoległa do kierunku łupkowości. Należy ją położyć na karb nietylę pierwotnej natury składników zmienionego osadowca (piaskowca), ile na metamorfozę dynamiczną (stres).

Zjawiska kataklazy zaznaczają się jedynie objawami wybitnego falistego znikania światła. Nie zauważono wyrazu tej kataklazy w postaci spękań lub tym podobnych objawów mechanicznego zniszczenia. Jako charakterystyczny objaw dynamiczny zjawia się w niektórych łupkach kwarcytowych subtelne prążkowanie ziarn kwarcu, zauważone również swego czasu w kwarcach granitu tatrzańskiego¹⁾. Ziarna kwarcu opisanych skał są przeważnie czyste, bez wrostków. Jako wrostki zjawiają się w niektórych skałach obficie przede wszystkim pył grafitowy, serycyt, chloryt i t. p., lub też mniejsze zaokrąglone ziarna kwarcu (pojilmaty). Do rzad-

¹⁾ Tokarski, Ryłski.

kości należą wtórne kwarcce, układające się sferulitycznie dookoła innych ziarn, zwłaszcza pirytu. 2) Obok kwarcu występują w łupkach kwarcytowych w mniejszej zawartości, dość obficie inne składniki. W dwóch okazach skały znaleziono w poważnej ilości (21%) jako główny składnik piryt. W jednym przypadku 12% biotyty. Niektóre skały zawierają w poważnych ilościach pył grafitowy (łupki kwarcowo-grafitowe). Do pospolitych domieszek należy zaliczyć serycyt (muskowit), biotyt. Skalenie (albit, mikroklin) oraz granat i zoizyt występują rzadko, w małej ilości, w niektórych punktach.

Te łupki wśród opisywanych, które zawierają kwarcu około 70%, zaś wśród reszty poważne ilości biotyty, serycytu i chlorytu, zbliżają się swym składem mineralnym, a zapewne także i chemicznym, do gnejsów, o ile w nich występuje równocześnie i skaień, lub do łupków serycytowych, opisanych poniżej. Ostatnio wymienione gatunki, przypominają *Grubenmanna* kwarcyty gnejsowe oraz serycytowe. 3) Struktura łupków kwarcytowych jest dość jednolita. Przeważa budowa granoblastyczna. Na drugim planie zjawia się struktura diablastyczna, rzadziej porfiroblastyczna, najrzadziej pojkioblastyczna oraz lepidoblastyczna. Na uwagę zasługuje fakt optycznego zorjentowania się składników kwarcowych pod wpływem dynamicznej metamorfozy. Zauważono, iż zreguły duży procent ziarn tego minerału wykazuje w kierunku elongacji (łupkowatości) znak optyczny α' . W niektórych skałach ziarna o takiej orjentacji znacznie przeważają. Śledzono szlify, w których prawie wszystkie dotyczące ziarna były jednolicie zorjentowane. Jako wyraz dynamiki metamorfozy fakt ten zasługuje na osobną uwagę, a szczegółowe ilościowe opracowanie pod tym względem wymienionego materiału pozostawiamy odrębnemu studjum. 4) Opisane skały okazują naogół mocniejszą metamorfozę w stosunku do gnejsów. Niepodobna rozstrzygnąć o głębokości, w jakiej odbywała się ta metamorfoza. Według zasad klasyfikacji Grubenmanna należałoby je zaliczyć do skał conajmniej „mezo“, zmienionych głównie pod wpływem stresu. Niektóre szlify łupków kwarcytowych wykazały wtórne objawy dynamiczne (uskoki, wtórne żyłki wypełnione kwarcami i t. d.). Byłby w tem dowód, iż skały te przechodziły dwie fazy dynamiczne.

5). Czywczuńskie łupki kwarcytowe są częściowo zmienionymi dynamicznie piaskowcami, o spoiwie bądźto ilastem, bądźto krzemionkowym, częściowo łupkami piaszczystymi, o dużej domieszce substancji ilastej. W niektórych regionach zawierał osadowy materiał piaszczysty znaczniejsze ilości substancji organicznej, która wśród metamorfozy uległa procesowi grafityzacji. Geneza zauważonego w kilku punktach składnika pirytowego może być również związana z pierwotną zawartością materiału organicznego.

C. ŁUPKI SERYCYTOWE.

Ścisłe wyróżnienie wśród paleozoicznej serji krystalicznych skał czywczuńskich łupków serycytowych napotykało na pewne trudności. Serycyt, jako składnik główny tej serji, występuje prawie w każdym okazie badanych skał w większym lub mniejszym procencie. Nie we wszystkich skałach jednakże — nawet w tych, w których występuje niekiedy w poważnej ilości — nadaje ten minerał materiałowi charakterystyczne piętno petrograficzne. Przy wyróżnieniu rodzaju łupków serycytowych wzięto oczywiście pod uwagę w pierwszym rzędzie ilość serycytu, obok tego jednakże i te charakterystyczne cechy skały, które ujawniły się dzięki obecności wspomnianego składnika. Należy tu n. p. wygląd megaskopowy skały, połysk, subtelna łupkowatość, łupliwość, struktura i t. p. Należy podkreślić, że wydzielenie tej serji skalnej mimo wszystko nie jest ścisłe. Łupki serycytowe wiążą się z innymi, n. p. z gnejsami, z łupkami kwarcytowymi, przede wszystkim zaś z chlorytowymi, szeregiem przejść w sposób prawie ciągły. Najściślej są te skały związane z łupkami chlorytowymi, od których niepodobna ich niekiedy odróżnić. Ten związek łupków serycytowych z chlorytowymi jest tem ściślejszy, iż występują one w serji, wyróżnionej na mapie jako kompleks łupków serycytowo-chlorytowych, w ścisłej łączności z temi ostatnimi. Łupki chlorytowe alternują w bardzo wielu miejscach z serycytowymi, od których megaskopowo nie podobna ich niekiedy odróżnić. Obok takiej formy ich występowania, ustalono w niektórych miejscach terenu ich obecność w kompleksach dość samodzielnych. Badania geologiczne wykazały, iż wyróżnienie w tych

miejscach osobnej grupy łupków serycytowych ma pozatem swoją rację stratygraficzną. Z tych punktów był przede wszystkim zebrany materiał analityczny i te zostały szczególnie opracowane.

Łupki serycytowe występują jako samodzielne kompleksy w najpoważniejszych ilościach w zachodniej części badanego obszaru. W części środkowej występują głównie na obwodzie masy krystalicznej w postaci wąskich pasów lub też tworzą bardziej zwarte kompleksy w obrębie łupków kwarcytowych (źródła potoku Łostuń). W części wschodniej masy krystalicznej skonstatowano ich obecność tylko sporadycznie.

Ze skał tych zbadano szczegółowo 50 okazów. Do analizy chemicznej wybrano jedynie trzy typowe, uważając to jako materiał wystarczający do ogólnego chemicznego scharakteryzowania tej grupy krystalicznych elementów rzeczywistych. Wyniki badań łupków serycytowych przedstawiają się następująco:

B u d y j o w s k a.

(45) Stok N. Skała wyraźnie cienko łupkowana, barwy stalowo-szarej, o połysku srebrzystym, rdzawo wietrzejąca, dość zwięzła i drobnoziarnista.

W mikroskopie zjawia się w jej szlifach przede wszystkim kwarc w największym procencie. Ziarna tego składnika nie różnią się w zasadzie morfologją od ziarn kwarców w typowym piaskowcu. Formy posiadają przeważnie izometryczne, mało wrostków, a co uderza najbardziej, to brak wybitnego falistego znikania światła. Ziarna tego składnika alternują ze smugami serycytu, który występuje tu w postaci drobniutkich łuseczek, zmieszany z niedużą ilością chlorytu. Zauważono zrzadka rozsiane skalenie, które zreguły trudne są do bliższego oznaczenia. Tworzą one większe idjomorfowe ziarna z wrostkami kwarcu i pyłu grafitowego. Są zazwyczaj wydłużone w kierunku łupkowatości skały. U niektórych zauważono zbliżniaczenia albitowe. Oznaczenia optyczne wykazały wśród tych skaleni obecność oligoklazu (25% An), albitowego oligoklazu (15% An) oraz ortoklazu. Występujący przeważnie w smugach serycytowych, zresztą nieliczny, chloryt okazuje barwę interferencyjną niebieską,

pleochroizm wybitny (// do łupliwości trawiasto-zielony, \perp blade-żółty). Jego $\gamma-\alpha = 0,002$. Do charakterystycznych akcesorycznych minerałów wypada tu zaliczyć turmalin, zjawiający się w słupkach, zakończonych piramidą lub zaokrąglonych, o silnym pleochroizmie: $\alpha =$ bezbarwny, $\gamma =$ oliwkowo-zielony.

Skład mineralny skały wyznaczony planimetrycznie w % obj.: kwarciec 54, serycyt 23, chloryt 19, plagjoklaz 3, grafit 1.

Struktura skały jest w zasadzie lepidoblastyczna, w partjach o niedużej ilości łyszczyku a wybitnie kwarcowych granoblastyczna. Średnia wielkość przeważającego składnika, kwarcu, wynosi w osi krótszej 0,09, w osi dłuższej 0,12 mm. Tekstura wybitnie łupkowa.

Wyniki chemicznej analizy (w % wag.):

SiO₂ 58,77, TiO₂ 0,74, Al₂O₃ 21,50, Fe₂O₃ 3,80, FeO 3,44, MnO 0,09, MgO 1,72, CaO 0,38, K₂O 4,90, Na₂O 0,65, +H₂O 3,63, —H₂O 0,11, P₂O₅ 0,16. (Suma: 99,89%).

% mol. SiO₂ = 61,22, Si = 62,4, U = 35,4, L = 2,2.

Jak widać z powyższych liczb, do głównych składników analizowanej skały należą krzemionka i glina, która występuje tu w nadmiarze, charakteryzującym skałę osadową. Powyższe dane uprawniają do wniosku, iż skała jest zmetamorfizowanym łupkiem piaszczysto-ilastym, który nie uległ zbyt silnej metamorfozie. Przypuszczenie to nasuwa w pierwszym rzędzie wyżej podana fizjografja ziarn kwarcu, które w zasadzie w niczem się nie różnią od kwarców występujących w niezmiennych piaskowcach.

W rejonie grani Budyjowskiej znaleziono i zbadano podobne skały w trzech dalszych punktach na wysokości 1584 m. Dwa okazy tych skał okazały się identyczne z wyżej opisanym łupkiem serycytowym. Skonstantowano tu jedynie różnice w ilościowym składzie mineralnym. Różnice te ilustrują następujące liczby procentowego składu mineralnego:

	Okaz I	Okaz II
kwarciec	66	86
serycyt	} 24	12
chloryt		1
plagjoklaz (albit) . . .	6	—

biotyt	—	1
agregat kwarcowo-se-		
rycytowy	4	—

Wśród akcesorycznych minerałów tych skał znaleziono ponadto drobne ilości granatu, epidotu i apatyty. Skała opisana pod II. zawierała wkładki o dużych ilościach serycytu, a mniejszych kwarcu. Na brzegu jednego z szlifów stwierdzono następujące procenty: kwarczec 60, serycyt 34, chloryt 4, biotyt 2.

Trzeci okaz łupku serycytowego z Budyjowskiej jest skałą bardzo drobno ziarnistą, złożoną głównie z ziarn kwarcu, których średnice wahały się od 0,01 do 0,5 mm. Szlify tej skały nie dały się planimetrować. Obok kwarcu znaleziono tu pył grafitowy, bardzo duże ilości łusek serycytu, nieco biotyty, chlorytu oraz tlenków żelaza. Ta skała odpowiada niewątpliwie niezbyt silnie zmetamorfizowanemu łupkowi piaszczysto-ilastemu, o pierwotnej strukturze pelitowej.

P o t o k D o b r y ń.

(46) Łupek ciemno popielaty, prawie czarny, cieńko warstwowany, mocno sfałdowany. W wielu miejscach okazów widoczne są żyłki wypełnione kalcytem, przebiegające zreguły równoległe do płaszczyzny łupkowatości.

Analiza mikroskopowa tej skały z powodu jej drobno ziarnistej struktury oraz przesycenia tlenkami żelaza nie mogła być zbyt ściśle przeprowadzona. Na plan pierwszy wysuwa się w mikroskopie zanieczyszczenie szlifów tlenkami żelaza i pirytem. Składniki te są tu przeważającym elementem. Z innych minerałów zauważono w ilości największej serycyt, kwarczec i kalcyt, w bardzo drobnych ziarnach. Kalcyt występuje samodzielnie w bardzo delikatnych żyłkach, zorjentowanych równoległe do kierunku łupkowatości skały. W niektórych miejscach kwarczec i kalcyt występują w formie wtórnych obwódek dokoła ziarn piryty. Kwarczec okazuje wybitne faliste znikanie światła. Tu i ówdzie znaleziono albit oraz ortoklaz.

Struktura skały jest trudna do bliższego określenia, a to z powodu przesycenia skały tlenkami żelaza i bardzo drobno ziarnistego rozwoju składników. Sądząc z morfologii sery-

cytu, składnika, który tu zdaje się przeważać, możnaby ją określić jako lepidoblastyczną. Wielkość ziarn kwarcu waha od 0,01 do 0,08 mm. Skalenie dochodzą do 0,3 mm długości średnicy, kalcyt do 0,1. Największemi okazują się ziarna pirytu, które dochodzą do wielkości 0,8 mm.

Objawy dynamiczne metamorfozy, o ile występują wogóle w tej skale, są bardzo słabe, a przedewszystkiem trudne do uchwycenia.

Skala jest łupkiem kwarcowo-serycytowym, pochodnym łupku ilasto-piaszczystego, słabo dynamicznie zmienionego.

Albin.

Zarówno w profilach źródlisk potoku Albin, jakoteż na grzbiecie Albińca, występują łupki serycytowe, rozwinięte w dwóch formach, analogicznie do znalezionych na Budyjowskiej. Zanalizowano mikroskopowo 5 okazów tej skały, z tego 4 z potoku, jeden z grzbietu. Wyniki tej analizy są następujące:

(47) Grzbiet Albińca. Skala prawie identyczna z opisaną powyżej z Budyjowskiej. Jest barwy zielonej i dość zwietrzała.

W mikroskopie występuje przedewszystkiem kwarczec w ziarnach o zmiennych wielkościach, nieregularnych kształtach, o wybitnem falistym znikaniu światła. Przeważają wkładki drobnokrystalicznego kwarcu. Na drugim miejscu występuje zwietrzały biotyt, otoczony tlenkami żelaza, obecny w skale bądź to w towarzystwie serycytu, bądź też w blaszkach niezależnych. Muskowit, jakkolwiek obecny w niedużych ilościach, nadaje skale piętno. Jego blaszki są zreguły idiomorfowe.

Skład mineralny w ‰ obj.: kwarczec 66, biotyt i serycyt 18, agregat serycytowo-kwarcowy 16.

Struktura naogół granoblastyczna, miejscami diablastyczna lub lepidoblastyczna. Średnia wielkość ziarn kwarcu w średnicy krótszej 0,11 mm, w średnicy dłuższej 0,16 mm.

Skala jest łupkiem kwarcowo serycytowym, pochodnym łupku ilasto-piaszczystego. Metamorfozę przeszła w stopniu nieznacznym.

(48) Potok Albin (źródlika). Skały serycytowe zebrane z 4 punktów tej miejscowości przypominają naogół fility.

Są to albo łupki czarne o połysku stalowym, cienko warstwowane, z jaśniejszemi żyłkami kwarcytowemi, bądź to łupki ciemno szare, rdzawo wietrzejące, bądź też skały o barwie szarej o połysku srebrzystym, w dotknięciu tłustawe, kruche, mocno sfałdowane. Na ich powierzchni połyskują duże blaszki serycytu, a w przekroju poprzecznym zjawiają się wkładki kwarcytowe, ułożone równolegle do powierzchni łupkowości. Cechami fizjograficznemi minerałów upodabniają się te skały do poprzednich. Wielkości ziarn kwarcu są dość jednostajne. Faliste znikanie światła niezbyt silne. W niektórych okazach kwarciec pokryty jest pyłem grafitowym. Obecny jest albit, zbliżniaczony albitowo, świeży. Turmalin występuje w słupkach długości 0,12 mm, szerokości 0,02 mm. Jego pleochroizm jest wybitny: w kierunku osi głównej oliwkowo-zielony, prostopadle do tej osi prawie bezbarwny. Tytanit, w ziarnach o wielkości od 0,03 do 0,12 mm, nie okazuje form dobrze wykształconych, podobnie jak obecny tutaj epidot. W nielicznych ziarnach występują tutaj biotyt i apatyt, cyrkon, w niektórych okazach granat, piryt oraz igiełkowaty rutyl.

Szlify opisywanych skał przeważnie nie nadawały się do ścisłych pomiarów planimetrycznych. W niektórych z pośród nich można było z grubsza ocenić obecność serycytu z chlorytem na około 70%, w innych na 30%, resztę stanowił kwarciec oraz minerały poboczne i akcesoryczna.

Struktura skał diablasytyczna, miejscami lepidoblastyczna, a średnia wielkość ziarn kwarcu w osi dłuższej 0,11 mm, w osi krótszej 0,06.

Okazy skał, sklasyfikowane jako filit, przedstawiają w mikroskopie drobnoziarnistą mieszaninę przede wszystkim kwarcu i serycytu, niedającą się bliżej zanalizować. Ich głównym składnikiem jest serycyt, tworzący tu formy pilśniowe. Obok tego występuje grafit, kwarciec o niedającej się uchwycić morfologii, nieco apatytu, rutylu i cyrkonu.

Powyższe skały są łupkami kwarcowo-serycytowemi, pochodniami materiału ilasto-piaszczystego. Metamorfozę przeszły w nieznacznym stopniu.

Popadyńiec.

W profilach głównego potoku Popadyńca oraz jego niektórych dopływów znaleziono łupki serycytowe w kilku punk-

tach, gdzie występują z cechami podobnymi do skał serycytowych poprzednio opisanych. Znajdujemy tutaj zatem dwie odmiany, z których jedna jest gruboziarnista, druga, jako pochodna materiału pelitowego, przypomina fility.

Ze skał tych poddano analizie mikroskopowej trzy okazy, a wyniki tej analizy są następujące:

(49) Zachodnie odgałęzienie prawego dopływu Popadyńca. Wysokość 1500 m. Skała bardzo zwięzła, cienko warstwowana, barwy jasno-szarej, w niektórych miejscach zielonawo zabarwiona. W jej przełomie można rozpoznać wyraźnie wkładki kwarcowo-skaleniowe oraz chlorytowo-serycytowe. Skała jest ponadto poprzerzynana żyłkami czysto kwarcowymi. Z wejrzenia przypomina niektóre gnejsy. W mikroskopie występuje w największym % kwarzec, zróżnicowany pod względem wielkości. Ziarna większe tego składnika wykazują szczególnie wybitne faliste znikanie światła, a morfologicznie upodabniają się do porfiroblastów, wydłużonych w kierunku łupkowatości skały. Ze skaleni, obecnych w tej skale w poważniejszych ilościach, zauważono albit (5—10% An.), w ziarnach najczęściej izometrycznych oraz przerosłych wkładkami kwarcu. Zbliżniaczenia albitowe regułą. W mniejszych ilościach zauważono skaleń potasowy, który tu występuje głównie jako mikroklin oraz pertyt. Ziarna tego skalenia są również często przerosłe żyłkami kwarcu, zawierając obok tego wrostki serycytu, epidotu i tlenków żelaza.

Formy ziarn zupełnie nieregularne.

Serycyt, rozsiany w skale dość równomiernie lub też skupiający się w osobnych warstewkach, jest bezbarwny. Jego formy są blaszkowe lub drobno-łuseczkowate.

Wśród skupień blaszek serycytu występuje epidot w ziarnach nieregularnych lub owalnych, drobnych od 0,05 mm do 0,15 mm. Obok epidotu zjawia się również w towarzystwie serycytu zoizyt, w drobnych ziarnach w dość dużej ilości.

Skład mineralny skały w % obj.: kwarzec 47, serycyt 33, albit 13, mikroklin i pertyt 4, epidot i zoizyt 3.

Struktura skały jest porfiro-lepidoblastyczna. Wśród porfiroblastów przeważa albit, rzadziej zjawia się kwarzec. Średnica porfiroblastów waha się od 0,17—0,6 mm w osi krótszej, od 0,34 do 1,12 mm w osi dłuższej. Wielkość ziarn

kwarcu i skaleni tła skalnego wynosi w średnicy dłuższej średnio 0,09, w krótszej 0,05 mm.

Tekstura skały jest wybitnie łupkowa. Ziarna są mocno wydłużone i wraz z blaszkami serycytu układają się w mikrofaldy widoczne wyraźnie w szlifach. Porfiroblasty kwarcu układają się zreguły osią dłuższą równoległe do kierunku łupkowatości, natomiast porfiroblasty skaleni są pod tym względem dość niezależne.

Skała jest łupkiem kwarcowo - albitowo - serycytowym, pochodnym prawdopodobnie łupku piaszczysto-ilastego, który zawierał *a priori* znaczne ilości skaleni. Łupek ten czerpał niewątpliwie materiał mineralny do swego powstania z detritusu jakiejś skały granitowej lub gnejsowej. Opisana skała przeszła metamorfozę dość znaczną.

(50) Popadynec Łostuński, wys. 1385 m. Skała jasna, zwięzła, przypominająca gnejsy „oczkowe“ (Augengneise). Na tle jej okazów widać wyraźnie porfiroblasty kwarcowe dochodzące do 0,5 cm średnicy. Te kwarcie są barwy błękitnej z odcieniem różowym. Tło skalne jest drobnoziarnistym agregatem kwarcowo-skaleniowym, przez który przechodzą w rozmaitych kierunkach smugi serycytowe. Skała jest wyraźnie sfałdowana.

W mikroskopie zauważono, iż większą część szlifów zajmuje drobnoziarnisty agregat złożony z serycytu, chlorytu i kwarcu. W innych częściach preparatów głównym składnikiem jest kwarc, którego wielkości wahają w szerokich granicach od 0,005 do 0,3 mm (poza porfiroblastami). Porfiroblasty są zreguły przecięte żyłkami drobnoziarnistego agregatu kwarcowego lub skatakłazowane. Wszystkie ziarna kwarcu wykazują wybitne faliste znikanie światła. Kształty posiadają nieregularne, porfiroblasty zaś tego minerału tworzą w szlifach bardzo wydłużone formy owalne. Obecny w skale albit jest zreguły przerosły drobnoziarnistym serycytem, świeży, tu i ówdzie zbliżniaczony. Najczęściej występuje w agregatach kwarcowych, zajmując około 10% ich powierzchni.

Serycyt występuje w skale w poważnej ilości, niedającej się jednakże ściślej określić. Jego formy są drobno-łuseczkowate. Stale towarzyszy mu chloryt o niebieskich barwach interferencyjnych, który wraz z łyszczkiem układa się tu

i ówdzie w smugach przebiegających w różnych kierunkach przez tło szlifu. Ilmenit z leukoksenem, otoczony zreguły zieloną obwódką chlorytu, tworzy bądźto większe ziarna zaokrąglone, bądź też jest rozproszony w skale w drobnych ziarnach.

Struktura skały jest porfiroblastyczna, tekstura łupkowa, w pewnych partjach szlifów przypomina teksturę fluidalną wylewnych skał magmowych.

Skała jest łupkiem kwarcowo-serycytowym, pochodnym niewątpliwie skały piaszczysto-ilastej. Metamorfozę przeszła w niezbyt silnym stopniu.

(51) Prawy dopływ Popadyńca. Wys. 1480 m. Skała zwięzła, ciemno-zielona, miejscami czarna z powodu obecności infiltracyj tlenków żelaza i manganu.

Jej obrazy mikroskopowe przypominają skałę (49). Kwarzec jest tu głównym składnikiem. Wykazuje on wybitne faliste znikanie światła szczególnie w ziarnach większych. Obficie zawarte w skale chloryt i serycyt występują w drobnych łuskach dość regularnie rozproszonych wśród kwarcu, w którym niejednokrotnie tworzą wrostki. W stosunkowo dużej ilości zjawia się tutaj albit (od 0 do 10% An) w ziarnach nieregularnych, obfitujących we wrostki serycytu i kwarcu, tworzących często bliźniaki albitowe. Wśród akcesorycznych minerałów znaleziono poważniejsze ilości drobnych ziarn tytanitu oraz smugi tlenków żelaza.

Ilościowy skład mineralny skały w % obj.: kwarzec 72, chloryt i serycyt 13, albit 12, tytanit i tlenki żelaza 3. Struktura skały jest granoblastyczna. Niektóre partje szlifu okazują tendencję tworzenia struktury porfiroblastycznej. W takich partjach jako porfiroblasty zjawiają się ziarna albitu, dochodzące do 0,8 mm w średnicy większej. Porfiroblasty kwarcu są rzadsze, jednakże większe, do 1,7 mm. Wielkość ziarn tła skalnego jest bardzo rozmaita. Spotkano tu wahania od 0,01 do 0,1 mm.

Skała jest łupkiem kwarcowo-chlorytowo-serycytowym. Nie jest ona typowym łupkiem serycytowym. Zaliczono ją do łupków serycytowych dlatego, iż mimo stosunkowo niedużej ilości serycytu w niej zawartego wejrzeniem megaskopowym i mikroskopowym odpowiada najbardziej wymienionym materjałom.

P o t o k R y ż o w a t y.

(52) Wys. 1350 m. W profilach tego potoku znaleziono łupkę serycytowy w formie przypominającej opisane wyżej gruboziarniste gatunki łupków z Budyjowskiej i Albińca. Jest to skała dość zwięzła o bardzo wyraźnej teksturze łupkowej, mocno sfałdowana, szara z odcieniem zielonawym, w połysku srebrzysta. W jej przełomie widać zróżnicowania na warstwy grubsze (silniej kwarcowe) oraz cienkie wkładki obfitujące w serycyt.

W mikroskopie wybija się na plan pierwszy serycyt, wykształcony w drobnych łuskach. Przeważającym jednakże minerałem łyszczykowym jest tu muskowitz, wykształcony w dobrze rozwiniętych blaszkach i zreguły przerosły chlorytem, zwietrzałym biotytem oraz tlenkami żelaza i tytanu. W warstewkach muskowitzowych tkwią nieliczne, drobne okrągłe ziarna turmalinu.

Kwarczec układa się w cienkich lub grubych warstwach między smugami serycytu. Jego ziarna, kształtu nieregularnego, są wydłużone lub izometryczne. Faliste znikanie światła bardzo słabe. Albit obecny w ziarnach mniejszych od kwarcu, niezblizniaczonych i nieokazujących śladów łupliwości. Skałen ten jest przerosły wrostkami należącymi do tlenków żelaza i tytanu lub serycytem. Miejscami tworzy jakby porfiroblasty.

Skład mineralny skały w ‰ obj.: muskowitz i chloryt 70, kwarczec 20, albit 10.

Struktura skały jest lepidoblastyczna, tekstura łupkowa. W obrębie poszczególnych szlifów widać doskonale rozwinięte mikrofałdy, których obecność podkreśla naprzemianległe ułożenie warstw bogatych w kwarczec i muskowitz. Skała jest łupkiem kwarcowo-serycytowym, pochodnym materiału piaszczysto-ilastego. Metamorfozę odbywała w partjach płyt-szych litosfery.

Ł o s t u ń.

Z rejonu Łostunia poddano analizie mikroskopowej 10 okazów, zaś jeden analizie chemicznej.

(53) Boczny dopływ. Skała doskonale łupkowana, drobnoziarnista o połysku jedwabistym, barwie szaro-zielonej,

tlustawa w dotknięciu i mało zwięzła. W poszczególnych jej okazach widać wyraźnie mikrofałdy oraz w przelomach warstewki zmiennej grubości, bogate bądź to w łyszczyk bądź też w kwarzec. W mikroskopie stwierdzono obecność dużej ilości blaszek serycytu (muskowitu), kwarcu oraz niedających się bliżej określić ziarn skaleni. Obok tych głównych minerałów występuje również w poważnej ilości zielony chloryt o wybitnym pleochroizmie i niebieskich barwach interferencyjnych. Serycyt i chloryt tworzą często wrostki w kwarcu i skaleniach. W niektórych partjach szlifów widać odrębne agregaty ziarn kwarcu o falistym znikaniu światła. Do minerałów charakterystycznych, występujących w nie-dużej ilości, należy tu zaliczyć rutyl, turmalin oraz apatyt. Rutyl występuje w niektórych miejscach w większych ilościach. Jego kryształy jakby wyrastały z brudnej, ziemistej masy. Są one rozwinięte w formach typowych, doskonale wykształconych, często kolankowato zbliźnionych. Skupieniom rutylu towarzyszą występowania turmalinu. Ten minerał jest tutaj dobrze krystalograficznie wykształcony, tworząc słupy zakończone piramidą. W kierunku osi z okazuje barwę brunatno-oliwkową z odcieniem niebieskawym, prostopadle do tego kierunku jest bezbarwny lub bladożółty. Jego $\gamma - \alpha = 0,016$.

Struktura skały jest lepidoblastyczna, miejscami diablastyczna. Wyniki analizy chemicznej w % wag.: SiO_2 56,34, Al_2O_3 21,61, Fe_2O_3 3,16, FeO 5,88, MnO 0,18, MgO 2,75, CaO 1,14, K_2O 3,84, Na_2O 0,50, CO_2 0,30, H_2O 4,00, P_2O_5 0,32, Sa 100,02. % mol. $\text{SiO}_2 = 66,5$.

Skała jest parałupkiem kwarcowo-serycytowym, pochodnym niewątpliwie materiału ilasto-piaszczystego. Metamorfozę przeszła w nieznacznym stopniu w strefach płytszych.

(54) W profilu tego samego odgałęzienia potoku Łostuń znaleziono łupek serycytowy o odmiennym pokroju. Jest to skała szaro-zielona, silnie srebrzyście połyskująca, zwięzła, o drobnych warstwach, nieznacznie sfałdowana. Jej powierzchnie nadwietrzałe są barwy brunatnej.

W mikroskopie wybijają się na plan pierwszy duże owalne porfibrasty albitowe. Albit tworzy tu zazwyczaj pojedyncze grubo-tabliczkowe, świeże bliźniaki, przerosłe wrostkami kwarcu, serycytu, cyrkonu i tlenków żelaza. Formy

jego są izometryczne lub wydłużone w kierunku osi z. Składnik ten okazuje zgodność optycznej orientacji dłuższej średnicy z kierunkiem łupkowatości. Około 90% jego ziarn okazuje bowiem w kierunku łupkowatości zorjentowany optyczny znak α . W tym też kierunku są jego kryształy wydłużone. Obok porfiroblastów albitowych występują w mniejszej ilości kwarcowe. Tło skalne jest przeważnie złożone z blaszek muskowitu (serycytu), zmieszanych z drobnymi ziarnami kwarcu i skaleni. Składniki tego tła skalnego otulają liczne porfiroblasty jakby potokowo. W niedużej ilości występuje tu chloryt w towarzystwie serycytu o brunatnych barwach interferencyjnych. Tytanit tworzy duże słupki do 0,7 mm długości. Jest przerosły drobnymi okruchami skaleni i kwarcu. Tu i ówdzie można w szlifach tej skały zauważyć kryształy lub gruzelki hematytu. Skład mineralny skały w % obj.: albit 25, reszta (mieszanina przeważającej ilości serycytu, chlorytu oraz drobnoziarnistego agregatu kwarcowo-skaleniowego) 75. Struktura skały jest porfiro-lepidoblastyczna. Porfiroblasty albitu okazują wymiary: średnio w osi dłuższej 0,32, w osi krótszej 0,27 mm. Wielkość ziarn kwarcu waha się od 0,02 do 0,2 mm. Tekstura skały jest łupkowa. Wszystkie składniki skały, zarówno jej tło jak i porfiroblasty, układają się osią dłuższą równoległą do kierunku łupkowatości.

Skała jest parałupkiem albitowo-serycytowym. Jej genezę należy związać z materiałem ilastym, który zawierał dużą domieszkę skaleni. Materiał ten powstał prawdopodobnie w związku ze zwiertzeniem skał typu granitowego lub gnejsowego.

(55) Wys. 1521 m. Przełęcz między Łostuniem a Żbyrkim.

Skała zwięzła, szaro-zielona, w partjach nadwietrzałych żółtawa. Na jej powierzchni połyskują duże blaszki łyszczyków. Widoczne są liczne żyłki i gniazda kwarcu.

W mikroskopie występuje na planie pierwszym skałek silnie skaolinizowany. Jego dokładne oznaczenie jest niemożliwe. Skonstatowano jedynie na brzegach ziarn, zreguły zmętniałych, spólczynniki załamania światła niższe od kwarcu, a w jednym przypadku dodatni charakter optyczny. Byłby to zatem albit. Brzegi skaleni są świeższe od rdzenia, który jest pokryty ziemistą masą, bardzo drobnoziarnistą, będącą prawdopodobnie kaolinem, oraz drobnymi łuseczkami sery-

cytu. Prawdopodobnie rdzenie tych skaleni były bogatsze w cząsteczki anortytowe. Skalenie tworzą formy pojkilmatowe. Wewnątrz ich tła występują nieregularne ziarna kwarcu, serycytu oraz chlorytu. Kwarzec tworzy niekiedy formy podobne do zrostów granofirowych. Jako główny składnik skały okazuje faliste znikanie światła. Serycyt i muskowitz występują tu w mniejszej ilości, wiążąc się ściśle z chlorytem o niebieskich barwach interferencyjnych. Do charakterystycznych minerałów należy tu zaliczyć granat, który występuje w ziarnach idjomorfowych, częstokroć jakby splekanych i częściowo przeobrażonych w chloryt. Tlenki żelaza przerastają smugi serycytowo-chlorytowe.

Ilościowy skład mineralny w ‰ obj.: plagjoklaz 42, kwarzec 39, chloryt i serycyt 16, tlenki żelaza 2, granat 1.

Struktura skały jest porfiroblastyczna. Porfiroblasty tworzy plagjoklaz o średniej długości dłuższej osi 0,7 mm, krótszej 0,5. Nierzadkie są ziarna jego dochodzące do 2 mm średnicy. Te porfiroblasty, przerosłe wrostkami kwarcu i serycytu, są ułożone zreguły w kierunkach równoległych do powierzchni łupkowatości skały. Tło skały tworzy kwarzec o średniej długości ziarn 0,4 mm. Między warstwami kwarcowymi przebiegają smugi chlorytu i serycytu.

Tekstura skały jest łupkowa. Poszczególne warstewki w szlifach są mocno powyginane.

Skała jest prawdopodobnie łupkiem plagjoklazowo-serycytowym. Jej przynależność do łupków serycytowych nie może być ściśle zdecydowana. Jest ona formą graniczną między gnejsami a łupkami chlorytowymi. Pochodzenie jej z materiału klastycznego nie ulega wątpliwości. Pochodzi prawdopodobnie od skały osadowej kwarcowo-skaleniowej (arkozy?), która uległa metamorfozie w partjach głębszych litosfery. Ślady tej metamorfozy zostały znacznie zatarte w późniejszym procesie wietrzenia.

(56) Droga z Łostunia ku Pirje, wys. 1600 m. Łupek zwiezły, barwy popielatej, wyraźnie warstwowany. Na jego tle można wyraźnie rozpoznać ziarna skaleni, kwarcu oraz łuski łyszczyku. Z wejrzenia przypomina niektóre gnejsy.

W mikroskopie zjawiają się w największej ilości ziarna kwarcu. Są one niejednostajnej wielkości. Mniejsze ziarna

tworzą często wrostki we większych, a kształty ich są nieregularne.

Ze skaleni zauważono tu albit, morfologicznie zbliżony do kwarcu i zawierający wrostki kwarcu, serycytu i epidotu. Tworzy często bliźniaki albitowe. Tlenki żelaza i grafit pokrywają niektóre partje szlifów w poważnej ilości. Serycyt, wykształcony tu w drobnych łuskach, nie odbiega wyglądem od innych.

Ilościowy skład mineralny w 0/0% obj.: kwarczec 73, albit 15, serycyt z grafitem i tlenkami żelaza 12.

Struktura skały jest granoblastyczna, miejscami diablastyczna. Średnia wielkość ziarn kwarcu jest 0,07. Albit, naogół tej samej wielkości co kwarczec, okazuje skłonność do tworzenia porfiroblastów, które tu i ówdzie dochodzą do 0,5 mm średnicy.

Skała jest łupkiem kwarcowo-albitowo-serycytowym, graniczącym z łupkami kwarcytowymi. Jej geneza jest identyczna z pochodzeniem wyżej opisanych łupków serycytowych.

Łupek serycytowy o identycznym pokroju i wyglądzie mikroskopowym znaleziono w lewobocznym dopływie Łostunia na wysokości 1316 m. Na wysokości 1580 m pod Łostunem (nad obecną tam stają) znaleziono łupek serycytowy również identyczny ze skałą (56).

(57) Łostuń szczyt, 1656 m. Na szczycie Łostunia znaleziono łupek serycytowy barwy szaro-zielonej, zwięzły, cieńko warstwowany, o połysku jedwabistym. W partjach zwietrzałych przybiera barwę brunatną.

Głównym składnikiem tej skały jest kwarczec, który występuje tu w drobnych ziarnach o wybitnie falistym znikaniu światła. Z wejrzenia nie różni się ten składnik od kwarców opisanych poprzednio. Serycyt, zmieszany ze znaczną ilością pirytu, jest w tej skale rozmieszczony równomiernie. Tworzy drobne łuski o żywych barwach interferencyjnych. Zmieszany z nim chloryt jest barwy trawiasto-zielonej, o silnym pleochroizmie (\perp do łupliwości zielony, // do tego kierunku blado-żółty). Jego dwójłomność jest dość wysoka. Akcesorycznie występuje tu turmalin, w słupkach o pleochroizmie równoległe do osi oliwkowo-zielonym, prostopadle prawie bezbarwnym. Tu i ówdzie zjawia się apatyt w otoczonych

ziarnach, spękany. W szczelinach jego występuje jakaś brunatna substancja niedająca się mikroskopowo określić.

Ilościowy skład mineralny w ‰ obj.: kwarciec 50, chloryt z serycytem 49, tlenki żelaza 1.

Struktura skały jest diablastyczna. Średnia wielkość ziarn kwarcu w średnicy dłuższej wynosi 0,12, w osi krótszej 0,07 mm.

Skała jest łupkiem kwarcowo-serycytowym o genezie identycznej z poprzednio opisanymi.

Podobna skała, jednakże o większym ziarnie oraz zawierająca nieco pirytu, występuje również w innych bocznych dopływach Łostunia.

P o t o k C z y m i r n y.

W profilu potoku Czimirnego występują łupki serycytowe o pokroju oraz budowie mikroskopowej identycznej ze skałami poznanymi z Ryzowatego (52) i Łostunia (54). Pięć okazów tej skały poddano analizie mikroskopowej, jedną analizie chemicznej.

(58) Wys. 1245—1320 m. Profil łupków serycytowych zaczyna się w podanej miejscowości (licząc od dołu) od skały cieńko warstwowanej, barwy stalowo-szarej, z odcieniem zielonawym, silnie połyskującej na płaszczyznach łupkowatości. Ziarno jej jest drobne, a tekstura przypomina włóknistą. Skała ta nie jest zbyt zwięzła, w przełomie jej widać wkładki kwarcytowe.

W mikroskopie na plan pierwszy występują przede wszystkim porfiroblasty albitowe, o rozwoju identycznym ze skałą (54).

Ziarna tego minerału zawierają liczne wrostki kwarcu, są świeże, zrzadka zbliźniaczone. Bliźniaki są pojedyncze, grubotabliczkowe. Formy nieregularne przeważają. Tu i ówdzie zjawiają się ziarna idjoblastyczne z obwódką regeneracyjną. Około 60% porfiroblastów okazuje kierunek optyczny odjemny, zbliżony do kierunku łupkowatości.

Kwarciec wykazuje dość wyraźnie faliste znikanie światła. Kształty posiada nieregularne, pozatem nie różni się wejściem od tego rodzaju składników opisanych w skałach poprzednich. Chloryt rozwinięty w małych blaszkach przerasta w licznych miejscach inne składniki, okazując niebieskie

barwy interferencyjne. Porfiroblasty występują w tej skale w dużej ilości i są pogrążone w rodzaju ciasta skalnego, które przedstawia się jako delikatna tkanina, złożona z przeważającej ilości łusek serycytu oraz mniejszej chlorytu.

Skład chemiczny skały w % wag.: SiO_2 49,61, TiO_2 0,87, P_2O_5 0,17, Al_2O_3 24,87, Fe_2O_3 2,48, FeO 6,42, MnO 0,12, CaO 0,46, MgO 2,58, K_2O 4,65, Na_2O 1,89, CO_2 0,60, + H_2O 4,79, — H_2O 0,72. Suma = 100,23, Si = 53,1. U = 43,8. L = 3,1.

Struktura skały jest wybitnie porfiroblastyczna. Skała jest zróżnicowana bardzo wyraźnie na dwa rodzaje składników: na wielkie porfiroblasty należące głównie do skaleni oraz na ciasto skalne o teksturze włóknistej. W niektórych miejscach szlifów nagromadzają się porfiroblasty w większej ilości, podówczas znika spoiwo, a skała daje wrażenie arkozy.

Wielkość porfiroblastów waha się w osi krótszej od 0,03 do 0,4 mm, w osi dłuższej od 0,06 do 0,7 mm. Wielkość ziarn kwarcu jest mniejsza, waha się bowiem w granicach od 0,026 mm (oś poprzeczna) do 0,034 mm (oś podłużna).

Porfiroblasty albitowe zawierają jako wrostki głównie ziarna kwarcu, które są ułożone zreguły wzdłuż linii łupkowatości. Tam gdzie w szlifach występują mikrofałdy, sfałdowanie skały bywa podkreślone również kierunkiem ułożenia wrostków w pojilmatach. Do cech charakterystycznych opisywanej struktury należy fakt, iż mikrofałdy tworzą nawet poszczególne ziarna wydłużonych porfiroblastów skaleni. Te mikrofałdy w skaleniach, podkreślone jak wspomniano ich rozwojem pojilmatowym, są zgodne z ogólnym sfałdowaniem skały. Rozwój skaleni mógłby być objaśniony procesem albityzacji, który postępował w czasie metamorfozy wśród zbierającej krystalizacji. Opisane zjawisko dotyczy wyłącznie porfiroblastów, występujących w otoczeniu ziarn kwarcu. Mniejsze ziarna skaleni, tkwiące w cieście serycytowem, nie okazują tego zjawiska, są często ostrokrawędziste, niepojilmatowe i bez mikrofałdów.

Skała jest łupkiem albitowo-serycytowym, pochodzenia osadowego. Powstała ona przez metamorfozę materiału ilastego, być może częściowo z przeobrażenia arkozy. Chemicznie wiąże się z gnejsami, od których różni się przede wszystkim nadmiarem glinki oraz małą ilością krzemionki. Wśród

jej metamorfozy odbywał się proces albityzacji prawdopodobnie w strefie niezbyt głębokiej. Skały o identycznym pokroju znaleziono w wyższych partjach opisywanego profilu na Czymirnem, aż do wysokości 1320 m.

P o t o k z p o d s t a j i n a P r e ł u k a c h.

(59) Wys. 1380 m. Łupek barwy stalowo-szarej, cienko warstwowany, wyraźnie sfałdowany, świeży, pokryty tu i ówdzie czerwonymi plamkami tlenków żelaza.

W mikroskopie przypomina strukturą i rozwojem składników niektóre skały z Budyjowskiej i z potoku Albin. Wybijają się tutaj na plan pierwszy ziarna kwarcu o bardzo słabych objawach dynamicznej metamorfozy, w postaci nieznacznego falistego znikania światła. Morfologia tych ziarn oraz ich wzajemne związanie nie różni się od normalnych piaskowców. Wewnątrz ziarn kwarcu występują w postaci wrostków tlenki żelaza i serycyt.

Drugim ważnym składnikiem skały jest serycyt, względnie muskowit, układający się bądź to w samodzielnych smugach, alternujących z wkładkami kwarcowymi, bądź też rozproszony bezładnie w skale.

Trzecim charakterystycznym jej składnikiem jest brunatny syderyt, występujący tu w towarzystwie serycytu w formie wydłużonych w kierunku łupkowatości skały soczewek, smug lub pojedynczych ziarn. Towarzyszący mu ły-szczyk jest rozwinięty w subtelnym ły-szczu serycytu.

Wśród pobocznych minerałów zauważono ziarna epidotu w formach zaokrąglonych, skupiające się zreguły między blaszkami muskowitu; turmalin o silnym pleochroizmie (α = bezbarwny, γ = oliwkowo-zielony, rozwinięty idjomorfowo w słupkach zakończonych piramidą oraz apatyt w formach owalnych (krótkich słupkach).

Ilościowy skład mineralny skały w % obj.: kwarciec 64, muskowit (serycyt) 30, dolomit i tlenki żelaza 6.

Struktura skały jest grano-lepidoblastyczna. Wielkość przeważającego składnika — kwarcu — dość jednolita. Średnia długość osi dłuższej 0,15 mm, osi krótszej 0,08 mm.

Skała jest łupkiem kwarcowo-serycytowym pochodnym materiału piasczysto-ilastego, który zawierał znaczniejsze do-

mieszki węglanów (syderyt). Metamorfozę przeszła w nieznacznym stopniu.

(60) Prełuki pod stają, wys. 1576 m. Łupek szary o silnym srebrzystym połysku, świeży, wyraźnie warstwowany i niesfałdowany, niezbyt zwięzły. Na jego powierzchni są widoczne wyraźnie ciemne ziarna granatów, dochodzące do 0,5 mm średnicy.

W mikroskopie zjawia się w przeważającej ilości kwarc, rozsiany w skale w dużych ziarnach o charakterystycznej morfologii. Jego formy zreguły izometryczne, rzadziej wydłużone, są ostrokrawędziste, nieokazują przytem w zarysach zewnętrznych linii krzywych. Tworzą one w ten sposób ziarna o różnych formach geometrycznych, jak kwadraty, trójkąty, pięcioboki i t. p. Nie okazują falistego znikania światła prawie zupełnie. Fakt ten w łączności z obecnością form ostrokrawędzistych tego minerału, wybiegających bardzo ostremi kątami wśród innych składników, zasługuje na szczególną uwagę.

Wnętrze kryształów kwarcu jest przeważnie idealnie czyste, brak tu jakichkolwiek wrostków.

Muskowit występuje w szlifach tej skały ściśle związany z biotytem. Tworzy blaszki wydłużone w kierunku łupkowości skały, zwłaszcza w tych miejscach, gdzie skupia się w samdzielne smugi, natomiast tam gdzie jest rozrzucony wśród ziarn kwarcu leży bezładnie, tworząc tu i ówdzie teksturę żywo przypominającą ofitowy rozwój składników. W takich miejscach żerdki muskowitu otaczają ziarna kwarcu, tworząc kontury trójkątne i t. p. (Tabl. III₄).

Biotyt występuje ściśle w towarzystwie muskowitu, okazując tensam rozwój morfologiczny oraz takie same rozmieszczenie w skale. Jego pleochroizm jest wybitny: α = ciemno-brunatny, γ = słomkowo-żółty. Trudno rozstrzygnąć wobec zupełnej świeżości tego składnika, czy muskowit powstał z jego rozkładu. Raczej mielibyśmy tutaj do czynienia z paragenetycznym rozwojem obu minerałów.

Charakterystycznym składnikiem jest tu granat, który występuje w poważnej ilości. Zazwyczaj skupia się ten minerał w partjach skały pozbawionej łyszczyków w towarzystwie drobnych ziarn kwarcu, tworząc agregaty większych lub mniejszych ziarn lub też duże ziarna nieregularne,

wewnątrz przerosłe kwarcem o formach niedających się bliżej określić. Granat jest bezbarwny, wykazuje bardzo silny relief (Tabl. III₃).

Z minerałów akcesorycznych należy tu wymienić apatyt w dużych ziarnach do 0,8 mm średnicy, bardzo rzadki skaień, nieokazujący śladów łupliwości oraz prążków bliźniaczych, o współczynnikach niższych od balsamu (prawdopodobnie albit).

Ilościowy skład mineralny skały w % obj.:

	Kwarczec	Muskowit	Biotyt	Granat
Szlif 1.	45	37	14	4
Szlif 2.	52	31	13	4

Struktura skały jest typowo granoblastyczna. Średnia wielkość ziarn kwarcu wynosi 0,22 mm. Skała jest łupkiem kwarcowo-biotytowo-serycytowym, który powstał niewątpliwie z preistoczenia skał osadowych (materiału piaszczysto-ilastego). Wyjaśnienie jej metamorfozy napotyka na zasadnicze trudności. Obecność z jednej strony poligonalnych, ostrokrawędzistych ziarn kwarcu bez falistego znikania światła oraz serycytu są objawami braku metamorfozy lub jej bardzo słabego napięcia, z drugiej zaś strony obecność biotytu, a zwłaszcza granatu, o rozwoju typowym dla strefy metamorfizującej głębszej, utrudnia interpretację dynamiki rozwoju wymienionej skały. Zdaje się, iż skała ta przechodziła dwie fazy rozwoju wśród metamorfozy w strefach głębszych i płytszych. Granat i biotyt byłyby relikdami, pochodzącymi z metamorfozy głębszej. Muskowit mógł wytworzyć się z biotytu wtórnie podczas metamorfozy w strefach płytszych. Jednakże niezrozumiałą jest obecność kwarcu nie tylko typowo klastycznego, zatem niezmienionego, lecz rozwiniętego tu bez objawów jakiegokolwiek mechanicznej przeróbki. Jeśli ten kwarczec powstał z pokruszenia skały piaskowcowej, względnie kwarcytowej niemógł odbywać zbyt dalekiej wędrówki.

Wśród opisywanych łupków serycytowych skała ta jest najbardziej charakterystyczną, a zarazem w obrazach mikroskopowych najpiękniejszą.

Prełużny.

Na grzbiecie Prełużnego znaleziono łupki serycytowe w kilku miejscach wtrącone w łupki chlorytowe. Okazy zebrano z wysokości 1450, 1515 oraz 1620 m. Ich analiza dała następujące wyniki:

(61) Wys. 1450 m. Łupek szaro-zielony, o odcieniu trawistym, wyraźnie warstwowany, słabo sfałdowany. Miejscami widać na tle skały nieliczne porfiroblasty kwarcu do 5 mm średnicy. Mineralów tła skalnego megaskopowo nie można odróżnić.

Wyglądem mikroskopowym przypomina ta skała niektóre drobno-ziarniste gnejsy. Wśród porfiroblastów, doskonale odcinających się od otoczenia, panują przedewszystkiem kwarcie obok nielicznych skaleni. Porfiroblasty kwarcu o kształtach owalnych są mocno wydłużone w kierunku łupkowatości skały. Okazują one wybitne faliste znikanie światła oraz wyraźne znamiona kataklazy w postaci spękań i t. p. Kwarcie tła skalnego są drobne, izometryczne lub wydłużone w tym samym kierunku co porfiroblasty. Tworzą one bądź to samodzielne agregaty lub też są zmieszane w charakterystyczną tkaninę z serycytem. Skaleń porfiroblastów należy do albitu. Ziarna jego są przetkane wrostkami serycytu i kwarcu, a kształty mają nieregularne. Często tworzą bliźniaki. Albit tła skalnego tworzy drobne ziarna, bez wrostków, równomiernie rozmieszczone wśród ziarn kwarcu. Bardzo rzadko tworzy bliźniaki i nie okazuje łupliwości, dlatego jest trudny do rozpoznania. Na niektórych ziarnach oznaczono około 12% An. Sporadycznie występuje tu również wśród porfiroblastów mikroclin. Serycyt, obecny w tej skale w dużym procencie, jest zmieszany z chlorytem o ciemno niebieskich barwach interferencyjnych. Do charakterystycznych składników należy tu zaliczyć ilmenit i leukoksen, występujące zreguły w dużych ziarnach. Zauważono też drobne kryształki epidotu, duże ziarna tytanitu oraz akcesorycznie zoizyt.

Struktura skały jest porfiro-lepidoblastyczna. Średnia wielkość porfiroblastów kwarcowych dochodzi do 2,6 mm w osi dłuższej, 1,2 mm w osi krótszej. Średnia wielkość średnicy ziarn tła skalnego wynosi 0,05.

Skała jest łupkiem kwarcowo - albitowo - serycytowym,

bardzo zbliżonym składem mineralnym i strukturą do gnejsów drobnoziarnistych.

(62) Wys. 1515 m: (na W od szczytu 1520). Łupek grubo warstwowany (warstwy do 0,5 cm grubości), szaro-zielony. W jego przełomie widoczne są jasne wkładki złożone z skałeni i kwarcu, rozwinięte jako porfiroblasty wielkości do 0,5 cm średnicy. Te jasne wkładki są poprzegradzane ciemniejszymi, które wietrzejąc okazują barwę żółto-rdzawą.

W mikroskopie różnicują się wśród ziarn kwarcu duże porfiroblasty oraz drobnoziarnisty agregat. W niektórych miejscach szlifu wiążą się porfiroblasty zapomocą wielkości pośrednich z drobnym ziarnem tła skalnego. Kwarzec okazuje we wszystkich ziarnach wybitne faliste znikanie światła oraz bardzo wyraźne znamiona kataklazy. Wśród porfiroblastów występuje również plagioklaz, oznaczony jako albit (na obwódkach), zawierający wewnątrz partje skaolinizowane.

Serycyt wykształcony w drobnych łuskach, rzadziej w blaszkach (muskowit), skupia się w tej skale przeważnie w samodzielnych smugach i warstwach. W przekrojach poprzecznych okazów tworzy ten składnik skały subtelne mikrofałdy, wykazujące często ułożenie uskokowe. (Tabl. III₅). Chloryt tworzy domieszki w partjach serycytowych lub też występuje w samodzielnych wkładkach. Barwę interferencyjną posiada ciemno-niebieską. Mineral ten powstał tutaj najprawdopodobniej z przeobrażenia biotyту, który tu i ówdzie zachował się w szlifach skalnych w pierwotnej formie, w blaszkach żółto-zielonych lub szmaragdowych.

Akcesorycznie występują w tej skale granat, epidot oraz ilmenit, rozsiane głównie w partjach łyszczkowych.

Ilościowy skład mineralny skały w % obj.: kwarzec 40, serycyt z chlorytem i biotytem 30, albit 20, tlenki żelaza 10. Należy zaznaczyć, iż powyższe liczby nie są ściśle z powodu niemożności dokładnego uchwycenia planimetrycznego składników skały.

Struktura skały jest w zasadzie grano-lepidoblastyczna z tendencją do porfiroblastycznej. Porfiroblasty (kwarzec i albit) dochodzą do 1 mm średnicy. Tekstura łupkowa, miejscami typowo helicytowa.

Skała jest łupkiem kwarcowo-albitowo-serycytowym, zbliżonym, podobnie jak poprzednia (61), do gnejsów.

(63) Potok Prełużny, wys. 1410. Skała szaro-zielona, na powierzchni srebrzysto połyskująca, zwięzła, cienko warstwowana. Jej ziarno jest bardzo drobne, tak, iż poszczególnych składników nie można odróżnić na tle skały, z wyjątkiem kalcytu, który tworzy żyły, przebiegające bezładnie niektóre okazy.

Wśród analizy mikroskopowej zauważono, iż skała ta podobna jest z pierwszego wejrzenia do łupku serycytowego z pod Prełuk (60), jednakże występują tu między opisywanymi skałami i zasadnicze różnice. Dotyczą one przede wszystkim fizjografji głównego składnika, kwarcu. Ziarna tego minerału są naogół niejednolitej wielkości. Większe tworzą odrębne agregaty, wolne od innych minerałów, mniejsze są zmieszane z serycytem. Jedne i drugie są wybitnie wydłużone w kierunku łupkowatości skały, przyczem zaznacza się tutaj charakterystyczna, kilkakroć razy już opisywana orientacja optyczna. Poszczególne kwarcy posiadają kształty nieregularne, a osobniki ich zazębiają się brzegami „koronkowymi“. Wszystkie okazują wybitne faliste znikanie światła (Tabl. III₆).

Serycyt, obecny w skale w znacznym procencie, układa się bądźto w samodzielne smugi, biegnące w kierunku łupkowatości skały, lub jest rozprószony na jej tle w pojedynczych ziarnach, taksamo zorientowanych. Zreguły towarzyszy temu składnikowi w niedużej ilości chloryt o niebieskich barwach interferencyjnych. W niektórych szlifach zauważono poważniejsze ilości ziarn albitowych, o zawartości około 5% An. Skaleń ten jest naogół świeży, tu i ówdzie przerosły wzrostkami serycytu i kwarcu. Bliźniaki tworzy rzadko. Wielkość jego nieróżni się od wielkości ziarn kwarcu. Rzadziej tworzy jakby porfiroblasty, zwłaszcza w obrębie agregatów złożonych z dużych ziarn kwarcu. Do drugorzędnych składników skały zaliczyć należy epidot, tytanit i granat. Ostatni z wymienionych minerałów jest niekiedy rozwinięty w drobnych, prawie idjomorfowych kryształach. Zreguły tworzy drobnoziarniste agregaty, których poszczególne osobniki bywają spękane. W spękaniach występuje substancja chlorytowa.

Tlenki żelaza, obecne w skale w niedużej ilości, tworzą zwarte smugi w obrębie warstewek serycytu.

Ilościowy skład mineralny skały wyznaczono na dwóch szlifach. Przedstawia się on następująco:

	kwarzec	serycyt	chloryt	albit	tlenki żelaza	kalcyt	granat
Szlif I	64	27	7	—	1	—	1
Szlif II	71	13	6	5	2	2	1

Struktura skały jest wybitnie lepidoblastyczna. Wszystkie jej składniki z wyjątkiem granatu są uformowane w blaszki, niejednokrotnie bardzo subtelne. Dotyczy to również i kwarcu, który nigdzie nie okazuje ziarn izometrycznych. Średnia wielkość ziarn kwarcu w osi dłuższej 0,1 mm (wahania od 0,017 do 0,4), w osi krótszej 0,05 mm, (wahania od 0,017 do 0,11).

Skała jest łupkiem kwarcowo-serycytowym, który przeszedł metamorfozę jako materiał piaszczysto-ilasty w strefie płytszej, gdzie zaznaczyło się przedewszystkiem działanie stresu. Metamorfoza ta była jednakże znaczną. W porównaniu z innymi łupkami tego typu, pierwotny materiał został głębiej — można powiedzieć — do cna przeobrażony, przedewszystkiem strukturalnie. Świadczy o tem podana wyżej morfologia ziarn kwarcu.

C z e r e m o s z.

Z profilu Czeremoszu zbadano dwa okazy łupku serycytowego, z wysokości 1354 i 1365 m. Ich analiza dała następujące wyniki:

(64) Prawoboczny dopływ Czeremoszu uchodzący na wys. 1354 m. Skała ciemna, barwy stalowo-szarej z odcieniem zielonawym, cienko warstwowana i silnie sfałdowana. W przełomie zróżnicowana na warstwy bogatsze w kwarzec oraz obfitujące w łyszczyk.

W mikroskopie widać wyraźnie ziarna kwarcu, zróżnicowane drastycznie na porfiroblasty oraz agregaty tła skalnego. Porfiroblasty wiążą się niekiedy w agregaty. Formy ich są owalne, nieznacznie wydłużone w kierunku łupkowości skały. Drobne ziarna tła skalnego okazują formy izometryczne (mozajkowe). Faliste znikanie światła niezbyt wybitne.

Albit występuje prawie wyłącznie wśród porfiroblastów. Tworzy formy izometryczne, subtelnie zbliżnione, zawierające wrostki serycytu i kwarcu. Brzegi tego składnika są postrzępione i wiążą się bezpośrednio z tłem skalnym. Niektóre jego osobniki okazują wybitną kataklazę, objawiającą się między innymi w połamaniu ziarn, które wtórnie zostały zlepione.

Serycyt jest albo w skale rozprószony w pojedynczych łuskach, lub też występuje w samodzielnych smugach. Zreguły jest zrosły z niedużą ilością chlorytu barwy blado-zielonej, okazuje barwę interferencyjną brunatną oraz wybitny pleochroizm (γ = blado zielony, α = bezbarwny).

Skład mineralny skały w ‰ obj.: kwarciec 56, serycyt z chlorytem 36, albit 8.

Struktura skały jest wybitnie porfiroblastyczna. Wielkość porfiroblastów, utworzonych przedewszystkiem z albitu, rzadziej z kwarcu, dochodzi do 0,4 mm. Średnia wielkość ziarn tła skalnego wynosi około 0,05 mm.

Skała jest łupkiem kwarcowo-serycytowym.

Podobna skała została znaleziona nad górnym Czeremoszem na wysokości 1365 m. Jej okazy są barwy szaro-zielonej, połysk posiadają jedwabisty, w dotknięciu są tłustawe.

W mikroskopie uderza obfitość porfiroblastów skaleni i kwarcu. Tło skalne składa się z agregatu kwarcowo-serycytowego o niejednolitej wielkości ziarna. Zarówno porfiroblasty jak i ziarna tła skalnego są wybitnie wydłużone w kierunku łupkowatości skały. Porfiroblasty, utworzone przeważnie ze skaleni, są pojkilmatami. W ich wnętrzu występują ziarna serycytu, chlorytu oraz pył, niedający się bliżej określić.

Serycyt występuje w towarzystwie dużej ilości chlorytu w formach drobnych łusek. Szlify są poprzerywane w rozmaitych kierunkach żyłkami kalcytu.

Ilościowy skład mineralny w ‰ obj.: kwarciec 57, serycyt z chlorytem 27, albit 12, kalcyt 4.

Struktura skały jest porfiro-pojkiloblastyczna. Wielkość porfiroblastów albitu dochodzi do 1,5 mm średnicy. Wielkość ziarn kwarcu w osi krótszej waha się od 0,02 do 0,2 mm, w osi dłuższej 0,05 do 0,5 mm.

Skała jest łupkiem kwarcowo-albitowo-serycytowym, po-

chodnym materiału klastycznego, prawdopodobnie piasczysto-ilastego. Metamorfozę przeszła w strefie górnej w dość znacznym stopniu.

P o t o k S t r y m b a.

(65) Wys. 1020 m. Skała jasna, zielonawa, o połysku srebrzystym. W jej przełomie widać naprzemianległe warstewki bogate w kwarciec oraz obfitujące w łyszczyk. Jest mocno sfałdowana, zwięzła.

Obrazy mikroskopowe tej skały przypominają łupki serycytowe z Prełużnego. Kwarciec okazuje wielkości bardzo niejednostajne, przyczem przeważają jego ziarna drobne. Ziarna większe posiadają formy przypominające charakterystyczne obrazy łupku z Prełuki (60). Są one ostrokrawędziste, o konturach prostolinijnych. Agregaty drobno-ziarnistego tła skalnego zawierają ziarna kwarcu izometryczne, o zarysach nieregularnych. Faliste znikanie światła u wszystkich ziarn wybitne.

Albit tworzy formy nieregularne, rozwinięte w postaci ziarn izometrycznych, brzegami zazębiające się z ziarnami agregatów tła skalnego. Zawiera dużo wrostków serycytowych, rzadziej kwarcowych. Bliźniaczych zrostów prawie nie tworzy. Najczęściej występuje albit w postaci porfiroblastów. W tle skalnym są jego ziarna sporadyczne, będąc tutaj rozwinięte na wzór kwarców, od których trudno je odróżnić.

Muskowit jest rozwinięty w tej skale w postaci dużych blaszek, w mniejszej ilości w formie drobnych łuseczek (serycyt).

Akcesorycznie występuje tytanit, ilmenit, epidot oraz tlenki żelaza, bardzo rzadko biotyt, w drobnych łuskach o silnym pleochroizmie: (α = brunatno-żółte, γ = ciemno-brunatne).

Ilościowy skład mineralny skały w % obj.: kwarciec 48, muskowit 45, albit 7.

Struktura skały jest zmienna, miejscami typowo porfiroblastyczna, w pewnych partjach szlifów granoblastyczna lub lepidoblastyczna. Tekstura łupkowata, rozwinięta w szlifach najczęściej w postaci delikatnych mikrofałdów.

Skała jest łupkiem kwarcowo-serycytowym, pochodnym

materiału piaszczysto-ilastego. Metamorfozę przeszła prawdopodobnie w nieznacznym stopniu.

Skała identyczna z powyżej opisaną występuje w lewobocznym dopływie Perkałabu na wysokości 1070 m.

Ogólna charakterystyka łupków serycytowych.

Powyżej podano szczegółową analizę mikroskopową dwudziestu okazów łupków serycytowych, z których trzy zanalizowano chemicznie. Na podstawie wyników tych analiz dadzą się ustalić następujące ogólne wspólne cechy opisanej serji skalnej:

1. Łyszczyk potasowy jest rozwinięty w tych skałach bądźto w postaci blaszek muskowitowych, bądźteż w formie drobnych łuseczek serycytowych. Ilość jego jest dość zmienna.

Z wszystkich składników minerał ten okazał się wśród metamorfozy najbardziej „plastyczny“. Dowodem tego stanu rzeczy jest obecność prawie w każdej z opisywanych skał (w szlifach) subtelnym mikrofałdów, które nadają ton teksturze skalnej, a stąd całej skale. Ze względu na formę rozwojową tego łyszczyka można wyróżnić wśród łupków serycytowych dwa typy: jeden z nich zawiera łyszczyk w formie dużych blaszek muskowitu, drugi w postaci drobnych łuseczek serycytowych. Ten drugi typ graniczy z filitami.

2. Kwarzec łupków serycytowych, składnik przeważający, rozwinął się w nich w postaci porfiroblastów oraz drobnoziarnistego agregatu tła skalnego. Porfiroblasty, przeważnie wiążące się zapomocą form przejściowych z ziarnami tła skalnego, ukazują zreguły wybitniejsze faliste znikanie światła w porównaniu z ostatnimi. W niektórych skałach brak porfiroblastów kwarcowych, wówczas ziarna kwarcu są większe, a formy obramowane prostymi linjami. W tym rodzaju skał kwarcie nie okazują falistego znikania światła prawie zupełnie. Skały takie robią wrażenie jakgdyby przeszły metamorfozę w nieznacznym stopniu. W niektórych łupkach serycytowych kwarzec dostosowuje się ściśle swoją morfologią do muskowitu, tworząc razem z tym minerałem ziarna bardzo wydłużone w kierunku łupkowatości skały oraz wspomniane wyżej mikrofałdy.

3. Albit, jedyny z gatunków skaleni, występuje w łupkach serycytowych niekiedy w poważnej ilości. Zreguły tworzy porfiroblasty, zazwyczaj większe od porfiroblastów kwarcu. W tle skalnym występuje w drobnych ziarnach, zlewając się w drobnoziarnistym agregacie kwarcowym z ziarnami kwarcu, od którego zreguły jest nie do odróżnienia. Porfiroblasty albitowe powstały najpospoliciej drogą zbierającej krystalizacji, zawierają bowiem zreguły wzrostki serycytu i kwarcu, tworzące niejednokrotnie typowe pojkilmaty.

4. Do charakterystycznych minerałów drugorzędnych, występujących w opisywanych skałach, należy zaliczyć biotyt i granat. Pierwszy występuje w niektórych skałach w ściślejszej paragenezie z blaszkami muskowitu. Jest wtedy świeży, wykazuje silny pleochroizm i układa się podobnie jak muskowit w smugach, otulających agregaty kwarcowo-skaleniowe. W innych skałach biotyt jest zmieniony, zwietrzały, pokryty tlenkami żelaza lub innymi produktami rozkładu.

Granat występuje bądźto w formie drobnych idjoblastów, rozsianych w skale grupkami, bądź też tworzy zwarte agregaty drobnych ziarn, względnie duże kryształy pojkilmatowo rozwinięte. Formy ostatnio wymienione są często spękane i przerosłe wtórnym chlorytem.

5. Struktura łupków serycytowych jest bardzo zmienna. Niejednokrotnie można było zauważyć w jednym szlifie różne jej rodzaje (granoblastyczna, diablastyczna, lepidoblastyczna, porfiroblastyczna). Przeważa jednakże struktura porfiroblastyczna. Porfiroblasty powstały zreguły wskutek zbierającej krystalizacji głównie elementów kwarcowych i albitowych.

6. Naogół biorąc okazują czywczynskie łupki serycytowe, zwłaszcza w porównaniu z kwarcytowemi, niższy stopień metamorfozy. Ze względu na to, iż geologicznie rzecz ta nie da się uzasadnić — łupki serycytowe bowiem są stratygraficznie i tektonicznie ściśle związane z kwarcytowemi — należałoby szukać wyjaśnienia tych słabszych objawów metamorfozy raczej w charakterze materiału, który uległ przeobrażeniom dynamicznym. Wniosek o słabszej metamorfozie nasuwa się na podstawie wyników mikroskopowej analizy elementów przeważających t. j. ziarn kwarcu. Zarówno ich

morfologia, jakoteż objawy kataklazy czy też innych przemian są, naogół biorąc, słabsze w porównaniu z składnikami kwarcowymi w łupkach kwarcytowych. Zachodzi pytanie czy kwarc łupków serycytowych, pogrążone w dużej ilości plastycznego serycytu, nie zostały bodaj częściowo ochronione przed działaniem przede wszystkim stresu? Że niektóre z wymienionych łupków musiały przez dostateczny okres czasu znajdować się w fizyko-chemicznych warunkach charakteryzujących głębsze strefy metamorfizujące, na to mamy dowody w obecności wśród ich składników granatu, jak wiadomo, minerału typomorflowego dla mocnej metamorfozy. Jest faktem uderzającym, że właśnie te łupki granatowo-serycytowe zawierają kwarc o formach prostolinijnych, wybiegających ostremi kątami do otoczenia. Być może, iż te kwarcie zawdzięczają częściowo zachowanie swych ostrych form obecności materiału plastycznego (serycytu), który spowodował, iż w strefie stresu doznawały one ciśnienia raczej hydrostatycznego.

D. ŁUPKI CHLORYTOWE.

Skały wymienione w tytule zostały zrazu wyróżnione wśród kompleksów czywczyńskich materiałów krystalicznych na podstawie przede wszystkim cech megaskopowych. Pierwsze ich wyróżnienie nastąpiło podczas zdjęć terenowych, mając to zdjęcie na celu. Orjentowano się tutaj charakterystycznym wyglądem tych skał, w głównej zaś mierze ich wybitnie zieloną barwą, brakiem wyraźnej łupkowatości i t. p. Skał o takim wejrzeniu znajdowano w obszarze krystalicznych mas czywczyńskich bardzo wiele — niemal w każdym profilu większych lewobocznych dopływów Czarnego Czeremoszu, na wschód od Popadyńca. To znaczne rozprze-strzenienie w tej części zbadanego obszaru łupków chlorytowych zaznaczono na załączonej mapie. Między potokiem Popadynec a Czymirnym tworzą one szeroki pas, występujący głównie w północnej części krystalicznych skał; dalej na wschód pas ten znacznie się rozszerza. Występowanie wymienionych skał można śledzić również i w południowych częściach badanego obszaru. Najmniej tych skał znaleziono w części zachodniej (na zachód od Popadyńca).

W toku badań laboratoryjnych — mikroskopowych i chemicznych — okazało się, iż ściśle wyróżnianie łupków chlorytowych z pośród innych skał krystalicznych pasma czywczyńskiego nie jest łatwe. Wiele okazów z tych skał, wyróżnionych megaskopowo jako chlorytowe, należało zaliczyć bądźto np. do łupków serycytowych, bądźteż do kwarcytowych i innych. Najmniej ściśle było wyróżnianie elementów chlorytowych na podstawie megaskopowo uchwyconej ich zielonej barwy. Barwę zieloną, nie tylko megaskopowo, ale i w szlifach okazuje w skałach czywczyńskich niejednokrotnie i serycyt, który w tym przypadku różni się od chlorytu prawie wyłącznie swoją znaną wybitną dwójłomnością. Właściwy chloryt, jako składnik opisywanych skał, posiada barwę zieloną bardziej nasyconą, niskie barwy interferencyjne (niebieska, fioletkowa, brunatna), oraz swoisty „habitus”. Zazwyczaj występuje on w szerokich blaszkach, wiążących się w mikroskopie w większe pola o słabym pleochroizmie. Jest rzeczą ważną, iż nagromadzeniom chlorytu towarzyszą zreguły paragenetycznie z nim utworzone minerały uboczne, jak epidot, tlenki żelaza i t. p.

Trudności w ścisłym wyróżnieniu łupków chlorytowych powstały i z innej przyczyny — z powodu geologicznego charakteru ich występowania. Badania geologiczne wykazały, iż tym elementom towarzyszą wtrącenia innych skał, głównie łupków serycytowych, zawierających również jako ważny składnik chloryt, o cechach wyżej podanych. Te wtrącenia tworzyły zatem formy przejściowe między łupkami chlorytowymi a serycytowymi. Niewiadomo, czy takie właśnie formy nie są obecne w terenie w przeważającej ilości. Z tego powodu oznaczono na załączonej mapie opisywane skały jako kompleks łupków chlorytowo-serycytowych, nie wyróżniając osobno tutaj właściwych łupków chlorytowych.

Mimo wspomnianych trudności można było ściślej wyodrębnić wśród badań laboratoryjnych właściwe łupki chlorytowe w porównaniu np. z właściwymi łupkami serycytowymi. Pierwszym wskaźnikiem obecności takich skał było skonstatowanie zjawienia się w ich okazach poważnej ilości chlorytu o znamionach typowych, podanych wyżej. Chloryt w właściwych łupkach chlorytowych występuje w towa-

rzystwie innych składników, rozwiniętych naogół odmiennie w porównaniu np. z łupkami serycytowemi i kwarcytowemi, w których te składniki również występują. Powyższy stan rzeczy udowadniają wyniki badań mikroskopowo-chemicznych, przeprowadzonych na kilku — zdaniem naszym — typowych okazach.

Wyniki te są następujące:

Albin.

(66) Wys. 1420 m. Skała barwy szaro-zielonej, nieznacznie zwietrzała, dość wyraźnie łupkowana. Na jej tle dadzą się megaskopowo rozpoznać duże ziarna skaleni.

W mikroskopie widać mieszaninę mocno zwietrzałych minerałów, wśród których główną rolę odgrywają skaleni. Tworzą one tutaj duże porfiroblasty, wykształcone pojkilmatowo, wydłużone w kierunku łupkowatości skały. Formy tych porfiroblastów są tu i ówdzie owalne, najczęściej nieregularne. W licznych miejscach szlifów porfiroblasty wiążą się w agregaty, skupiające kilka lub kilkanaście osobników. Skaleni te są tak mocno przeobrażone, iż ich oznaczenia bliższego przeprowadzić nie można. Zaledwie w kilku przypadkach udało się na ich względnie świeżych brzegach stwierdzić, iż posiadają spółczynnik załamania światła wyższy od balsamu. Możliwość stąd wnosić, iż należą one do plagjoklazów bogatszych w cząsteczki anortytowe. Wnętrze skaleni jest pokryte przede wszystkim delikatną masą pelitową, reagującą na światło spolaryzowane (kaolin, serycyt?). Obok tego występują tutaj jako pojkilmatowe wrostki łuski serycytu, chloryt, skaleni, epidot, zoizyt oraz tlenki żelaza. W niektórych porfiroblastach widać ślady granofirowych zrostów z kwarcem.

Chloryt występuje w tej skale zreguły w towarzystwie kalcytu. Jest on barwy blado-zielonej, o słabym pleochroizmie, oraz barwach interferencyjnych niebieskich. Znaczna część tego składnika została wtórnie wyparta przez kalcyt, który występuje tu w formie jakby pseudomorfoz po chlorycie. Kalcyt wypełnia pozatem próżnie, jakie wytworzyły się w skale, bądź też występuje, jakkolwiek rzadziej, w postaci żył. Kwarciec jest obecny tutaj w niedużej ilości. Jego formy przypominają żywo kwarciec granitowy. W niektórych szlifach zauważono obecność nielicznych ziarenek ortoklazu

zrosłych granofirowo z kwarcem. Do akcesorycznych minerałów zaliczamy tytanit, tlenki żelaza oraz piryt. Dokoła pirytu zauważono obecność promienisto ułożonych włókien kwarcowych, których geneza jest niewątpliwie wtórna.

Struktura skały jest diablastyczna.

Skała jest łupkiem plagjoklazowo-chlorytowym. Trudno określić bliżej stopień jej metamorfozy z powodu zaszłych w niej głęboko zmian metasomatycznych. Obecny w skale chloryt mógł powstać na innej drodze, niż wskutek metamorfozy dynamicznej. Rzecz jest nie do rozstrzygnięcia z powodu braku, poza teksturą łupkową, innych dokumentów tej metamorfozy. Gdybyśmy założyli, że w skale był obecny pierwotnie zasadowy plagjoklaz, oraz w niedużej ilości ortoklaz i kwarciec obok biotyту, obecnego w poważnej ilości (przeistoczonego w chloryt), a struktura jej była krystaliczną, możnaby wnosić, iż przedstawia ona materiał odpowiadający sjenitom lub diorytom.

P o p a d y n i e c.

(67) Wschodnie odgałęzienie prawobocznego dopływu Popadyńca.

Skała barwy ciemno-zielonej, o jedwabistym połysku, zwięzła, o teksturze łupkowej niezbyt wyraźnej. W jej przełomie widać wkładki bogatsze w kwarciec, ułożone bądźto równoległe do płaszczyzn łupkowatości lub też przebiegające nieregularnie.

W mikroskopie przypomina niektóre łupki serycytowe. Zjawiają się tutaj dwa morfologiczne rodzaje składników: liczne większe porfiroblasty skaleni i kwarcu obok drobnoziarnistego agregatu chlorytowo-serycytowo-albitowo-kwarcowego tła skalnego. Między temi rodzajami są liczne przejścia. Wśród porfiroblastów w znacznym procencie występuje skaień. Jego kryształy są świeże, dobrze zbliźnionzone. Formy posiadają izometryczne, brzegami zazębające się z otoczeniem. Skaień ten jest oligoklazem o 13% An. Porfiroblasty kwarcowe o formach również izometrycznych okazują niezbyt silne faliste znikanie światła. Porfiroblasty te tworzą tu i ówdzie, podobnie zresztą jak skalenie, większe skupienia.

Chloryt jest obecny w skale w dużej ilości. Jego barwa jest zielona, pleochroizm niezbyt silny (blado-zielony — żółto-

zielony). Tworzy łuski, występujące na tle skały bądźto samodzielnie, bądź też zlewające się w smugi, które przebiegają nieregularnie pole szlifu. Chlorytowi towarzyszy zreguły serycyt. W niedużej ilości występuje tu kalcyt oraz uboczne minerały jak tlenki żelaza, nieco epidotu oraz apatyt.

Ilościowy skład mineralny w ‰ obj.: chloryt z serycytem 20, kwarciec 19, albit 19, kalcyt 1, agregat drobnoziarnisty (chloryt, serycyt, albit i kwarciec) 41.

Struktura skały jest porfiro-diablastyczna. Porfiroblasty przeważają. Albit jest wśród nich składnikiem głównym, a jego ziarna dochodzą do 0,9 mm średnicy. Porfiroblasty kwarcu są mniejsze (0,7 mm średnicy). W tle skalnym występuje drobnoziarnisty agregat, złożony z ziarn chlorytu, albitu i kwarcu, o przeciętnej średnicy 0,02 mm. W szlifach nie zaznacza się tekstura łupkowa.

Skała jest łupkiem kwarcowo-albitowo-chlorytowym, pochodnym prawdopodobnie jakiegoś osadowca, jakkolwiek jej skład mineralny odpowiada niektórym skałom magmowym (granitom, porfirom). Z objawów dynamicznej metamorfozy na plan pierwszy występuje kataklaza, zaznaczająca się w mechanicznym zniszczeniu składników kwarcowych i skaleniowych. Metamorfoza skały nie była zbyt silna.

P o t o k R y ż o w a t y.

(68) Wys. 1310 m (stok lewy). Skała zwięzła, barwy szmaragdowo-zielonej, na powierzchniach nadwietrzalnych ciemno-brunatna. Łupkowatość nie zaznacza się wyraźnie. Na okazach widoczne są liczne wkładki i żyłki kalcytowe.

W mikroskopie przedstawia tkaninę, której tłem są plagioklasy i kwarciec. Skaleń uderza swoją ilością. Składnik ten tworzy ziarna prawie jednolitej wielkości, świeże, rzadko okazujące pojedyncze bliźniaki. Jego kontury są ostre, zarysy izometryczne. Oznaczono go jako albit.

Kwarciec, o morfologii podobnej do skalenia, okazujący niezbyt silne faliste znikanie światła, tworzy najczęściej skupienia kilku do kilkunastu ziarn, w postaci wydłużonych soczewek.

Chloryt, barwy oliwkowo-zielonej, jest w skale bezładnie rozrzucony w smugach lub pojedynczych blaszkach. Jego pleochroizm jest bardzo słaby, a barwy interferencyjne ciem-

no-niebieskie. Tu i ówdzie zjawia się w szlifach chloryt ciemno-zielony, pokryty w dużej mierze tlenkami żelaza, przy skrzyżowanych nikołach prawie czarny. Pierwszy rodzaj chlorytu jest produktem dynamicznej metamorfozy, drugi najprawdopodobniej składnikiem wtórnym, powstałym w okresie metasomozy. Należy zaznaczyć, iż w obrębie wspomnianego pierwszego gatunku tego minerału występuje kalcyt, tworząc tu i ówdzie typowe pseudomorfozy. Do składników drugorzędnych, jakie występują w tej skale, zaliczamy: ziarna epidotu (pistacytu), skupiające się obok tlenków żelaza głównie w przekrojach skaleni, oraz apatyt, który się zjawia tu w stosunkowo dużej ilości w krótkich słupkach, obok tytanitu.

Ilościowy skład mineralny skały w % obj.: chloryt z kalcytem 40, albit 40, kwarciec 14, kalcyt 1, tlenki żelaza 5.

Struktura skały jest granoblastyczna. Średnia wielkość ziarn kwarcu i albitu 0,3 mm.

Skała jest łupkiem albitowo-chlorytowym. Jej genezę należy odnieść do jakiejś skały magmowej, bogatej w składniki femiczne. I tutaj trudno orzec ściśle o przebiegu metamorfozy. Brak wyraźnej łupkowatości oraz innych objawów dynamicznych przy obecności chlorytu, przemawiałyby za słabym napięciem metamorfozy. Chloryt powstał z przeistoczenia bądźto biotyту, którego morfologja została tu i ówdzie zachowana, bądźteż prawdopodobnie amfibolu. Pierwotnie zasadowy plagjoklaz zamienił się w albit, a jego cząsteczki anortytowe mogły w obecności bezwodnika węglowego, wyzwolić kalcyt. Możliwym jest jednak, iż hornblendą zamieniająca się w chloryt wyzwoliła również ze swej strony Ca, który związał się w kalcyt paragenetyczny z chlorytem. Najprawdopodobniej opisany łupek powstał z magmowego diorytu.

P o t o k M o k r y ń.

(69) Wys. 1270 m. Skała ciemna, barwy szaro-zielonej, o teksturze masywnej, poprzerzynana żyłkami kalcytowemi.

W mikroskopie konstatujemy, iż składa się z chlorytu, skaleni, kalcytu oraz niedużej ilości kwarcu. Składniki te są rozrzucone na tle szlifu bezładnie, jedynie chloryt tworzy tu i ówdzie agregaty o większych rozmiarach. Plagjoklaz (albit)

tworzy często ziarna idjomorfowe, o pokroju izometrycznym, niczem nieróżniącym się od morfologii skaleni skały magmowej. Zrosty bliźniacze tworzy rzadko, a z wrostków zawiera duże ilości kalcytu obok epidotu.

Kalcyt występuje w szlifach w trojaskich formach: w żyłkach, przebiegających tło szlifu, jako masa paragenetyczna z chlorytem, lub wreszcie jako produkt przeobrażenia rdzeniowych partyj skaleni. Chloryt, barwy bladzielonej, o wyraźnym pleochroizmie (trawiasto-zielony, żółtawy), wykazuje brunatne barwy interferencyjne. Występuje on w skale w towarzystwie kalcytu. Wśród jego tła można dostrzec resztki brunatnego biotyту, o silnym pleochroizmie. Wśród ubocznych minerałów występuje apatyt oraz tlenki żelaza.

Ilościowy skład mineralny w % obj.: albit 25, kalcyt 22, chloryt 41, agregat drobnoziarnisty (kalcyt, kwarc, chloryt i t. p.) 9, ilmenit 3.

Struktura skały jest granoblastyczna (gabroidowa).

Jej skład chemiczny przedstawiono w tabeli pod (69).

Skała jest łupkiem albitowo-chlorytowym. Jej genezę należy związać z metamorfozą zasadowej skały typu głębino-wego. O ileby jej chemiczna analiza odnosiła się do materiału niezmienionego — z którego podczas diagenetyzacji nic nie odeszło i do którego nic nie weszło — należałoby określić ten materiał jako dioryt, być może gabro. W trójkącie Beckego znalazła się blisko andezytu z Jarmuty. Charakterem chemicznym byłyby do niej zbliżone poprzednie łupki chlorytowe, które wykazywały wiele analogji w obrazach mikroskopowych. Opisywana skała również nie uległa zbyt silnej metamorfozie. Skończyło się na albityzacji skaleni, chlorytyzacji amfiboli i biotyту, oraz zjawieniu się produktów wtórnych w postaci kalcytu.

G r a ń R o t u n d u l.

(70) Skała wyglądem megaskopowym bardzo podobna do opisanych dotąd łupków chlorytowych. Ziarno zawiera drobne, jest zbita, barwy ciemno-zielonej. Wobec tekstury masywnej brak łupkowatości. Wśród składników zauważonych w szlifach tej skały wybijają się na plan pierwszy duże, izometryczne osobniki albitowe. Pomiarы wykazały

obecność w nich do 5% An. Bliźniaki wielokrotne według prawa albitowego są tu pospolite, a wewnątrz wymienionych skaleni zawiera liczne wrostki chlorytu, tytanitu, epidotu oraz tlenków żelaza. Na uwagę zasługuje fakt, iż albit nigdzie nie zbiera się w agregatach, lecz jest rozrzucony w skale prawie równomiernie, w pojedynczych osobnikach, jakby zanurzonych w spoiwie chlorytowem.

Drugim ważnym składnikiem opisywanej skały jest chloryt, rozwinięty tu tabliczkowo. Poszczególne jego tabliczki wiążą się sympleksowo w smugi, otulające żerdki skaleni. Barwa chlorytu trawiasto-zielona, pleochroizm niezbyt silny, w tonach zielonych i żółtych. W niektórych partjach smug chlorytowych nagromadza się obficie drobnoziarnisty epidot, zmieszany z tlenkami żelaza. Barwa interferencyjna chlorytu niebieska, ciemno-fioletkowa lub brunatna.

Struktura skały może być różnie określona. O ile uważa się obecne w skale w dużej ilości skalenie za porfiroblasty, struktura musi być określona jako porfiroblastyczna; o ile o tej strukturze ma decydować również obfity chloryt, jest ona lepidoblastyczna. Sądzymy, iż najprościej będzie określić strukturę jako grano-lepidoblastyczną, ze względu na to, iż ziarn skaleni nie można uważać za powstałe drogą metamorfozy zbierającej porfiroblasty.

Ilościowy skład mineralny skały w % obj.: albit 53, chloryt 39, reszta (tytanit, epidot i tlenki żelaza) 8. Skała ta nie zawiera, w odróżnieniu od poprzednio opisanych, tak charakterystycznego dla nich kalcytu.

Wyniki chemicznej analizy tej skały przedstawiono w tabeli pod (70).

Skała jest łupkiem albitowo-chlorytowym. Jak świadczą o tem wyniki chemicznej analizy, przedstawiała ona pierwotnie materiał magmowy. Materiał ten był bardzo podobny do tego, z którego powstała drogą metamorfozy skała wyżej opisana z Mokrynia (69). Substratu do jej powstania dostarczyła zatem prawdopodobnie jakaś skała mocno zasadowa, typu diorytu lub gabra. Łupek chlorytowy na Rotundulu, powstały z tej skały drogą przeobrażenia dynamicznego, różni się jednakże od skały mokryńskiej stosunkowo małą zawartością wapna. Nie wiadomo czy węglan wapniowy powstały w tej skale przy albityzacji skaleni został odprowadzony naze-

wnątrz, w przeciwieństwie do skały (69), czy też pierwotna skała magmowa zawierała *a priori* mniej zasadowe skalenie. O procesie metamorfozy jaką przeszła skała z Rotundulu nie da się więcej powiedzieć od tego, co podano już przy innych łupkach chlorytowych.

Ogólna charakterystyka łupków chlorytowych.

Na podstawie wyżej podanych liczb analitycznych oraz szczegółowych opisów niektórych czywczyńskich łupków chlorytowych można zestawić ich ogólne cechy w następujących punktach:

1. Łupki chlorytowe zajmują w krystalicznym pasie czywczyńskim największy obszar, rozwijając się szeroko między Popadyńcem a Perkałabem (Białym Czeremoszem).

2. Łupki chlorytowe zawierają w swoim kompleksie w zasadzie różne typy, wśród których przeważają formy pośrednie, wiążące się z łupkami serycytowymi oraz kwarcytowymi.

3. Ścisłe wyróżnienie łupków chlorytowych nie da się przeprowadzić na podstawie ich megaskopowego badania. W badaniu takim wyróżniło się łupki tego rodzaju przede wszystkim na podstawie zielonej barwy (zieleńce). Wśród skał czywczyńskich zieloną barwę okazują również ł. serycytowe, których diagnoza, zwłaszcza w mikroskopie, nie może ulegać wątpliwości. Należy ponadto zauważyć, że chloryt jest jednym z najpospolitszych składników wszelkiego gatunku łupków krystalicznych, formujących się wśród słabego napięcia dynamicznego. Wysnuwany stąd wniosek, iż szeroko na mapie zaznaczony pas łupków chlorytowych zawiera nie tylko właściwe łupki tego typu, lecz i skały przejściowe (wtrącone w nie łupki chlorytowo-serycytowe).

4. Z kompleksu łupków chlorytowych wyodrębniono właściwe łupki tego typu na podstawie skonstatowanych cech mineralogicznych i strukturalnych. Cechy te mają znaczenie przede wszystkim genetyczne. Właściwe łupki chlorytowe czywczyńskie są skałami pierwotnego pochodzenia magmowego. Przeobraziły się w nie drogą dynamicznej metamorfozy zasadowe skały typu diorytu-gabra. W ich składzie mineralnym ważną rolę odgrywają kombinacje chloryt + albit + kal-

cyt. Chloryt jest produktem przeobrażenia amfiboli oraz biotytytu, który został w niektórych skałach odnaleziony w reliktach. Albit powstał z przeobrażenia pierwotnie mocno zasadowych skaleni. Kalcyt jest prawdopodobnie dwojakiej genezy: został częściowo infiltrowany zzewnątrz, częściowo powstał obok epidotu z uwolnionych podczas przeobrażenia zasadowych plagioklazów cząsteczek wapna.

5. O przebiegu oraz napięciu dynamicznej metamorfozy, która zadecydowała o obecności właściwych łupków chlorytowych w krystalicznym pasmie Czywczyna — niewiele można powiedzieć. Zdaje się jednak, że metamorfoza nie była tu zbyt głęboko sięgająca.

E. ŁUPKI EPIDOTOWE.

Z kompleksu czywczyńskich paleozoicznych łupków krystalicznych wyróżniono skały epidotowe jako samodzielną jednostkę na podstawie charakterystycznego składu mineralnego. W zasadzie są to elementy złożone ze skaleni, chlorytu oraz epidotu. Ostatni składnik występuje tu w ilości poważnej, nadając opisywanym skałom charakterystyczne piętno petrograficzne. Występowanie łupków epidotowych w obszarze czywczyńskim jest ograniczone. Znaleziono je w odkrywkach niedużych w kilku miejscach, w obrębie łupków kwarcytowych, serycytowych oraz chlorytowych. Dziesięć okazów tych skał poddano szczegółowej analizie mikroskopowej, ponadto dwa analizie chemicznej. Uzyskane tu wyniki badań są następujące:

P o t o k R y ż o w a t y.

(71) Brzeg lewy, wys. 1270 m. Skała szaro-zielona, ciemna, zwięzła, występująca w grubych warstwach. Na jej powierzchni wydzielają się tlenki żelaza w postaci rdzawych plam. Tu i ówdzie zjawia się chloryt, nadając okazom połysk tłusty. Poszczególnych składników skały nie można megaskopowo odróżnić. Niektóre okazy są poprzerzynane żyłkami wypełnionymi kalcytem.

W mikroskopie zauważono wśród jasnych składników duże ilości skalenia albitowego. Występuje on zreguły w towarzystwie kryształów kwarcu, od którego dzięki identycz-

nej morfologii i braku wyraźnej łupliwości oraz zbliźniczenia, jest trudny do odróżnienia. Formy posiada albit izometryczne lub wydłużone w kierunku łupkowatości skały. Są one prawie jednej wielkości, brzegami zazębające się z otoczeniem. Tło skaleni jest zrzadka pokryte wrostkami kwarcu, epidotu i innymi.

Kwarciec, jak zaznaczono, posiada tę samą morfologję co albit, z którym tworzy samodzielne agregaty. Falistego znikania światła nie okazuje; jest go zresztą w opisywanej skale niewiele.

Przeważającym składnikiem niektórych okazów z Ryzowatego jest epidot. Mineral ten występuje tu najczęściej w formach wydłużonych w kierunku łupkowatości skały, poprzecznie lub nieregularnie spękanych. Niekiedy tworzy zaokrąglone ziarna tkwiące w smugach chlorytowych. Jego wysokie współczynniki załamania oraz wybitna dwójłomność świadczą o przynależności do pistacytu. Na tle szlifów tworzy ten mineral bądźto zwarte, sympleksowo wiążące się smugi, lub też pojedyncze, bezładnie wśród skaleni rozrzucone, ziarna. Stałym jego towarzyszem jest chloryt, a przede wszystkim tlenki żelaza. Tlenki te tworzą zazwyczaj w obrębie smug epidotowych drobne grudki bez wyraźnej morfologii, zaś tam, gdzie występują na tle chlorytu, tworzą zwarte masy, rozmieszczone zreguły w wnętrzu substancji chlorytowej.

Chloryt ukazuje różne barwy interferencyjne, od oliwkowej do niebieskiej, oraz intensywny pleochroizm (trawiastozielony — blade-żółty). Jego ilość w skale jest zmienna, a częstym towarzyszem jego jest biotyt, zachowany tu i ówdzie jako relikty.

Obok tych minerałów występują drugorzędne, jak idjomorfowy magnetyt, ilmenit, leukoksen, zoizyt oraz kalcyt. Ostatni z tych minerałów jest niewątpliwie infiltrowany zewnątrz (przynajmniej w znacznej mierze), a występuje tu w postaci żył przebiegających wpoprzek szlifów (Tabl. IV.1).

Ilościowy skład mineralny skały w 0/0 obj.:

	albit	chloryt	epidot	kwarciec	tlenki żel.	kalcyt	zoizyt
Szlif 1.	66	17	4	2	9	1	1
Szlif 2.	29	13	33	—	7	18	—

Szlif 1. odnosi się do bardziej salicznej wkładki, wtrąconej w główną skałę epidotową, której odpowiada szlif 2.

Struktura skały jest granoblastyczna. Średnica ziarn albitu waha się od 0,1 do 0,6 mm, epidotu w osi dłuższej osiąga 0,2 mm, w osi krótszej 0,08 mm.

Skała jest łupkiem albitowo-epidotowym, który powstał niewątpliwie wśród metamorfozy skały magmowej typu zasadowego, prawdopodobnie zbliżonej lub identycznej z taką, która dała substrat do powstania opisanych wyżej łupków chlorytowych. Metamorfozę przeszła, zdaje się, w silniejszym stopniu od tych łupków, które nie zdołały wytworzyć w obrębie swego składu mineralnego poważniejszej ilości epidotu.

M o k r y ń.

(72) Mokrynów Kamień. Wys. 1485 m. Skała ciemna, szmaragdowa, wyraźnie łupkowana, drobnoziarnista, tu i ówdzie o połysku jedwabistym. Na jej tle nie widać poszczególnych składników.

Obrazy mikroskopowe tej skały przypominają w zasadzie opisany wyżej łupek epidotowy. Tło skalne tworzy w szlifach substancja chlorytowa, w której są gęsto rozsiane drobne ziarna pistacytu. Substancja ta otacza smugami zwarciemi sympleksowo agregaty lub pojedyncze ziarna skaleni i kwarcu. Panującym skaleniem jest tu albit, tworzący tu i ówdzie bliźniaki pojedyncze, rzadziej polisyntetyczne.

Składnikiem nadającym piętno skale jest epidot (pistacyt). Tworzy on tutaj drobne ziarna o wysokiej dwójłomności ($\gamma - \alpha = 0,045$) i wyraźnie zaznaczającej się podstawowej łupliwości ($//$ do 001). W cienkich preparatach okazuje dostrzegalny, słaby pleochroizm (zielonawo-żółty). Obok drobnych ziarn zauważono nieliczne rzadka rozsiane, większe kryształy epidotu, które tworzą jakby porfiroblasty w obrębie smug chlorytowych. Porfiroblasty te występują zazwyczaj samodzielnie na tle drobnoziarnistego agregatu.

Drobne ziarna epidotu są pokryte zreguły paragenetycznie utworzonymi tlenkami żelaza.

Tłem skalnym, jak wspomniano, jest tu chloryt, barwy trawiasto-zielonej, o wyraźnym pleochroizmie (trawiasto-zie-

lony-żółty), o niskich barwach interferencyjnych (szaroniebieska).

Kwarzec obecny w tej skale w poważniejszej ilości, nie różni się niczem od kwarcu skały poprzedniej. Również kalcyt występuje tu z cechami podanymi w jej opisie. W poważniejszej ilości zjawiają się tu ponadto tlenki żelaza i tytanitu oraz w grubych słupkach apatyt.

Ilościowy skład mineralny skały w % obj.: chloryt 43, epidot 19, kwarzec 19, albit 9, kalcyt 7, tlenki żelaza i tytanu 3.

Struktura skały jest diablastyczna, miejscami porfiroblastyczna. Porfiroblasty epidotu dochodzą do 0,5 mm średnicy; drobne ziarna tego minerału posiadają średnicę mniejszą od 0,05 mm. Średnia wielkość ziarn albitu wynosi 0,32 mm, kwarcu 0,09 mm.

Wyniki analizy chemicznej podano w tabeli pod (72).

Skała jest łupkiem kwarcowo-albitowo-epidotowym. Jej skład mineralny, a przede wszystkim chemiczna analiza, świadczą o tem, iż jest ona zmetamorfizowaną skałą magmową, typu dioryt-gabro. Metamorfozę przeszła w niezbyt wysokim stopniu.

Analogiczne skały zostały znalezione w rejonie Mokrynia w dwóch punktach: nad skałką wapienną (wys. 1505 m) oraz na grzbiecie góry (wys. 1563 m). Ich wygląd megaskopowy oraz mikroskopowy jest bardzo zbliżony do skały wyżej opisanej. Różnice występują tylko w stosunkach ilościowych poszczególnych minerałów.

Różnice te ilustruje następująca tabela wyników analizy planimetrycznej:

	epidot	chloryt	kwarzec	albit	kalcyt	zoizyt	piryt
Szlif 1.	27	35	17	20	1	—	—
Szlif 2.	15	26	30	14	15	—	—
Szlif 3.	26	18	34	19	—	2	1

C z e r e m o s z.

(73) Wys. od 1295 do 1305 m. Skała szaro-zielona, na powierzchni plamista z powodu wydzielenia tlenków żelaza. Jej ziarno jest drobne, tekstura wyraźnie łupkowa. Jest zreguły

poprzerzynana żyłkami kalcytu. Niektóre okazy są barwy szmaragdowej, ziarno zaś posiadają afanitowe.

Skała ta w mikroskopie ujawnia skład mineralny podobny do wyżej opisanych. Epidot tworzy tu w szlifach długie słupki, poprzecznie spękane, rzadziej ziarna zaokrąglone lub nieregularne. Słupki układają się w równoległe warstewki, ziarna zaś rozpraszają się pojedynczo na tle skały. W niektórych szlifach epidot stracił swą świeżość, rozłożywszy się na minerały wtórne, wśród których przeważa kalcyt. Tu i ówdzie zachowały się dobrze jego formy krystalograficzne. Są to kryształy duże, świeże, z wyraźnie widoczną łupliwością (Tabl. IV.₂).

Albit występuje w opisywanej skale, zwłaszcza w niektórych jej okazach, w poważnej ilości. Zawiera około 10% An. Bliźniaki pojedyncze, rozwinięte tabliczkowo tworzy rzadko. Łupliwości jego nie widać, a formy są wydłużone zgodnie z kierunkiem łupkowatości skały. Z wrostków zawiera ziarna epidotu, zoizytu, kalcytu i chlorytu. W niektórych szlifach zauważono jego zniszczenie, objawiające się pokryciem tła skaleniowego prawdopodobnie substancją kaolinową lub kalcytową.

Chloryt obecny jest w niektórych próbkach opisywanej skały w bardzo dużej ilości, w innych w nieznacznej. Barwę interferencyjną okazuje brunatną, pleochroizm wybitny: α = trawiasto-zielone, γ = bezbarwne. Jego formy są blaszkowe lub włókniste. Wiążą się one w smugi, przebiegające sympleksowo przez tło szlifów. Smugi te są zreguły pokryte epidotem.

W niektórych szlifach zauważono poważniejsze ilości kwarcu. Ziarna tego minerału są tu rozproszone bądźto pojedynczo, bądźteż tworzą większe agregaty lub osobne warstewki. Okazują one wybitne faliste znikanie światła i są zreguły pokryte mniejszemi ziarnami kwarcu, kalcytu, chlorytu i epidotu.

Kalcyt jest w opisywanej skale stałym towarzyszem, zjawiającym się tutaj w dużych ilościach. W zasadzie przerasta on wszystkie inne minerały lub też tworzy samodzielne, drobnokrystaliczne agregaty w towarzystwie chlorytu i tlenków żelaza.

Wśród akcesorycznych minerałów zauważono zoizyt

w krótkich słupkach lub nieregularnych ziarnach. Minerale ten towarzyszy epidotowi. Do akcesorycznych należą tu również tytanit, tlenki żelaza, ilmenit.

Ilościowy skład mineralny skały w % obj.:

	epidot	chloryt	albit	kwarzec	kalcyt	muskowit	tlenki żelaza
Szlif 1.	14	11	20	18	22	5	10
Szlif 2.	5	15	7	40	18	10	5
Szlif 3.	26	52	10	5	6	—	1
Szlif 4.	21	35	5	18	17	—	4
Szlif 5.	33	8	31	2	26	—	—

Struktura skały jest zmienna. Zauważono rodzaje budowy nematoblastycznej, pojkiloblastycznej, diablastycznej oraz porfiroblastycznej. Słupki epidotu dochodzą do 1 mm długości oraz do 0,03 mm szerokości. W niektórych okazach wszystkie wyżej opisane minerały przerastają się wzajemnie, w szczególności odnosi się to do chlorytu i epidotu, które niewątpliwie występują tu paragenetycznie. Kwarce i skalenie wahają się w wielkości swej średnicy od 0,02 do 0,03 mm.

Skała jest łupkiem chlorytowo-albitowo-kwarcowo-epidotowym. Geneza jej w zasadzie jest identyczna ze skałami tego typu, opisanymi wyżej. Rozumiemy to w ten sposób, iż materiałem wyjściowym, który drogą metamorfozy przeobraził się w wymieniony łupek, była jakaś skała zasadowa typu gabra-diorytu. Znamiona natury strukturalnej są jednak w skale nad Czeremoszem odmienne od skały z Ryzowatego i Mokrynia (71, 72). Skały ostatnio wymienione zachowały niekiedy w doskonałej formie pierwotną strukturę ziarnistą skały magmowej, opisana zaś w tym miejscu skała z nad Czeremoszu reliktyw takich nie okazuje. Przeciwnie zachowała się tutaj w dobrej formie struktura klastyczna skały osadowej, szczególnie poznawalna z charakteru kwarcu i skaleni. Ziarna tych składników są rozarte, połamane, a mechaniczne to ich zniszczenie może być położone tylko częściowo na karb kataklazy, przebiegającej wśród metamorfozy. Innymi słowy materiał wyjściowy tej skały — skała diorytowa lub gabrowa — uległ przed przeobrażeniem się dynamicznym procesowi niszczenia mechanicznego.

Perkałab.

(74) Wśród łupków krystalicznych, występujących u źródeł Białego Czeremosza (Perkałab), oderwanych od głównej masy czywczyńskiej i przegrodzonych od niej kredowym fliszem, znaleziono w dolinie rzeki skałę epidotową, której główne rozprzestrzenienie stwierdzono już za granicami Państwa.

Skała ta różni się wybitnie od opisanych dotąd łupków epidotowych. Jej okazy są zbite, szmaragdowo-zielone, na powierzchni połyskujące jedwabiście. Łupkowatość okazów zaznacza się niewyraźnie, a liczne wkładki kalcytowe, ułożone w żyłkach równoległych do warstwowania, upodabniają ją do innych skał tego typu.

W mikroskopie na plan pierwszy wybija się epidot. Odmiennie od innych skał występuje ten minerał tutaj w dużych, niekiedy idjomorfowych kryształach, które są pogrążone pojedynczo w substancji chlorytowej lub też tworzą wielkie odrębne krystaliczne agregaty. Epidot jest tu pistacytem. Jego charakter optyczny jest odjemny, $\gamma - \alpha = 0,042$. Przekroje niekiedy doskonale wykształcone w formach słupa i dwuścianów. Częste bliźniaki według (100). W świetle zwyczajnem bezbarwny lub lekko zielonawy. Niektóre kryształy ciemniejsze z powodu przykrycia pyłem tlenków żelaza i tytanu. Wiele z pośród ziarn epidotu jest popękanych. Pódoczas w powstałych w ten sposób szczelinach nagromadza się przedewszystkiem substancja chlorytowa. (Tabl. IV₃).

Chloryt występuje w szlifach w poważnej ilości, wypełniając wraz z kwarcem wolne przestrzenie między ziarnami epidotu na wzór tła skalnego w skałach wylewnych. Jego barwa interferencyjna jest zielono-brunatna, pleochroizm wyraźny: α — trawiasto zielony, γ — blado-żółty.

Kwarzec, obecny w zmiennych ilościach, tworzy najczęściej formy nieregularne, układając się bądźto w pojedynczych ziarnach między kryształami epidotu bądź też w agregatach, tworzących samodzielne wkładki w skale. Minerał ten występuje tu również w towarzystwie kalcytu we wtórnych żyłach. Faliste znikanie światła okazuje wybitne, a z wrostków zawiera epidot i chloryt.

Kalcyt, obecny w niedużych ilościach, przeważnie w for-

mie wtórnych żył. Epidotowi towarzyszy tytanit, zaś chlorytowi tlenki żelaza oraz ilmenit. Skalenie zachowały się w tej skale w reliktach. Oznaczono je na kilku ziarnach jako prawie czysty albit. Jego ziarna znaleziono wśród agregatów kwarcowych.

Ilościowy skład mineralny skały w ‰ obj.:

	epidot	chloryt	kwarczec	tlenki żelaza
Szlif I	68	26	5	1
Szlif II	70	18	15	2

Struktura skały jest granoblastyczna, tekstura łupkowa. Ziarna epidotu i kwarcu układają się w znacznej mierze równoległe do siebie, będąc wydłużone w jednym kierunku. Średnia długość osi dłuższej epidotu wynosi 0,37 mm (wahania od 0,17 do 1,2), osi krótszej 0,23 mm (wahania 0,2—0,7). Ziarna kwarcu okazują średnią długość 0,2, średnią szerokość 0,1.

Skład chemiczny skały podano w tabeli pod (74).

Skała jest łupkiem kwarcowo-chlorytowo-epidotowym, pochodnym, na wzór innych, od skały magmowej typu diorytu lub gabra. Metamorfozę przeszła wybitną, prawdopodobnie w strefach płytszych. Epidot rozwinął się tutaj najprawdopodobniej podczas metamorfozy na tle zasadowych plagioklazów.

O g ó l n a c h a r a k t e r y s t y k a ł u p k ó w e p i d o t o w y c h.

Opisane wyżej łupki epidotowe tworzą zwartą grupę skał, stosunkowo rzadko występujących w badanym terenie. Odkryto je zaledwie w kilku punktach. Do skał tego typu zaliczamy takie, których epidot powstał wśród dynamicznej metamorfozy i jest w nich składnikiem jeśli nie przeważającym, to w każdym razie głównym. Skały te są barwy ciemnej, szmaragdowo-zielonej, przeważnie niewyraźnie zaznaczające teksturę łupkową, drobnoziarniste i zbite. Obok epidotu, który występuje w postaci izometrycznych ziarn, wydłużonych słupów lub dużych idjomorfowych kryształów, zjawia się tu chloryt jako składnik główny, tworząc tło skalne, sympleksowo obejmujące inne składniki. Trzecim ważnym składnikiem tych skał jest skaleń (albit), zjawiający się niekiedy

w przeważających ilościach. Morfologją upodabnia się ten minerał do kwarcu, który występuje tu również w stosunkowo znacznych ilościach.

Analiza chemiczna dwóch łupków epidotowych wykazała, iż skały te powstały z przeobrażenia mocno zasadowych magmowców, typu diorytu-gabra. W niektórych ich okazach zauważono relikty pierwotnej, ziarnistej (gabrowej) struktury. Skała z nad Czeremoszu powstała z magmowca uprzednio mechanicznie zniszczonego.

F. AMFIBOLITY.

Skały wymienione w tytule tego ustępu nie odgrywają w krystalicznym pasmie gór Czywczyńskich poważniejszej roli. Znaleziono je zaledwie w kilku punktach, w odkrywkach skromnych rozmiarów. Niemniej jednak są one ważne ze względu na swe pochodzenie z magmowców zasadowych, swoistą formę wykształcenia mineralogicznego i petrograficznego. Zostały one dlatego szczegółowo opracowane zarówno chemicznie, jakoteż mikroskopowo. Opracowania tego dokonał Dr. K. S m u l i k o w s k i, któremu zostały oddane wyniki analiz chemicznych oraz liczne preparaty mikroskopowe. Wyniki uzyskane przez tego autora są następujące:

Amfibolity przedstawiają w terenie wtrącenia magmowego pochodzenia wśród łupków krystalicznych, które wraz z ich wyjściowym materiałem przeszły metamorfozę dynamiczną. Ponieważ łupki te są najprawdopodobniej wieku młodo-paleozoicznego (przedpermskiego), więc też amfibolitom jako zmetamorfizowanym intruzjom gabrowo-diabazowym należy przypisać wiek karboński. Badaniom zostały poddane okazy z następujących miejscowości:

(75) **A m f i b o l i t g r a n a t o w o - k w a r c o w y** z **P o ł o n i n y P r e ł u k i**. Skała ta występuje na przełęczy pomiędzy Chitanką a Prełukami (na NW od szczytu 1628). Nie jest ona nigdzie wyraźnie odsłonięta i pojawia się jedynie w postaci licznych luźnych bloków rozsianych po połoninie. Przedstawia ona prawdopodobnie wychodnię żyły, wtrąconej w łupki serycytowo-chlorytowo-kwarcowe, które w tem miejscu mocno zwązonym pasem przewijają się między zlepieńcem suligulskim na południu, a skałką tryjasową na północy.

Amfibolit ten megaskopowo przedstawia się jako skała masywna, grubo- lub średnioziarnista, przypominająca gabra, o łupkowatości bardzo nieznacznej lub prawie niewidocznej. Na świeżym przełomie wyróżnia się białawe ziarno skalenia i kwarcu, czarno, słabo połyskujące amfibole, drobnutkie ziarenka brunatno-czerwonego granatu oraz tu i ówdzie nieliczne żółtawe łuseczki wyblakłego i przeobrażonego biotyту.

Badania mikroskopowe ujawniają następujące minerały: amfibol, kwaśny plagioklaz, kwarc, granat jako składniki główne, chloryt, tytanit, rutyl, zoizyt, apatyt jako poboczne, wreszcie akcesoryczne magnetyt, piryt, cyrkon, turmalin, epidot jednoskośny i serycyt. (Tabl. V₃).

Struktura ziarnista, pojkiloblastyczna, ze względu na masowo występujące drobne wrostki zoizytu w skaleniu a kwarcu w amfibolu. Tekstura naogół bezładna, lokalnie tylko na drobnych przestrzeniach amfibol przyjmuje formy pręcikowate, układające się w przybliżeniu równolegle.

Amfibol tworzy najczęściej duże ziarna lub krótkie słupki ze ścianami słupa wyraźniej wykształconymi. Jest on zwykle gęsto przerosły drobnymi ziarnami kwarcu o orientacji naogół nieprawidłowej, tu i ówdzie niekiedy równoległej. Zabarwienie jego niezbyt intensywne przy wyraźnym pleochroizmie: α — blado-szarawo-żółtawe, β — brudno-żółtozielone, γ — zielono-szare, $\alpha < \beta < \gamma$ (w płytkach grubości 0,03 mm), $z : \gamma = 15-16^\circ$, $\gamma - \alpha = 0,0238$, charakter optyczny odjemny, $2V\alpha = 85-88^\circ$.

Skaleni są przeważnie szare i mętne, przetkane gęsto, lecz nierównomiernie submikroskopowymi produktami rozpadu o wysokich spólczynnikach załamania (saussurytyzacja); zwykle zawierają przytem liczne drobne pręciki zoizytu, często także serycyt w ilości podrzędnej. Tam gdzie zmętnienie skaleni nie jest zbyt mocne i umożliwia im przeświecanie, widoczne są tu i ówdzie albitowe prążki bliźniacze, rzadziej peryklinowe lub bliźniaki karlsbadzkie i Roc Tourné. To umożliwiło ich oznaczenie jako albit (3—6% anortytu). W niektórych partjach skały plagioklaz jest prawie zupełnie pozbawiony mętów i wrostków zoizytowych okazując się bo-

gatszym w anortyt k w a ś n y m o l i g o k l a z e m (16 do 17% an.).

Zoizyt tworzy drobne, smukłe słupki lub mikrolity bardzo delikatne, oddzielnie lub grupkami ułożone bezładnie w obrębie plagioklazu. Z tego samego zapewne minerału składają się owe plamiste, szare, nieprzeźroczyste zmętnienia w plagioklazie. Słupki zoizytu okazują $z = \alpha$, odznaczają się doskonałą łupliwością według (010) oraz licznymi nieregularnymi spękaniem poprzecznymi, są przytem bardzo często wewnątrz „wydrażone“, a nawet pozornie rozdwojone. Orientacja optyczna $x = \gamma$, $y = \beta$, $z = \alpha$, płaszczyzna osi optycznych równoległa do (010). Bardzo słaba dwójłomność przy silnej dyspersji wywołują charakterystyczne podnormalne barwy interferencyjne. Charakter optyczny dodatni, kąt osi optycznych bardzo mały, od wartości ok. 20° maleje często prawie do zera. Jest to zatem zoizyt ubogi w Fe_2O_3 (α -zoizyt).

W niektórych partjach opisywanego amfibolitu niezależnie od zoizytu pojawia się w drobnych ilościach j e d n o s k o ś n y e p i d o t. W przeciwieństwie do zoizytu, będącego zawsze nowotworem w plagioklazie, ziarna epidotowe ukrywają się wśród ciemnych składników i powstały zapewne przy współdziałaniu tychże w reakcjach metamorficznych. Epidot ten jest słabo żelazisty o umiarkowanej dwójłomności i o ujemnym charakterze optycznym.

G r a n a t wykształcony jest w ziarnach zupełnie nieregularnych, poszczerbionych i często porozrywanych. Gęsto pocięty nieprawidłowymi spękaniem, które miejscami wypełniają się bladym chlorytem lub rdzawym żelazistym pigmentem, zawierając nadto liczne drobne wrostki skaleni, kwarcu, amfibolu, czasem także apatyty i serycytu. Jest on całkowicie izotropowy, w cieżkim szlifie prawie bezbarwny.

K w a r z e c występuje w dwojakiem wykształceniu: 1^o) jako większe ziarna lub ich mozaikowate skupienia w ilości 7—10% pomiędzy innymi składnikami; faliste znikanie światła niezbyt silne. 2^o) Jako liczne drobne wrostki wewnątrz amfibolu w ilości przeciętnej 2—4% objętości całej skały.

C h l o r y t (p e n n i n) jest stałym składnikiem, tworzącym równoległe, blaszkowate zespoły o ogólnym pokroju grubszych lub cieńszych tabliczek, zwykle z drobnymi wkład-

kami muskowitu, często upstrzone tu i ówdzie grudkami leukoksenu. Nie ulega wątpliwości, że są to pseudomorfozy po tabliczkach biotyту, którego resztki plamiście blaknące dają się jeszcze miejscami zauważyć. Chloryt jest zabarwiony blado zielono, słabo pleochroiczny, o nikłej dwójłomności. Zwykle wykazuje subnormalne barwy interferencyjne niebieskawo-fiołkowe albo brunatnawe. W pierwszym przypadku α jest prostopadłe do (001), w drugim γ . Obie te modyfikacje często zrastają się równoległe cieńkimi łuskami naprzemianlegle w wspólne agregaty.

Tytanit dość obfity w postaci dużych skupień o budowie drobnoziarnistej, a formie nieprawidłowej, nieraz fantastycznie rozgałęzionej. Barwa mętnawo-szara. Wewnątrz tych skupień tkwi najczęściej rutyl w ziarnach bezkształtnych o wyraźnej łupliwości pryzmatycznej w dwu prostopadłych kierunkach. Jest intensywnie zabarwiony, żółtawo- lub czerwono-brunatny. Oba te tytanowe minerały zajmują prawdopodobnie miejsce po pierwotnym ilmenicie, przyczem rutyl zdaje się być początkowym, tytanit dalszym produktem przeistoczenia.

Z pośród minerałów akcesorycznych i rzadkich, najważniejszym jest apatyt w postaci nieregularnych ziarek i słupków, osiagających często 1,5 mm długości. Cyrkon jest znacznie rzadszy. Występuje w odosobnionych, wydłużonych kryształkach, mocno splekanych, powyszczerbianych i nieprawidłowych. Turmalin żelazisty występuje sporadycznie. Wydłużone jego słupki, pozbawione prawidłowych zakończeń, odznaczają się negatywnym charakterem optycznym, średnią dwójłomnością ($\gamma - \alpha = 0,0251$) i wybitnym pleochroizmem $o > e$ (dla drgań // do osi optycznej prawie bezbarwny, \perp do osi rdzawo-brunatny). Nadto wymienić należy bardzo skąpe grudki magnetytu i piryt w minimalnych ilościach.

Ilościowy skład mineralny tej skały, wyznaczono w mikroskopie metodą planimetryczną na podstawie analizy 6 szlifów. Wyszczególniono przytem dwie odmiany: 1) o skaleniu mętnym, przepełnionym zoizytem, 2) o skaleniu prawie czystym, bez wrostków zoizytowych.

	1	2
Kwarzec	13,7 % obj.	9,2 % obj.
Plagjoklaz	22,3 (3—6% An)	31,8 (16—17% An)
Zoizyt (większe mikro- lity)	2,5	—
Amfibol	47,9	45,1
Granat	8,4	8,9
Biotyt ¹⁾	1,7	2,4
Tytanit	1,3	0,9
Rutyl	1,2	0,7
Magnetyt	0,3	0,4
Apatyt	0,5	0,6
Cyrkon	0,2	—

Z odmiany pierwszej tej skały wykonano analizę chemiczną. Wyniki tej analizy podano w załączonej tabeli pod (75).

Jak wynika z analizy amfibolit z Prełuk pochodzi z typowej magmy gabro-norytowej, której intruzja, prawdopodobnie niewielka, wcisnęła się między paleozoiczne osady piaszczysto ilaste, a następnie wraz z nimi uległa metamorfozie regionalnej. Niektóre szczegóły, dostarczone przez studjum mikroskopowe, zdają się wskazywać, że metamorfoza ta miała dwie fazy. Najpierw rozwinęła się ona w strefie głębszej, przekształcając pierwotną skałę magmową, złożoną z labradoru, piroksenu, ilmenitu i drobnych ilości kwarcu, w zespół amfibolu, andezynu, oligoklazu, kwarcu, granatu, biotytu, rutylu i tytanitu, nie zmuszając jednak tych składników do kierunkowego układania się (brak łupkowatości). W następnych okresach, przez stopniowe podnoszenie się, skała ta weszła w płytszą strefę metamorficzną, w której nastąpiło rozszczepienie się plagjoklazu na albit i zoizyt, oraz przeobrażenie biotytu w chloryt i muskowitz. W tych tylko miejscach, całkiem lokalnie, gdzie plagjoklaz już uprzednio był bardzo kwaśnym (16 do 17% anortytu lub mniej) zoizyt nie wydzielił się w nim wtórnie, skutkiem czego plagjoklaz pozostał zupełnie czysty.

(76) **Amfibolit z Albina.** Skała ta odsłania się bardzo wyraźnie na długości ok. 300 m, zarówno w łożysku

¹⁾ Prawie zupełnie przeobrażony w chloryt z domieszką muskowitzu.

potoku Albin, na wysokości 1360 m, jakoteż w jego dopływach prawobocznych, oraz na stokach dolin. Tworzy ona żyłę grubości ok. 60 m o biegu NNE—SSW, przecinającą prawie pionowo łupki krystaliczne. Od strony zachodniej styka się ona z zielonkawymi, płytowymi kwarcytami zmetamorfizowanymi, od wschodniej zaś z łupkami muskowitzowymi, które dalej w tym samym kierunku przybierają więcej kwarcu i przechodzą w łupki serycytowo kwarcowe, jeszcze dalej zaś wzbogacają się w granat.

Amfibolit ten jest skałą zielonkavo-czarną, drobno krystaliczną, o teksturze pręcikowo-równoległej. Na przełomie świeżym zaznacza się słabo migotliwy, jedwabisty połysk igiełek i włókienek amfibolowych. Porfiroblasty brunatno-czerwonego granatu, często dochodzą do 4 mm średnicy i są bardzo nierównomiernie rozrzucone, a miejscami brak ich nawet zupełnie. Niektóre partje skały wykazują jaśniejsze wkładki zielono-szare, szczególnie bogate w epidot i skaleń, a ubogie w hornblendę.

Mikroskopowy obraz przedstawia typ struktury nematoblastycznej, zwykle z udziałem poszczególnych porfiroblastów granatu (Tabl. V.1). Wogólności skała odznacza się wielką zmiennością ilościowego składu mineralnego, a poniekąd także i struktury, nieraz nawet w obrębie jednego i tego samego okazu. Głównymi składnikami są zielona hornblendą, kwaśny plagioklaz (albit do oligoklaz), zwykle także granat i kwarc. W mniejszych ilościach występują epidot, tytanit, często także kalcyt i chloryt, wreszcie akcesorycznie apatyt, rutyl, magnetyt i piryt.

Amfibol tworzy zmiennej wielkości słupki i pręciki ograniczone ścianami (010) i (110), pozbawione zaś ścian terminalnych. Postacie jego są zawsze silnie wydłużone w wymiarach od $\frac{1}{4}$ mm grubości na $1\frac{1}{2}$ mm długości, do najdelikatniejszych i najcieńszych włosków, lokalnie zgrupowanych w pilśniowe agregaty. Oprócz zwykłej słupowej łupliwości okazują one wyraźną, choć niezbyt regularną, oddzielność poprzeczną. Niektóre słupki większe objawiają ponadto często bardzo delikatne i ostre rysy łupliwości, gromadkami występujące zwłaszcza w najcieńszych partjach szlif, przebie-

gające w kierunku // (001), czyli w przybliżeniu $\perp \gamma$. Amfibol ten zasadniczo należy do gatunku *hornblendy* z wyjątkiem. Odznacza się wyraźnym zabarwieniem zielonym i pleochroizmem w odcieniach: α — blado-żółtawy, β — żółto-zielony, γ — niebieskawo-zielony ($\alpha < \beta \lesssim \gamma$). W niektórych grubszych słupkach można nieraz zauważyć plamy słabiej zabarwione lub nawet prawie bezbarwne, silniej dwójłomne przytem, które odpowiadają słabiej żelazistym ogniwom szeregu *tremolit-aktynolit*. Charakter optyczny hornblendy odjemny, $2V \alpha = 78-80^\circ$, $\gamma - \alpha = 0,0221$ do $0,0227$, $z : \gamma = 16^\circ$.

Plagjoklaz tworzy albo większe ksenoblasty, albo jest mozajkowato złożony z drobnych, zazębionych wzajemnie ziarenek, różnie zorjentowanych. Zwykle jest on obficie przetkany drobnymi łuseczkami serycytu, przepelniony wrostkami epidotu i amfibolu, przyczem najczęściej wszystkie te elementy są w nim równolegle ułożone, zgodnie z ogólną łupkowatością skały. Zreguły jest on zupełnie pozbawiony prążków bliźniaczych, co znacznie utrudnia jego oznaczenie. Mimo tego udało się określić optycznie kilka jego osobników, przyczem okazało się, że skład jego jest dość zmienny. W partjach silnie zepidotyzowanych jest on niemal czystym *albitem*, częściej należy do *oligoklazu* (20—25% anortytu). W niektórych ksenoblastach czasami zaznacza się odwrotna budowa pasowa, przyczem jądro składa się z *albitu* (10% anortytu), obwódka z *oligoklazu* (16—21% an.).

Kwarc w niektórych partjach skały obfity, w innych znika niemal zupełnie. Tworzy on albo cienkie wkładki i soczewki ziarniste, albo w odosobnionych ziarnkach wciska się między inne składniki, albo wreszcie w postaci drobnutkich wrostków tkwi w amfibolach i skaleniach. W tych ostatnich tworzy on często bardzo delikatne robaczkowate przerosty podobne do *myrmekitu*. Wiadomo, że takie utwory, pospolite zwłaszcza w granitach i gnejsach, powstają na styku *plagjoklazu* ze skaleniem potasowym przez ich wzajemną reakcję. W opisywanym amfobolicie nigdzie nie zdołano dostrzec skalenia potasowego, nie jest wszakże wykluczonem, że w drobnych ilościach jest on tu ukryty, w formie szczególnie niepozornej i trudnej do rozpoznania.

G r a n a t wykształcony jest w postaci dość dużych porfiroblastów, często prawidłowych 24-ścianów deltoidowych, czasem znów zdeformowanych, wydłużonych w jednym kierunku, powygrzanych na brzegach przez wrastające doń słupki hornblendy i epidotu, lub nawet porozrywanych na nieforemne fragmenty. Zawiera bardzo liczne wrostki amfibolu, epidotu, kwarcu, skalenia, a nawet podrzędnych minerałów jak apatyt, tytanit i muskowitz. Gęsto i nieregularnie popękany, często ulega chlorytyzacji, rozpoczynającej się od szczelin i od brzegów ziarn.

E p i d o t jednoskośny, ważny składnik tej skały, przedstawia formy ziarniste lub słupkowate, mało prawidłowe, przeważnie nieregularnie popękane. Zawartość Fe_2O_3 w nim jest zmienna, naogół jednak niezbyt wielka. Jest zawsze prawie bezbarwny, o kącie osi optycznych bardzo wielkim, przy czem charakter optyczny najczęściej jest negatywny, $2V = 79-88^\circ$, $x:\gamma = 24-26^\circ$, dwójłomność bardzo zmienna, $\gamma - \alpha = 0,0284-0,0329$. Zdarzają się jednak nierzadko osobniki o charakterze optycznym neutralnym lub nawet dodatnim, o słabszej dwójłomności, które zbliżają się wyraźnie do klinozoyitu. W wkładkach skały silnie epidotowych pojawia się oprócz tego w nieznacznej ilości wyraźnie zielono-żółty p i s t a c y t o znacznie silniejszej dwójłomności.

Z minerałów podrzędnych występuje w tej skale a p a t y t w bezkształtnych ziarenkach, t y t a n i t w licznych drobniutkich grudkach lub soczewkowatych ziarenkach, rzadkie złoto-żółte, wrzecionowate mikrolity r u t y l u wrosłe w amfibol, czarne gruzelki m a g n e t y t u i sporadyczny p i r y t. C h l o r y t drobnoblaszkowaty, opt. odjemny, o fjołkowych, podnormalnych barwach interferencyjnych. K a l c y t tu i ówdzie w większych ziarnach jednorodnych bliźniaczo prażkowanych.

W niektórych partjach skały zauważyć można delikatne żyłki kalcytowe, przecinające skałę w różnych kierunkach. Często bierze w nich udział także chloryt, kwarczec, czasem albit, i nieprawidłowe wprysnięcia pirytu. Żyłki te są niewątpliwie późniejsze od głównego okresu metamorfozy, przecinają bowiem napotkane po drodze ziarna granatu.

Poniższe zestawienie ilustruje ilościowy skład mineralny 3 głównych odmian lokalnych skały z Albina: 1) Amfibolit

pozbawiony granatu, 2) amfibolit granatowy, 3) wkładka epidotowa w skale 2. (Tabl. V 2).

	1)	2)	3)
Kwarzec	4,1 ⁰ / ₀ obj.	7,5 ⁰ / ₀ obj.	—
Plagjoklaz	18,5	17,9	32,0 ⁰ / ₀ obj.
Epidot	3,1	3,1	50,9
Amfobol	70,5	57,8	3,3
Granat	—	6,2	—
Chloryt	—	1,1	10,5
Tytanit	2,9	3,5	0,8
Magnetyt	—	—	1,9
Apatyt	0,3	0,9	0,4
Piryt	0,1	—	—
Kalcyt	0,5	2,0	0,2

Dwie z wymienionych odmian amfibolitu zostały poddane rozbiorowi chemicznemu, którego wyniki podano w tabeli pod 76 a, b.

Jak to wynika z odnośnych liczb (parametrów magmowych), jest amfibolit z Albina również magmowego pochodzenia, a charakter chemiczny pierwotnej skały, analogicznie do amfibolitu z Prełuk, był gabro-norytowy. (Odmiana 1 posiadała mniej liczny i bardziej wapienny plagjoklaz, niż odmiana 2). W odróżnieniu jednak od skały z Prełuk skała z Albina była poddana metamorfozie dyslokacyjnej prawdopodobnie w strefie wyższej i przy wybitnie kierunkowym ciśnieniu, skutkiem czego odrazu nastąpił częściowy rozpad plagjoklazu i przekształcenie nadmiaru anortytu w epidot, przy równoczesnym ułożeniu równoległym składników pręcikowatych.

(77) **Amfibolit z Perkałabu.** W łożysku potoku Perkałab, którym biegnie granica polsko-rumuńska, powyżej klauzy, znaleziono kilka dużych bloków czarnej, drobnokrystalicznej skały wyraźnie łupkowatej, wykazującej w poprzecznym przełamie delikatne warstewki naprzemian jasne i ciemne. Tkwią w niej liczne idjomorficzne porfiroblasty brunatnego granatu, dochodzące do wielkości ziarn grochu. Pomimo skrzętnych poszukiwań nigdzie na polskim brzegu nie znaleziono jej na miejscu, tak iż należy przypuszczać, iż opisane bloki stoczyły się do potoku ze strony rumuńskiej.

Z tego powodu ograniczono się do jakościowego stwierdzenia ich charakteru petrograficznego, bez poddania ich ścisłej analizie ilościowej.

Skała ta jest drobnokrystaliczna o teksturze równoległej. Głównym jej składnikiem jest zielona hornblend a silnie pleochroiczna, w słupekach silnie zdeformowanych, łączących się w większe skupienia, lecz tylko miejscami ułożonych równolegle. P l a g j o k l a z (albit-oligoklaz) jest zupełnie świeży i czysty, wielokrotnie i wyraźnie zbliźniaczony według prawa albitowego, rzadziej karlsbadzkiego lub peryklinowego, przyczem prążki bliźniacze są często dynamicznie zdeformowane. Tworzy on albo większe ksenoblasty, albo przerastając się z obfitym kwarcem układa się w drobnoziarnistą mozaikę. Podrzedną rolę odgrywają: t y t a n i t w skupieniach lub pasemkach drobnoziarnistych, nieliczny e p i d o t, m a g n e t y t w drobnych gruzełkach i p i r y t w odosobnionych grudkach, niemal w całości utleniony na czerwone wodorotlenki żelaza. W drobnokrystalicznej masie powyższych minerałów tkwią duże porfiroblasty g r a n a t u. Formy ich są dość prawidłowe, wewnątrz ich natomiast bardzo niejednorodne, bardzo gęsto spękane, przedstawiające wygląd raczej skupień drobnoziarnistych, niż jednolitych kryształów. Spotykamy tu ponadto przetkania niezliczonymi wrostkami kwarcu, tlenków żelaza, hornblendy, biotyty, apatyty i tytanitu, często infiltrowane chlorytem i wodorotlenkami żelaza.

Charakterystycznym rysem tej skały jest jej wyraźna kataklaza późniejsza. Skała pocięta jest w różnych kierunkach licznymi szczelinami, wzdłuż których nastąpiło lokalne zmiążdżenie jej na miał, niemal nieprzeźroczysty w mikroskopie. Wzdłuż tych smug druzgotowych często snuje się chloryt oraz pasma żelazistego pigmentu.

Nie ulega wątpliwości, że i ten amfibolit jest pochodzenia magmowego. Zbliżony naogół swym składem do amfibolitu z Albina posiada jednak odmienną teksturę, mianowicie nie równolegle przecikową, lecz warstwowo-łupkowatą.

Ł u p k i g r a f i t o w e oraz skały rodonitowo-rodochrozytowe należą jako elementy skalne do serji paleozoicznej czywczynskich łupków krystalicznych. Ze względu jednakże na to, iż skały te, jako mające praktyczne znaczenie, zostały

opracowane szczegółowo i pod względem technicznym, podajemy ich opis w części trzeciej tej pracy.

II. Serja mezozoiczna.

CIESZYNITY.

Bazalt albitowy.

Czywczyn. Kulminującym punktem w opisywanym terenie, który zdecydował o jego nazwie geograficznej, jest góra Czywczyn, wznosząca się do wys. 1769 m. Jej budowa geologiczna zostanie podana w ważniejszych szczegółach w części drugiej tej pracy. Na tem miejscu zaznaczamy, iż główną skałą, biorącą udział w jej budowie, jest materiał wylewny, typu bazaltowego, alternujący z triasowymi wapieniami, które szczególnie dobrze są rozwinięte po stronie północno-wschodniej. Pod te utwory zapada kredowy flisz, dowodząc, iż serja skalna góry Czywczyn jest masą nasuniętą na młodsze utwory. Skała bazaltowa posiada swe główne rozprzestrzenienie na wspomnianej górze. Znalaziono ją jednakże w małych, oderwanych płatach w częściach zachodnich i południowo-wschodnich od kulminacji czywczyńskiej, mianowicie na Budyjowskiej, u źródeł Dobrynia, Albinu oraz na Popadji.

Rozmieszczenie bazaltów na górze Czywczyn oraz ich stosunek do wapieni i innych skał w tym obszarze są według Dra Necha'a następujące:

1. Stok S i SE. Posuwając się stokiem południowo-wschodnim od źródła wypływającego na wysokości 1400 m ku szczytowi, znajdujemy tuż przy źródle zlepieńce kwarcytowe, złożone przeważnie z otoczków kwarcytowych, łupków chlorytowych oraz serycytowych (Verrucano). Zlepieńce te są bądźto gruboziarniste, bądź też drobnoziarniste. Na tych zlepieńcach spoczywają na wysokości 1410 m niezgodnie czarne łupki ilasto-piaszczyste, alternujące z łupkami wapieniami (flisz kredowy). Powyżej, na wysokości 1580 m, występują odłamki szarych łupków fliszowych obok wapiennych. W materiale tym znalaziono zwiędzłe okazy skały magmowej. Wśród łupków wapiennych zjawia się znów wspomniany wyżej zlepieniec. Skała ta tworzy tutaj warstwy do 2 cm miąższości, alternujące z łupkami wapiennymi, zawierającymi ślady koralii (?).

Na wysokości 1593 m zjawia się po raz pierwszy w tej partji góry czywczyńskiej skała bazaltowa barwy szaro-zielonej, drobnokrystaliczna. W jej szczelinach występują wkładki wapieni. Następną odkrywką tej skały znajduje się na wysokości 1738 m. Bazalt w tej odkrywce jest barwy ciemno-zielonej. Jego tło jest pokryte żerdkami prakryształów skaleni. Powyżej na wysokości 1754 m zjawia się tasama skała jednak z większymi prakryształami skaleni oraz z pęcherzykami wypełnionymi kalcytem. Jej większe bloki są poprzerywane żyłami kwarcu. Barwa okazów z tej odkrywki jest jasno-zielona, a pozór zewnętrzny przypomina druzgoty. Powyżej tej odkrywki znaleziono bloki tej samej skały mocno zwietrzałe (schlorytyzowane). Bloki te zalegają platformą otaczającą sam szczyt Czywczyna (platforma strukturalna).

2. S t o k W o r a z N W. Pierwsze odkrywki skały magmowej na tym stoku występują powyżej łupków piaszczysto-ilastych i piaskowców fliszowych w poziomie olbrzymiego zsuwiska. Jej bloki zawierają liczne wkładki wapienne, których ilość w kierunku północnym wzrasta tak, że wreszcie skała przechodzi w lity wapień, tworzący północno-zachodnie zebro góry Czywczyn, sięgając od jej szczytu prawie wgląd doliny potoku Dobryń. Lita skała magmowa barwy szaro-zielonej, brekcjowata występuje na wysokości 1670 m. Jej wygląd jest identyczny ze zwietrzałymi okazami stoku południowego. Powyżej, na poziomie 1680 m, zjawia się znowu druzgot wapienno-bazaltowy. Na tym samym poziomie, w stronie SW, występuje nowa odkrywka bazaltu, bardziej przeobrażona. Jej okazy posiadają barwę ciemno-szarą, na przełomie z odcieniem zielonawym. Na jej tle występują tu wyraźnie „migdałki“ kalcytowe oraz prakryształy skaleni.

3. S t o k N i N E. Na stoku północno-wschodnim, przy ścieżce prowadzącej do hali Czolakinu, zjawia się w poziomie 1500 m utwór fliszowy w postaci szarych łupków piaszczystych i marglistych, nad którymi występuje skała bazaltowa zalegająca pod druzgotem wapiennym. Flisz sięga tu do wysokości 1520 m, nad nim zalega druzgot wapienny z odłamkami zielonej skały bazaltowej do poziomu 1550 m. Powyżej występuje łupek wapnisty, alternujący z filitem, sięgając do wysokości 1580 m. Od 1600 do 1700 m zjawia się znowu druzgot wapienny z wtrąceniami skały magmowej,

który powyżej przechodzi ponownie w łupki wapniste. Na wysokości 1720 m odsłania się bazalt, który w stropie (1730 m) zawiera porwaki wapienia, przechodząc z wolna ponownie w druzgot. Dopiero w poziomie 1750 m występuje lita skała bazaltowa barwy ciemno-zielonej, którą można śledzić od tego punktu aż do szczytu góry.

Wyżej opisana alternacja skały magmowej z druzgotem oraz łupkami wapiennymi zaznacza się na opisywanym stoku czywczyńskim czterema żebrami schodzącymi aż do granicy lasu. Poziomy korespondujących części składowych tych żeber (druzgotu i bazaltu) podnoszą się w stronę północno-wschodnią.

Z podanej wyżej budowy geologicznej trzech stoków góry czywczyńskiej wynika bezpośrednio, iż skała magmowa tworzy w tym miejscu czapę, nasuniętą wraz z dołującymi utworami wapieni i łupków triasowych na flisz kredowy. Skała ta jest najsilniej rozwinięta od poziomu 1750 m do szczytu góry, ciągnąc się na tej przestrzeni nieprzerwanie. Z wszystkich okazów bazaltu czywczyńskiego, zebrane na tej wysokości są najświeższe. Inne, występujące poniżej, są przeważnie zmienione uległszy metasomozie.

Analizie mikroskopowej poddano kilkanaście okazów tej skały, rozbiorowi chemicznemu cztery. Wyniki tych analiz są następujące:

(78) S t o k W, p o d s z c z y t e m. Skała zbita, barwy czarnej z odcieniem szarym, świeża. Na jej tle widać bezładnie rozrzucone żerdki lśniących, drobnych skaleni, układające się miejscami potokowo. Innych składników megaskopowo odróżnić niepodobna.

Preparaty mikroskopowe tej skały ujawniają obecność wybitnej porfirowej struktury, w obrębie której różnicują się duże idjomorfowe prakryształy skaleni oraz drobnoziarniste ciasto skalne (Tabl. VI 1). Prakryształy skaleni należą do albitu, którego średnice dochodzą do 2 mm długości. Pokrój skaleni izometryczny lub nieznacznie wydłużony wzdłuż osi z. W przekrojach prostopadłych do α oznaczono kąty znikania światła od -12° do -17° , co odpowiada wahaniom od 0 do 10% An. Prakryształy są zupełnie świeże i bądźto czyste, bądź też zawierają wrostki mniejszych ziarn albitu obok łuseczek serycytu. Zbliżniaczenia albitowe wielokrotne

regułą. Krawędzie prakryształów prostolinijne, tu i ówdzie nieznacznie zresorbowane. Niektóre kryształy sprotoklazowane. Brak wyraźnej budowy pasowej, zaznacza się ona jedynie nieznacznie u niektórych większych prakryształów. W każdym razie ich rdzenie nie okazują zbyt dużej różnicy w porównaniu z obwódką.

W cieście skalnem panującym składnikiem jest również skaleń, okazujący średnio 0,08 mm długości w kierunku z. Rozwinięty jest on tu w postaci wąskich źerdeł o formach często igiełkowych, mikrolitycznych. Rodzaj skalenia ten samo prakryształów. Wśród prakryształów obecny jest piroksen, jednakże w niedużych ilościach. Tworzy słupki 0,5 mm długości, jest barwy blado-zielonej lub żółtej, bez wyraźnego pleochroizmu. Na jego brzegach zaznacza się nieznacznie resorbcja magmowa. Pomiar wykazały, iż jego $2V\gamma = 56^\circ$ do 58° , $\gamma - \alpha = 0,026$, $c : \gamma = 36^\circ$ do 38° . Wskazywałyoby to na obecność piroksenów diopsydowych. Pirokseny te są obecne również obficie w cieście skalnem, gdzie tworzą drobne, niejednokrotnie mikrolitycznych rozmiarów ziarenka. Ciasto skalne jest drobnoziarnistą mieszaniną dużej ilości skalenia, piroksenu oraz tlenków żelaza. Miejscami pokrywa je chloryt, który jednak najczęściej występuje jako masa wypełniająca pęcherzyki. Tu i ówdzie widoczne są w szlifach tej skały drobne ziarenka wysoko dwójłomnego epidotu oraz zoizytu.

Tekstura skały jest potokowa. Dokoła prakryształów skalenia, zwłaszcza większych, układają się fluidalnie źerdki skalenia ciasta skalnego. Obecne w skale pęcherzyki wypełnione są substancją chlorytową lub kalcytem. Preparaty mikroskopowe dają obraz niejednorodności skały pod względem strukturalnym. Na tle szlifów zjawiają się partje ciemniejsze, w których nagromadzają się obficie związki żelaza i tytanu, skalenie zaś występują na planie drugim. W innych miejscach źerdki skalenia obok ziarenek piroksenu zdają się przeważać, niektóre zaś partje czynią wrażenie obecności porwaków starszej skały.

Skład chemiczny tej skały podano w tabeli pod (78).

(79) S t o k SW. W y s. 1750 m. Odkryta tu skała bazaltowa jest barwy oliwkowej. Na jej tle występują rzadziej prakryształy skalenia w postaci szarych plamek bez połysku. Ziarno posiada grubsze od poprzednio opisanych.

Wygląd mikroskopowy tej skały jest odmienny w porównaniu z (78). Struktura jest i tu porfirowa, jednakże duże prakryształy skaleni nie odbijają zbyt od tła dlatego, iż ciasto skalne zawiera skalenie różnej wielkości, przeważnie większe (Tabl. VI 2). Prakryształy skaleni są zresztą nieliczne. Pokrój posiadają przeważnie izometryczny, okazując zreguły wielokrotne zbliżnienia albitowe. Skalenie te są zmienione w znacznym stopniu. Tło ich jest pokryte zielonym chlorytem, zoizytem oraz bliżej niedającą się określić pelitową substancją, reagującą na światło spolaryzowane. Niektóre z prakryształów są w rdzeniu dość świeże. Pomiaru wykonane na takich przekrojach wykazały obecność albitu zawierającego od 0 do 11% An. Brak poza wielkością jakichkolwiek oznak nie pozwala rozstrzygnąć, czy owe prakryształy są w istocie tutaj pierwszą generacją, powstałą w fazie intratelurycznej.

Ciasto skalne okazuje typową teksturę ofitową. Składa się ono z przeważającej ilości skaleni obok poważnej piroksenów. Prawdopodobnie było tu obecne i szkliwo, które w badanych szlifach tej skały okazało się masą już zdewitryfikowaną. Pierwotna zatem tekstura skały była częściowo intersertalna. Skalenie ciasta skalnego są również albitami. W przeciwieństwie do prakryształów tworzą one żerdki mocno wydłużone w kierunku osi z, układające się najczęściej w przekrojach w formie trójkątów. W polu tych trójkątów tkwią pirokseny lub substancja chlorytowa. Skalenie tła skalnego są zreguły zbliżnione albitowo rzadziej peryklinowo. Podobnie jak prakryształy są pokryte wtórnie powstałymi substancjami.

Piroksen (diopsyd) występuje w tej skale w dużej ilości, w ziarnach lub wydłużonych żerdkach. Jego cechy fizjograficzne są identyczne z opisanymi wyżej (78). W przeciwieństwie do skaleni jest on świeży, okazuje doskonale właściwą diopsydowi łupliwość oraz wybitny relief. Głównym składnikiem opisywanej skały są również związki żelaza i tytanu, wydzielone tu często w formach idjomorfowych. Wiele ziarn tych związków jest otoczone obwódkami leukoksenowemi.

Substancja chlorytowa tej skały, barwy blado-zielonej, o niebieskich barwach interferencyjnych, nagromadza się, w niedużej zresztą ilości, bądźto w pęcherzykach skały bądź też na tle zdewitryfikowanego szkliwa.

Prakryształy skaleni osiągają wielkość do 4 mm, skalenie ciasta skalnego okazują średnio około 0,08 mm w osi krótszej, 0,4 mm w osi dłuższej. Średnia wielkość ziarn piroksenu wynosi około 0,2 mm.

Wyniki chemicznej analizy tej skały podano w tabeli pod (79).

Prócz powyższych dwóch gatunków skały czywczyńskiej, które zanalizowano chemicznie, zbadano mikroskopowo szlify okazów z kilkunastu innych punktów wymienionych stoków góry. Analiza tych szlifów ujawniła dalsze cechy charakterystyczne opisywanego bazaltu, zasługujące na uwagę. Poniżej notujemy z nich ważniejsze.

1. S t o k E. Wys. 1550 m. Szlify skały z tego punktu nie ujawniły obecności prakryształów skaleni. Tło skalne składa się tutaj z przeważającej ilości skaleni (większej niż w poprzednich skałach). Skalenie te są świeże, lepiej wykształcone idjomorfowo, tworząc źerdki wydłużone w kierunku osi z, zbliżniaczone albitowo i ułożone bądźto typowo fluidalnie, bądźteż ofitowo. Pirokseny w tej skale są bardzo rzadkie. Występują one w drobnych ziarnach, ukrytych między skaleniami. W ich miejsce zjawia się blado zielony chloryt, epidot, o nieregularnych ziarnach, zoizyt oraz liczne grudki tlenków żelaza i tytanu. Ostatnio wymienione składniki należą jednak w znacznej mierze do utworów pierwotnych magmy. Widzimy wśród nich formy idjomorfowe lub też nieregularne nagromadzenia elementów, spadających wielkością do rozmiarów trychitowych (Tabl. VI a).

Nowym elementem, który występuje w tej skale jest kwarciec. Tworzy on wyłącznie składniki wtórne, przebiegające pole widzenia najczęściej w postaci wąskich żył. Widoczne w szlifach niedużych rozmiarów pęcherzyki, wypełnione są substancją chlorytową.

W tym samym punkcie znaleziono okazy skały, o wybitnej teksturze fluidalnej, również bez prakryształów skaleni i bez piroksenów, natomiast z dużą ilością tlenków żelaza i chlorytu, występującego przeważnie w pęcherzykach. W tej skale stwierdzono również obecność niedużej ilości szkliwa, dziś zdewitryfikowanego. Znaleziono tu żyłki kwarcowe, przebiegające nieregularnie w subtelnym smugach tła szlifów. Obok żyłek czysto kwarcowych znaleziono, podobnie jak

i w innych skałach tego typu, żyły kwarcowo-skaleniowe. Mają one zasadnicze znaczenie dla interpretacji stosunków genetycznych bazaltu czywczyńskiego. Poświęćmy im dla tego bliższą uwagę w osobnym ustępie.

2. S t o k E. S p ą g o b n a ż e ń b a z a l t o w y c h. Na opisywanym stoku występuje u spągu obnażeń bazaltowych skała świeża, o doskonale rozwiniętych, obfitych żerdkach skaleni. Wyraźnych prakryształów brak, a skalenie ciasta są ułożone bądźto ofitowo, bądźteż wyraźnie potokowo. Żerdki skaleni są tu naogół większe od opisanych wyżej okazów. Piroksenów prawie brak. Nie ma ich wśród prakryształów, a w cieście skalnym widoczne są tu i ówdzie nieliczne, bardzo drobne ziarna, silnie dwójłomne, które mogły być zaliczone do tego minerału. Drugim składnikiem skały są tlenki żelaza, o podobnym rozwoju, co poprzednie. Szekliwo obecne w niedużej ilości, częściowo zamienione w chloryt oraz epidot. Żyły kwarcowe oraz kwarcowo-albitowe, przebiegające nieregularnie w smugach pole widzenia, obecne i tutaj. Liczne pęcherzyki tej skały są wypełnione kalcytem, chlorytem oraz częściowo tlenkami żelaza.

3. Na wysokości 1720 m tej samej strony góry czywczyńskiej występuje skała bazaltowa w znacznym stopniu przeobrażona. Jej typ strukturalny wybitnie porfiryowy. Duże prakrystały skaleni, które ostro odcinają się wielkością oraz idjomorfowem wykształceniem od otoczenia, są wewnątrz przeobrażone w mieszaninę chlorytu oraz kalcytu. Niekiedy spotyka się tutaj kompletne pseudomorfozy kalcytu po skaleniach. Na tle tak rozłożonych skaleni tylko tu i ówdzie zachowały się resztki ich właściwej substancji, ślady zbliżnienia albitowego i karlsbadzkiego, rzadziej peryklinowego. Tło skalne zawiera w stosunkowo niedużej ilości dobrze wykształcone morfologicznie lecz również wewnątrz rozłożone żerdki skaleni. Przeważają w nim tlenki żelaza oraz szkliwo w zupełności zdewitrifikowane. Szlify tej skały nie ujawniały żył kwarcowych.

4. Na wysokości 1750 m stoku E znaleziono skałę o strukturze ofitowej względnie intersertalnej, bardzo podobną do opisywanej wyżej odmiany, zauważonej na stoku SE (Nr. 79). Skała ta jest również mocno zmieniona. Jej skalenie są przeobrażone w substancję ziemistą, słabo reagującą na światło

spolaryzowane, zachowały jednakże w doskonałej formie zewnętrzne kontury. Dotyczy to zarówno nielicznych prakryształów, jakoteż skalenia ciasta skalnego. Obecne tu liczne ziarna piroksenów są zreguły nieprzeobrażone. Również tlenki żelaza i tytanu zachowały pierwotny wygląd. Obficie w tej skale zjawia się substancja chlorytowa, barwy zielonej, niebieskiej barwy interferencyjnej, która wypełnia bądźto pęcherzyki w skałach, bądź też występuje jako produkt wypierający szkliwo, względnie inne składniki.

5. Na wysokości 1520 m, na stoku NE, znaleziono, tuż pod druzgotem wapienno-bazaltowym, skałę o strukturze porfirowej, zupełnie przeobrażoną. Na tle jej szlifu widoczne są jedynie kontury dużych prakryształów oraz pęcherzyki wypełnione substancją chlorytową, kalcytową lub mieszaniną obu. Ciasto skalne przeważnie zmienione w chloryt, w brudno ziemistą masę, która nie pozwala odróżnić pierwotnych składników skały. Rozłożone zostały tutaj również tlenki żelaza.

Podobnie zupełnie przeobrażona skała występuje na stoku SW na wysokości 1670 m. Na stoku SE znaleziono skałę zupełnie przeobrażoną w oliwkowej barwy chloryt, na którego tle można jeszcze tylko rozpoznać kontury wielkich prakryształów skalenia. Skała ta zawierała żyłki kwarcowe.

6. Odmienne od opisywanych stosunki znaleziono w okazach skały magmowej, występującej na wysokości 1738 m, na stronie południowej góry. Skała ta w pojedynczych szlifach okazuje strukturę mieszaną. Niektóre partje są tu intersertalne, średnioziarniste, inne potokowe, drobnoziarniste. Widzimy tu w pojedynczych szlifach oba wyżej wymienione pod 78. i 79. gatunki strukturalne. Najbardziej charakterystyczną cechą okazów tej skały jest jednak to, iż źerdki skalenia, występujące tu obficie, są mało rozłożone, natomiast wszystkie ciemne składniki, jak piroksen, tlenki żelaza oraz szkliwo są przeobrażone w zupełności w oliwkowy lub trawiasto-zielony chloryt oraz masę ciemno-brunatną, ziemistą, niedającą się bliżej określić (Tabl. VII 1).

7. Po tej samej stronie góry Czywczyńskiej, na wysokości 1754 m występuje skała odmiany potokowej, również mocno przeobrażona. Produktem jej przeobrażenia jest tutaj w przeważającej ilości kalcyt oraz nieokreślona bliżej, wyżej wspomniana, masa ziemista. Skalenie zachowały jedynie swe formy,

a do minerałów pierwotnych najmniej rozłożonych zaliczyć wypada tlenki żelaza. Skała ta nie okazuje piroksenów nawet w śladach. Podobnie przeobrażona skała występuje na stronie W góry czywczyńskiej na wysokości 1540 m.

(80) **S z c z y t C z y w c z y n a.** W szczytowej partji kulminacji czywczyńskiej znaleziono następujące odmiany skały bazaltowej:

1. Skała o strukturze porfirowej z nielicznymi jednak dużymi prakryształami skaleni. Te prakryształy (albitu) są ściśle idjomorfowe, wydłużone w kierunku osi z. Tworzą one bliźniaki grubotabliczkowe, albitowe oraz albitowo-karlsbadzkie. Ich rdzeń jest zreguły zwietrzały, będąc najczęściej przeobrażony w zieloną substancję chlorytową, układającą się niekiedy wyraźnie sferulitycznie. Niektóre prakryształy są dziś pseudomorfozami kalcytu i chlorytu po substancji albitowej.

Wśród prakryształów znaleziono w tej odmianie skały nieliczne ziarna piroksenu o cechach podanych wyżej. Mineral ten tworzy krótkie, grube słupki, bez wyraźnych zakończeń terminalnych, barwy blado-żółtej. Nie uległ żadnym przeobrażeniom.

Ciasto skalne tworzy tło mocno przeobrażone. Jedyne pierwotne składnikami, które zachowały tu pierwotne kontury, są skalenie. Tworzą one krótkie, wąskie, w kierunku osi z wydłużone żerdki, zreguły pokryte produktami przeobrażenia. Obfite ongiś szkliwo przeobraziło się w substancję chlorytową. Przeważającym składnikiem opisanego tła są pirokseny, występujące tutaj w drobnych ziarnach. Prawie wszystkie osobniki tego składnika są zmętniałe, jakby pokryte delikatną ziemistą substancją, zachowując jedynie pierwotne formy oraz barwę blado-żółto brunatną. Dwójłomność tego piroksenu stała się niższą od świeżego, a wewnętrzna struktura, której cechą jest przede wszystkim łupliwość, została tutaj zamazana. Tam gdzie piroksenowi towarzyszy substancja chlorytowa, od ziarn jego wychodzą na zewnątrz delikatne strzępki oraz włókna, tworząc niejednokrotnie na obwódkach rodzaj charakterystycznej koronki.

Pęcherzyki tej skały są wypełnione zreguły substancją chlorytową lub kalcytową, rzadziej kwarcem.

Skalenie tła skalnego spadają niekiedy do rozmiarów

mikrolitycznych. W takich szlifach zauważono również drobniejsze ziarno piroksenu. Ciasto skalne jest wtedy rozwiniętą w przeważającej ilości substancją chlorytową, powstałą prawdopodobnie z przeobrażenia szkliwa oraz femicznych składników skały.

Szlify niektórych okazów bazaltu ze szczytu Czywczyna zawierały w cieście skalnym w poważniejszej ilości piroksen o barwach brunatnych, wyraźnie pleochroiczny oraz większe ilości tlenków żelaza. Wspomniane pirokseny okazywały niekiedy budowę klepsydrową przypominającą augity tytanowe. Większość ziarn tego minerału jest przeobrażona w chloryt oraz słabo dwójłomny epidot.

P o p a d j a.

(81) Na wysokości tej góry znaleziono bazalt zupełnie przeobrażony. Okazy tej skały nie zawierają tutaj prakryształów, a ciasto skalne, pierwotnie drobnokrystaliczne, zostało przeobrażone w substancję chlorytową, epidot oraz tlenki żelaza. Składniki te tworzą w mikroskopie prawie jednorodną drobnoziarnistą mieszaninę, w której tylko tu i ówdzie rozpoznać można kontury skaleni. Obecne w tej skale pęcherzyki są szczelnie wypełnione substancją chlorytową. W niektórych miejscach przebiegają przez pola szlifów nieregularnie żyły złożone z kwarcu, skaleni, tu i ówdzie z niedużą ilością wysoko dwójłomnego epidotu. Analiza chemiczna tej skały została podana w tabeli pod (81).

Z porównania wyników chemicznej analizy skały świeżej oraz opisanej tutaj przeobrażonej wynika, iż proces metasomozy wyparł z pierwotnego materiału alkalia oraz wapno, natomiast nagromadził w produktach przeobrażenia magnezję i żelazo. Skała w projekcji Beckego przesunęła się dlatego daleko ku wierzchołkowi F_0 trójkąta, zbliżywszy się swoim położeniem znacznie do tatrzańskiego limburgitu.

P o t o k A l b i n.

(82) U źródeł potoku Albin znaleziono skałę bazaltową również zupełnie przeobrażoną. Skała ta zawierała pierwotnie duże prakryształy skaleni, z których dziś zachowały się jeszcze zaledwie kontury oraz ślady kierunków łupliwości. Tło tych prakryształów zostało przeobrażone w drobnoziar-

nisty agregat blado-żółtych lub bezbarwnych ziarn, słabo reagujących na światło spolaryzowane. Natura tych ziarn nie może być ściśle w mikroskopie odcyfrowana. Jest to prawdopodobnie w przeważającej ilości substancja chlorytowa w najszerszym znaczeniu. Tło skalne składa się z tej samej substancji, w obrębie której rozsiane są równomiernie zielona substancja chlorytowa (o fioletowych barwach interferencyjnych), liczne ziarna tytanitu oraz epidotu. W tym cieście skalnym zachowały się jeszcze tu i ówdzie resztki świeżego piroksenu barwy blado-różowej oraz kontury kryształów skaleni. Z wielkości oraz ofitowego rozmieszczenia tych ostatnich można wnosić o podobieństwie tej skały do bazaltu intersertalnego z Czywczyna opisanego pod 79. Obraz stopnia przeobrażenia tej skały daje jej analiza chemiczna, którą podano w tabeli pod (82).

Gdyby wyjść z założenia, iż pierwotna, świeża skała była identyczna z bazaltem czywczyńskim, opisanym pod 79, można wskazać następujące kierunki jej chemicznego przeobrażenia w rejonie potoku Albin. Z porównania analiz chemicznych wynika, iż skała albińska wskutek przeobrażenia straciła przede wszystkim krzemionkę i prawie zupełnie alkalia. Przybyło jej natomiast żelazo trójwartościowe, a nade wszystko wapno. Inne jej składniki zostały mniej więcej w tych samych stosunkach. W polu trójkąta Beckego daje ta skała przeobrażona obraz mało realny z powodu prawie zupełnego ubytku alkaliów. Jej epidotyzacja zbliżyła ją znacznie do pola łupków epidotowych.

Opisywaną skałę przebiegają w szlifach wąskie żyłki, niekiedy mocno sfałdowane. Żyłki te składają się głównie z substancji chlorytowej, pilśniowo wykształconej obok ziarn kwarcu. Skaleni w nich nie zauważono (Tabl. VI 5).

D o b r y ń.

(83) P r a w o b o c z n y d o p ł y w D o b r y n i a, w y s. 1305 m. Znaleziona w tym punkcie skała bazaltowa jest zewnętrznie podobna do zwietrzałych okazów bazaltu, opisanych wyżej.

W mikroskopie przedstawia materiał jeden z najbardziej przeobrażonych. Z właściwego bazaltu zostały tu jedynie prakryształy skaleni w znacznej mierze rozłożone, o zachowa-

nych dobrze konturach. Skalenie ciasta skalnego są zniszczone mechanicznie i chemicznie. Femiczne składniki tej skały znikły. Jej szlify wypełnia w przeważającej ilości pył kalcytowy obok dużej ilości chlorytu oraz ciemnej, brudnoziemistej masy, złożonej prawdopodobnie głównie z tlenków żelaza. Pierwotna struktura skały została tu zamazana. Skała ta jest prawdopodobnie zmienionym tufem bazaltowym.

B u d y j o w s k a W i e l k a.

(84) N a p r z e ł ę c z y, w y s. 1550 m, s t o k S, 1530 m. W miejscu tem znaleziono skałę bazaltową wraz z jej tufami. Lita skała jest z pozoru zewnętrznego bardzo podobna do bazaltu czywczyńskiego.

W mikroskopie nie widać prakryształów. Tło skalne składa się w przeważającej ilości z żerdeń skaleni, wydłużonych w kierunku osi z. Skaleń jest tu świeży, zreguły zbliżniaczony albitowo, ułożony fluidalnie lub ofitowo (Tabl. VI 4). Wiele z pośród żerdeń jest powyginanych półksiężycowo. Takie żerdki okazują wybitne znikanie światła. Piroksenu brak. Tło skalne pokrywa chloryt, zmieszany z dużą ilością tytanitu i ilmenitu oraz tlenków żelaza. Szlify przebiegają żyłki wypełnione kalcytem. Kalcyt wypełnia również (wraz z chlorytem) nieliczne pęcherzyki, obecne w tej skale. Tekstura skały jest miejscami ofitowa, miejscami potokowa. Do charakterystycznych cech tej skały należy zaliczyć obecność żył, wypełnionych detritusem bazaltowym (żyły uskokowe).

Odmiana tufowa skały budyjowskiej jest barwy czarnej. Jej szlify złożone są z substancji ziemistej, barwy czerwono-brunatnej, w której tkwią resztki drobnych żerdeń skaleni.

Podobną skałę znaleziono również na wschodnim stoku Prełęcznego na wysokości 1510 m. W tem miejscu tuf bazaltowy jest zmieszany z kalcytem, który przebiega przez pole szlifów głównie w postaci licznych nieregularnych żyłek.

U t w o r y ż y ł o w e w b a z a l c i e a l b i t o w y m.

W licznych szlifach, zarówno jak i w megaskopowych okazach opisywanych bazaltów, występują żyły, które mają

zasadnicze znaczenie dla interpretacji zjawisk geologicznych tego obszaru.

Na podstawie szczegółowego prześledzenia budowy tych utworów oraz ich stosunków do otaczającej skały można ustalić ich cechy w następujący sposób:

1. Żyły w skale bazaltowej są rozmaitej miąższości: od 5 mm do rozmiarów mikroskopijnych (kilku mikronów).

2. Żyły te zreguły nie są prostolinijne, lecz w obrębie poszczególnych szlifów mają przebieg nierówny, niekiedy są wyraźnie sfałdowane.

3. Większość żył — zwłaszcza wśród bardziej miąższych — okazywała w szlifach kierunek zgodny z ułożeniem potokowym skaleni ciasta skalnego.

4. Na podstawie kombinacji minerałów wypełniających te utwory można wyróżnić następujące odmiany: żyły kwarcowe, chlorytowe, albitowe, kalcytowe, epidotowe. W wymienionych utworach są powyższe minerały przeważającym składnikiem. Obok takich żył występują kombinowane w różny sposób na przykład: żyły kwarcowo-albitowe, chlorytowo-kalcytowe, epidotowo-kwarcowe i t. p. Najrzadziej występują takie, które zawierają wszystkie wymienione minerały jako składniki.

5. Żyły bardziej miąższe są zazwyczaj bardziej skombinowane (najmniej o dwóch składnikach). Delikatniejsze są pod tym względem prostsze, najczęściej jednoskładnikowe w całej rozciągłości lub partjami.

Wśród cech minerałów wypełniających opisywane żyły należy podkreślić następujące:

Najpospolitszy składnik żył, k w a r z e c, tworzy tu duże kryształy, rozwinięte zreguły panidjomorfowo. Wrostków przeważnie nie posiada, nie okazuje też zazwyczaj — poza pewnemi wyjątkami — zbyt wyraźnego falistego znikania światła. W niektórych żyłach jest wyraźnie skataklazowany, wówczas zjawia się wybitne faliste znikanie światła oraz spękanie jego osobników. W żyłach cienkich tworzy niejednokrotnie długie, na znacznych przestrzeniach optycznie jednorodne ciągi lub prostokątne, krótsze wypełnienia.

A l b i t występuje w żyłach w dwóch formach. Do pierwszej zaliczamy albit „detrytyczny“. Skaleń ten dostał się do szczelin niewątpliwie tektonicznych przez roztarcie — me-

chaniczną kataklazę — albitów tła skalnego lub prakryształów. W niektórych żyłach znaleziono na ten fakt niezbite dowody. Kataklaza, która dostarczyła do mięszych żył okrucichów albitowych jest szczególnie dobrze uwidoczniła w smugach przebiegających ukośnie lub prostopadle do fluidalnie ułożonych żerdeń skaleni właściwej skały bazaltowej. W żyłach takich widać wyraźnie zniszczenie mechaniczne długich żerdeń skaleni ciasta skalnego na ich granicy ze skałą (Tabl. IV 4, 6). Niejednokrotnie można było zauważyć duże kryształy skaleni bazaltu przecięte żyłą kwarcową. W obrębie takiej żyły, na linii łączącej przecięte części skaleni, znalazł się rozsypany bezładnie detrytus zniszczonej ich części. Obok mechanicznej kataklazy zauważono równoczesne uskokowe przesunięcia oderwanych od siebie części skalenia. Niezależnie od takich objawów znajdowano inne np. wygięcia skaleni wystających w żyłę z ciasta skalnego i t. p. Na genezę tektoniczną poprzecznych żył rzuca światło również obecność skaleni przebiegających nawskróś żyły z jednej strony ciasta skalnego do drugiej bez zmian mechanicznych. Części takich skaleni w obrębie żyły są jedynie rozszerzone oraz na brzegach chemicznie zniszczone (Tabl. IV 5).

Wyżej opisany rodzaj skaleni żyłowych występuje prawie wyłącznie w świeżych bazaltach czywczyńskich. W skałach znacznie lub zupełnie przeobrażonych zjawia się inny rodzaj albitu. Są to kryształy upodabniające się morfologią do paragenetycznych z nimi związanych ziarn kwarcu. Kryształy skaleni są tutaj duże, izometryczne o szerokich prążkach bliźniaczych typu albitowego, zupełnie świeże, bez jakichkolwiek wrostków. W kombinacji z kwarcem tworzą one typową strukturę panheteromorfową, charakteryzującą np. aplity. W żyłach cienkich wypełnia niekiedy albit, na wzór kwarcu, pola na dużej przestrzeni niejednokrotnie w postaci pojedynczych osobników.

Epidot jest w występowaniu w żyłach ograniczony. Znaleziono go w skałach prawie wyłącznie przeobrażonych, szczególnie zaś w takich, które w całości lub częściowo uległy epidotyacji. W takich skałach różni się jednak epidot żyłowy od występującego na tle skały. Tu tworzy on duże, świeże, idjomorfowe kryształy, najczęściej zgrupowane na brzegach żyły, w której wnętrzu wówczas zazwyczaj wystę-

pują duże kryształy kwarcu. Niekiedy taki epidot jest wyłącznym lub prawie wyłącznym składnikiem żyły. Epidot ten jest wysoko dwójłomnym pistacytem, o słabym pleochroizmie i słabo-żółtej lub cytrynowej barwie.

Chloryt, wypełniający żyły samodzielnie lub w kombinacji z innymi minerałami, jest barwy zielonej w rozmaitych odcieniach. Jego barwa interferencyjna jest przeważnie ciemnoniebieska. W żyłach kombinowanych wypełnia bądźto ich obramowania, bądź też jest rozmieszczony bezładnie wśród innych składników. Tworzy włókna ułożone częstokroć sferulitycznie lub formy nieokreślonego kształtu. Najczęściej występuje w żyłach bardziej miększych. Tam gdzie chloryt występuje również we właściwej skale, w żyłach wykazuje intensywniejszą barwę.

Kalcyt nie okazuje w żyłach szczególniejszych cech. Tam gdzie występuje w nich w kombinacjach z innymi minerałami najczęściej tworzy rdzeń tych utworów.

Na uwagę zasługuje fakt, iż w opisywanych żyłach brak tlenków żelaza. Zauważono jedynie w niektórych szlifach szczeliny należące prawdopodobnie do najmłodszej fazy rozwojowej skał, wypełnione wodorotlenkami żelaza.

Powyższe fakty z fizjografji żył w bazalcie czywczyńskim upoważniają do wysnucia pewnych wniosków geologicznych ogólniejszej natury. Wnioski te podajemy w ustępie następnym.

Ogólna charakterystyka bazaltu albitowego.

Wśród opisanych bazaltów z Czywczyna oraz przylegających okolic można wyróżnić odrębne typy strukturalne i mineralne. W najlepiej zachowanym bazalcie dzisiejszego Czywczyna panującym jest typ ofitowy (intersertalny) oraz potokowy. Okazy skały tego typu są przeważnie świeże, niektóre nietknięte metasomozą, drobnoziarniste o wyraźnej porfirowej budowie. Typ drugi, zreguły mniej lub więcej przeobrażony, jest średnioziarnisty, ofitowy. W typie trzecim duże prakryształy są pogrążone w krystalicznym cieście o elementach bardzo drobnych, zmieszanych z dużą ilością zdezwitrykowanego szkliwa.

Mineralogicznie można wyróżnić w opisywanych skałach typy albitowo-piroksenowe oraz bez poważniejszej ilości piroksenu. Piroksen tworzy w pierwszym typie rzadziej prakryształy, najczęściej jest on składnikiem ciasta skalnego.

W skałach przeobrażonych zauważono różne kombinacje mineralne, powstałe wskutek metasomozy. Niektóre okazy zawierały skalenie w zupełności lub częściowo przeobrażone, przyczem piroksen pozostał jakby nietknięty. W innych stosunki przedstawiają się odwrotnie: obok zupełnie świeżego skalenia występuje zupełnie lub częściowo przeobrażony w epidot i chloryt, piroksen. Nie brak i takich okazów, zwłaszcza wśród bazaltów Popadji, Budyjowskiej i Albinu, które dziś przedstawiają produkty złożone wyłącznie z minerałów wtórnych. Z obserwacyj mikroskopowych wymienionych typów skalnych wynika, iż postęp metasomozy nie był zależny od rodzaju struktury. Zaważyły tu raczej stosunki geologiczne, w jakich w toku dziejów znalazły się różne partje bazaltu. Skały bardziej przeobrażone są poprzerzynane większą ilością żył, które tutaj są większej miąższości. Występujące stosunkowo najliczniej partje świeżej skały na szczycie Czywczyna były najbardziej chronione przed metasomozą. Znajdujemy też tutaj żył niewiele, a te które są obecne są wąskie.

W składzie mineralnym występuje albit o zawartości do 10% An., jako wyłączny składnik skaleninowy. Fakt występowania albitu z piroksenem (diopsydem) w skale bazaltowej o wszelkich pozatem cechach typu bazaltowego, wysuwa konieczność wyjaśnienia obecności w niej wymienionej kombinacji minerałów. Nasuwa się między innymi przypuszczenie, iż mamy tu do czynienia z ogniwami „spilitowej serji“ skał, wyróżnionej przez angielskich geologów D e v e y'a i F l e t t a ¹⁾, jako odrębnej, obok serji atlantyckiej i pacyficznej. Albit w bazalcie czywczyńskim byłby w tym przypadku produktem, powstałym z przeobrażenia zasadowych plagioklazów przez wyługowanie z nich cząsteczek anortytowych. Wyługowanie to miałoby miejsce

¹⁾ H. Dweya. J. S. Flett, On some British Pillow-lavas a. the Roïks associed, Geolog. Mag. 1911, 563—4.

w fazie hydrotermalnej. W tej fazie musiałyby roztwory zawierające sód i krzemionkę wyprzeć cząsteczki anortytowe z plagioklazów zasadowych, a wstępując w ich miejsce, uzupełnić skalenie do dzisiejszej ich formy. Innymi słowy miałyby nastąpić to, co wymienieni autorowie przyjmują jako proces albityzacji skały magmowej. Obecne w licznych punktach skały czywczyńskiej żyły zawierające albit, jako autogeniczny składnik, pozornie przemawiałyby za takim procesem dla skały czywczyńskiej. Bliższe rozpatrzenie stosunków, panujących w obrębie składu mineralnego, struktury i innych cech skały bazaltowej, w szczególności zaś stosunków, zauważonych w utworach żyłowych, daje większą sumę faktów, przemawiających jednak przeciw albityzacji skały czywczyńskiej.

Pomijamy tutaj fakt ogólniejszej natury, podawany przez niektórych autorów, dotyczący niemożliwości fizyko-chemicznej występowania kombinacji albit + diopsyd (Bowen). Uważamy, że w trudnym problemie równowagi w systemach wieloskładnikowych, jakie przedstawiają niewątpliwie magmy, chemia fizyczna nie mogła wypowiedzieć jeszcze ostatniego słowa. Narazie zatem ważniejsze są dla nas fakty zebrane ściśle wśród analizy mikroskopowej materiału. Odnośnie do skały czywczyńskiej stwierdzamy zatem co następuje:

1. Albit występuje w dużej ilości w prakryształach i w cieście skalnym skały zupełnie świeżej. Okazy takiej skały nie zawierają niekiedy prawie zupełnie produktów przeobrażenia (epidot, chloryt, kalcyt i inne).

2. Występujące w nieprzeobrażonych okazach żyły zawierają jako główny składnik kwarciec obok niedużej ilości albitu. Albit ten, jak to w opisach odnośnych okazów zaznaczono, jest tu wybitnie detrytyczny. Jego okruchy są w takich żyłach albo ostrokrawędziste (na brzegach żył) lub mniejsze, zaokrąglone (wewnątrz żył). Albit jako autogeniczny minerał żyłowy występuje w żyłach bardziej miększych, a co ważniejsze, w skałach zupełnie przeobrażonych. Fakty te przemawiają niezbicie za tem, iż: a) albit w skale jest produktem pierwotnym (magmaowym), b) albit w żyłach skały świeżej jest produktem wtórnym, allogenicznym, lub po rozpuszczeniu w roztworach, składnikiem dla żył auto-

genicznym. Proces albityzacji wymaga, by roztwory dostarczyły skale zzewnątrz cząsteczek albitowych. W skale czywczyskiej notujemy fakt odwrotny: skała dostarcza żyłom substancji albitowej. Że substancja ta ma zdolność przechodzenia do roztworu wykazał to, między innymi, w ostatnich latach P r o f. T h u g u t t.

Wobec powyższych faktów należy uważać składniki żył za produkty wtórne, być może hydrotermalne, które czerpały materiał do swej genezy drogą rozpuszczenia składników właściwych skale bazaltowej. Dotyczy to przede wszystkim albitu, który zatem „a priori“ musiał istnieć we właściwej skale. Okres powstawania albitu w skale należy odnieść zatem do czasów „przedżyłowych“, t. j. magmowej konsolidacji skały czywczyskiej.

Niepodobna zresztą przyjąć dla tej skały generalnego procesu albityzacji, którym tłumaczy się powstawanie serji spilitowej (S p i l i t i c S u i t - D e v e y ' a i F l e t t a), a to dlatego, że jak to podano w opisie szczegółowym bazaltu czywczyskiego, albity występują w nim w zupełnie świeżych skałach o zachowanej pierwotnej strukturze. Struktura ta w przypadku tak mocnego przeobrażenia, jakim niewątpliwie byłby proces albityzacji, musiałaby ulec radykalnej zmianie.

W systematyce skał magmowych odbiega bazalt czywczyski dzięki obecności albitowych skaleni od typowych skał tego rodzaju. Parametrami Beckego zbliża się on do niektórych cieszynitów oraz elementów składowych tufów, odkrytych przez K a m i e ń s k i e g o w Berestowcu. Ze względu na rolę albitu w tej skale nazywamy ją b a z a l t e m a l b i t o w y m.

D i a b a z a l b i t o w y.

(85) U źródlisk potoku Stary Stajeńczyk (lewoboczny dopływ Dobrynia), który z pod przełęczy 1523 m (połonina Preluczny) spływa w kierunku północnym, sterczy na stoku, w poziomie około 1450 m, okazała skałka ciemnej i zbitej masy magmowca wśród dolomitycznych wapieni triasowych. W stropowej części przylegają do niej czerwonawe, płytowe wapienie jurajskie z jaspisami (oksford-kelowej według Z. P a z d r y). U jej spągu występują kwarcytowe zlepionce permskie, jednakże tak, iż wyraźnego kontaktu magmowca

z tą skałą nie widać. Całość tych utworów stanowi jakby wyspę otoczoną zewsząd dolno-kredowym fliszem.

Skała magmowa występująca w tym punkcie została opracowana przez K. S m u l i k o w s k i e g o, którego wynik badania w tym kierunku jest następujący:

Skała magmowa jest szaro-zielona, bardzo drobno kryształiczna, prawie afanitowa, pocięta gęsto nieregularnymi spękaniem, które infiltrowane są rdzawymi i brunatnymi tlenkami żelaza i manganu. Liczne w niektórych partjach białe plamki i żyłki, często żółto-zielono obrębione, okazały się złożone z albitu z mniejszym lub większym udziałem epidotu.

W mikroskopie skład mineralny okazuje się bardzo prosty: listewki p l a g j o k l a z u, zmiennej wielkości, bezładnie ułożone, pomiędzy nimi zaś bezkształtne ziarna, zielonkawego, często włóknistego a m f i b o l u o wtórnym charakterze u r a l i t u, nadto liczne drobne grudki t l e n k ó w ż e l a z a niemal całkowicie przeistoczone w l e u k o k s e n. Tu i ówdzie drobne gniazda łuseczek c h l o r y t o w y c h, akcesoryczne ziarenka epidotu, t y t a n i t u i p i r y t u.

P l a g j o k l a z okazuje się niemal zupełnie czystym a l b i t e m (1—3% anortytu), nieco zmętniałym od licznych delikatnych wrostków i żyłek chlorytowych oraz uralitowych. Zbliżniaczenie wyłącznie albitowe, zupełnie normalne i regularne, albo znów rwane, niekonsekwentne w swym przebiegu. Dotyczy to zwłaszcza idealnie czystych albitów hydrotermalnego, żyłowego charakteru. Pocięcia i deformacje prążków albitowych są tu częstsze i nieraz bardzo silne, wskazując na jakieś znaczne napięcie podczas wtórnej krystalizacji albitu i uralitu.

U r a l i t w postaciach zupełnie bezkształtnych, jest najczęściej wyraźnie włóknisty, przyczem włókna te bywają powyginane i zdeformowane, powodując często faliste znikanie światła. Ziarna uralitu, ograniczone przez listewki albitu, wrastają w nie w sposób nieprawidłowy, są strzępiaste, wysyłając do wnętrza skalenia pęczki delikatnych włókienek i najsubtelniejszych włosków. Są one wyraźnie pleochroiczne: α — bladożółtawe (prawie bezbarwne), β — żółto-zielone, γ — zielone (zwykle z odcieniem seledynowym); $z : \gamma = 16^0$

do 18° , $\gamma - \alpha = 0,0259 - 0,0263$, charakter optyczny odjemny, $2V_\alpha = 64 - 68^\circ$.

Uralit wytworzył się w skale z przeistoczenia piroksenu, którego parę ziarn reliktowych zdołano zauważyć w jednym punkcie skały. Należą one do bezbarwnego aугitu diopsydowego zbliżającego się nieco do pigeonitów: $\gamma - \alpha = 0,0251$, $2V_\gamma = 44 - 50^\circ$ przy charakterze optycznym dodatnim.

Strukturalnie opisywana skała przedstawia typ gruntownie przeistoczonego dolerytu (zuralityzowanego i zalbityzowanego. Pomimo tak daleko idących wtórnych zmian, pierwotna struktura ofitowo-intersertalna zachowała się naogół bardzo dobrze (Tabl. V₅). Zmiany te dokonały się prawdopodobnie przy udziale czynników hydrotermalnych w gotowej już skale. Wskazują na to gniazdka i żyłki zupełnie czystego i przejrzystego albitu oraz pistacytu (ok. 19% Fe₂O₃), charakteryzującego się silną dwójłomnością, $\gamma - \alpha = 0,53$ i orientację optyczną $x : \gamma = 29^\circ - 30^\circ$. Te hydrotermalne utwory, bardzo gęste w jednych partjach skały, w innych rzadsze, przywiązane są do miejsc silniej popękanych, i okazują zawsze pistacyt jako składnik starszy, wyrastający ze ścian żyły, albit zaś jako składnik młodszy, wypełniający jej wnętrze (Tabl. V₆).

Ilościowy skład mineralny jednolitych partyj skały, pozbawionych żyłek przedstawia się następująco:

Albit	44,5% ob.
Uralit	48,1 „ „
Leukoksen	6,8 „ „
Chloryt	0,6 „ „

Przeciętny skład chemiczny całej skały, łącznie z przecinającymi ją żyłkami albitowo-epidotowemi, oddaje analiza, której wyniki podano w tabeli pod (85).

Przynależność tej skały pod względem chemicznym do grupy gabra nie ulega żadnej wątpliwości. Znikoma ilość potasu przy poważnej ilości sodu zbliża ją do bazaltu czywczyńskiego (anal. 79). W skale tej, posiadającej pierwotnie prawdopodobnie charakter zwyczajnego dolerytu, zaszły już po jej skrzepnięciu poważne zmiany wewnętrzne: Pirokseny

przeistoczyły się w uralit, tlenki żelaza zawierające tytan w leukoksen i wreszcie, co najważniejsze, pierwotny plagioklaz bogaty w anortyt (przypuszczalnie labrador, może częściowo andezyn) został całkowicie zastąpiony przez albit, przyczem struktura pierwotna i formy skaleni zachowały się naogół bardzo dobrze. Dzięki tym przeobrażeniom powstał wtórny typ skały, znany w literaturze petrograficznej pod nazwą *dolerytów*, względnie *diabazów albitowych*.

Diabaz barkewikitowy.

(86) W dolinie potoku Ryzowaty (prawoboczny dopływ Popadyńca), wypływającego z pod szczytu Łostuń, zjawia się w łupkach krystalicznych wyraźna synklina, zaznaczona występowaniem fragmentów pokrywy mezozoicznej w postaci zlepieńca permskiego i triasowych skałek dolomitycznych. U stropu jednej ze skałek, która od dna doliny wznosi się na wschodnim zboczu do wysokości 1440 m, stykając się z łupkami sercytowo-kwarcowemi, znaleziono luźny blok magmowca. Okazy tej skały, barwy zielonawo-szarej, są drobnoziarniste, masywne. Megaskopowo można w niej wyróżnić popielate skalenie i ziarnka ciemnych minerałów bez połysku (matowych).

W łożysku potoku Ryzowaty na wysokości 1325 m, zauważono duży blok podobnej skały, tkwiący wśród łupków krystalicznych jednakże bez wyraźnego kontaktu z niemi. Potężne zsuwy, które istnieją w tem miejscu, nie pozwalają na bliższe uchwycenie stosunku tego magmowca do skał otaczających. Nie ulega jednakże wątpliwości, iż ta skała znajduje się tutaj „in situ“. Jest ona z pozoru zewnętrznego zbliżona do poprzedniej, posiada jednak nieco mniejsze ziarno oraz ciemniejszą barwę. Struktura jej jest tu i ówdzie afanitowa. Na tle zbitej masy występują delikatne żerdki skaleni oraz nieliczne drobne gruzelki pirytu obok cienkich żyłek kalcytu, przebiegających w różnych kierunkach.

Trzy okazy tej skały zostały poddane analizie chemicznej oraz mikroskopowej. Analizy mikroskopowej dokonał częściowo K. Smulikowski. Wyniki badań przedstawiają się następująco:

W okazie pierwszym tej skały zjawia się w mikroskopie

typowa tekstura intersertalna. Jako główny ciemny składnik występuje tu *augit* częściowo rozłożony, z zewnątrz obrośnięty równolegle zorjentowaną *hornblendą brunatną* pierwotnej, magmowej natury. Głównym jasnym składnikiem jest *albit*, wykształcony w postaci tabliczek, ułożonych intersertalnie. Trójkątne pola między nimi wypełnione są bladym, drobnoblaszkowatym *chlorytem*, poczęści także *kalcytem* znacznie rzadziej żelazistym, zielono-żółtym *pistacytem*. Wewnątrz tabliczek albitowych gnieźdzą się liczne drobne gruzełki *epidotu*, przeważnie bezbarwnego i znacznie uboższego w żelazo. Tlenki żelaza (*ilmenit* i *magnetyt*) dość liczne, wykształcone albo w szkieletowych źerdkach i grupkach, albo w postaci kształtnych ośmiościanków, są zawsze powleczone nalotami leukoksenu. *Apatyt* w postaci cienkich i długich igiełek, ułożonych zwykle po kilka razem w równoległe wiązki, jest obficie rozproszony wśród skalenia. *Piryt* w zmiennej ilości, jako drobne niekształtne grudki, od zewnątrz utlenione.

Naogół *augit* i *hornblendy* są automorfowe względem skaleni. Często jednak naodwrot, tabliczki skaleni ograniczają kształty *hornblendy* albo nawet wrastają do jej środka, co wskazuje na częściową równoczesność krystalizacji obu tych składników. (Tabl. V₄).

Skały 2 i 3 są bardzo podobne do poprzedniej zarówno pod względem struktury jak i składu mineralnego. Skaleń tu jest nieco bogatszy w *anortyt* i zbliża się raczej do *kwásnego oligoklaz*; jest on bardzo silnie zserycytyzowany w partjach środkowych, natomiast *epidotu* jest w nim bardzo mało. W intersertalnych polach między skaleniami mniej jest *chlorytu*, więcej zaś *kalcytu*, któremu tu i ówdzie towarzyszy wtórny *kwarc*. W otoczeniu tlenków żelaza lub jako wrostki w *chlorycie* i skaleniach dostrzega się tu i ówdzie drobne łuseczki ciemno-brunatnego *biotytu*. Poza temi niewielkimi różnicami inne szczegóły są identyczne ze skałą 1.

Dla bardziej szczegółowej charakterystyki najgłówniejszych składników opisywanych skał zestawiono następujące dane:

Plagioklaz w skale 1 jest albitem (6—7% *anortytu*), zwykle przyprószonym łuskami *serycytu* i grupkami gruzeł-

ków epidotu, rzadziej przerosły większymi ziarnkami tego minerału; drobne strzępki chlorytu i kalcytu przyczyniają się do jego zmetnienia. W skałach 2 i 3 serycyt zagęszcza się w środku tabliczek tak dalece, że zupełnie niemal wypiera skałę, jedynie tylko obwódki pozostają względnie czyste, okazując się kwaśnym oligoklazem lub albitem ze słabą budową pasową (7—14 % anortytu).

Tabliczki plagjoklazu są zawsze zbliżniaczone albitowo, często karlsbadzko, rzadziej peryklinowo. Prążkowanie bliźniacze albitowe wykazuje dwie formy wykształcenia. Środkowe partje tabliczek, o ile są czyste, wykazują normalne, długie, konsekwentne prążki, nieraz zresztą bardzo delikatne. Brzegi i obwódki tabliczek wykazują najczęściej listewki albitowe delikatne, lecz krótkie, niekonsekwentnie poprzerywane, anastomozujące, bardzo podobne do mikroklinowych, dając między skrzyżowanymi nielami delikatny deseń włókniasty. Niekiedy nawet struktura ta zbliża się do t. zw. „szachownicowej“ (Schachbrettalbit), która jest charakterystyczna dla albitu wtórnego, zwłaszcza, gdy przy procesach metamorficznych zajmuje on miejsce skalenia potasowego.

A u g i t, zawsze wcześniejszy od hornblendy, jest bardzo gęsto nieregularnie popękany, w znacznej części, lub nawet całkowicie przeobrażony w agregaty chlorytowe, przyproszone leukoksenem. Jest to *a u g i t* z w y c z a j n y, prawie bezbarwny, optycznie dodatni, $2V = 52—56^\circ$, $\gamma - \alpha = 0,0253$, $z : \gamma = 43^\circ$.

H o r n b l e n d a b a z a l t o w a tworzy krótkie słupki najczęściej automorfowe, ograniczone ścianami (110), (010), (001), (101); zwyczajnie obrasta ona nieforemne ziarna *a u g i t u*, orientując się doń krystalograficznie zgodnie, rzadziej tworzy niezależne słupki. Jej pleochroizm jest wybitny: α = słomkowo-żółte, β = rdzawo-brunatne, γ = brunatne, $\alpha < \beta < \gamma$.

Ze względu na znaczenie tej hornblendy, która się tu zjawia w dużych ilościach i swoim charakterem decyduje o przynależności systematycznej skały, poddano ją szczegółowemu badaniu optycznemu. Wyniki tego badania są następujące:

Znikanie światła w przekrojach skontrolowanych kono-

skopowo, dokonane na 14 kryształach, dały średnią $c : \gamma = 10^0$ (wahania od 7^0 do 13^0 w kącie rozwartym β).

Dwójłomność oznaczona na tychsamych ziarnach dała średnią 0,032 (wahania od 0,031 do 0,034) kompensatorem Berka).

$2 V\alpha =$ od 80^0 do 82^0 (zapomocą metody Beckego oraz uniwersalnego aparatu Fedorowa).

Kontrola powyższych liczb była przeprowadzona zapomocą metody imersyjnej. Do oznaczenia współczynników załamania okruchów wyizolowanych ze skały użyto jodku metylenu. Współczynniki oznaczano w przekrojach skontrolowanych konoskopowo oraz zapomocą oznaczenia współczynników cieczy metodą minimalnego odchylenia światła. Odnośne badania wykonane w świetle sodowym dały następujące średnie liczby:

	Ryżowaty:	Markłowice:
$\alpha =$	1,6680	1,6776
$\beta =$	1,6820	1,6934
$\gamma =$	1,7000 (obl.)	1,7025
$V\alpha = 41^0 25'$	(Mallard)	32^0 (Mallard)
$V\alpha = 40^0$	(Fedorow)	31^0 (Fedorow)
$V\alpha = 41^0$	(Becke)	—
$\gamma - \alpha =$	0,032 (obl.)	0,0249 (obl.)
	0,032 (Berek)	—

Powyższe liczby okazują zgodność wyników pomiarów dokonanych nad stałemi tej hornblendy przy użyciu różnych metod. Musimy je przeto przyjąć za miarodajne. Dla porównania własności optycznych hornblendy z Ryżowatego zestawiono powyżej również dane liczbowe, uzyskane temi samemi metodami, dla hornblendy cieszynitu z Markłowic określonej przez K. Smulikowskiego¹⁾, jako „brunatna, barkewikitowa hornblendą“.

Celem dalszego określenia natury opisywanych hornblend wyizolowano je starannie ze skał i poddano osobnej analizie chemicznej. Wyniki tej analizy są następujące:

¹⁾ K. Smulikowski, Materiały do znajomości skał magmowych Śląska Cieszyńskiego 1929, str. 21. (Skała 1 a).

% wag. (poids)	Ryżowaty	Marklowice
SiO ₂	43,87	38,55
TiO ₂	2,08	4,69
Al ₂ O ₃	10,52	14,31
Fe ₂ O ₃	5,58	1,60
FeO	11,11	11,68
MnO	0,16	0,18
MgO	10,45	11,78
CaO	11,20	13,15
Na ₂ O	1,80	1,94
K ₂ O	0,97	1,32
+H ₂ O	1,69	0,86
-H ₂ O	0,84	0,15
CO ₂	brak	brak
Suma	<u>100,27</u>	<u>100,21</u>

Powyższe liczby stwierdzają podobieństwo budowy chemicznej obu hornblend. Największe względne różnice występują w % Al₂O₃ i Fe₂O₃. Jednakże suma Al₂O₃+ Fe₂O₃ jest w nich niemal identyczna.

Nie ulega wątpliwości, iż oba analizowane minerały należą do jednego gatunku.

Na podstawie wszystkich powyższych danych należy stwierdzić, iż hornblenda bazaltowa w skale z Ryżowatego jest odmianą barkewikitową. Jej stosunek do znanych hornblend bazaltowych oraz barkewikitów zostanie ściśle określony w osobnej, szczegółowej pracy na ten temat.

Dotychczasowe wyniki badań w tym kierunku uprawniają do wniosku, iż hornblendy barkewikitowe należą z tytułu swego składu chemicznego do hornblend bazaltowych. Typowy barkewikit, wyróżniony w roku 1896 po raz pierwszy przez Bröggera, jest, jak wiadomo, hornblendą o dużej ilości FeO obok małej MgO oraz średniej alkaliów. Minerale wyróżnione później pod nazwą barkewikitów czy też hornblend barkewikitowych, w różnych czasach przez różnych autorów, odbiegają jednak znacznie chemizmem od barkewikitu Bröggera. Zauważono, iż hornblendy bazaltowe oraz poznane dotąd barkewikity dają się ułożyć w szereg, którego ogniwa różnią się ilością FeO oraz MgO. W szeregu tym znane dotąd hornblendy bazaltowe są pod względem za-

wartości FeO bardziej zwarte, okazując ilości FeO mniejsze od barkewikitu. Barkewikity, wyróżniające się od hornblend bazaltowych większą ilością FeO oraz mniejszą naogół MgO, tworzą w tym szeregu ogniwa leżące w polu bardziej rozprószonym, którego zakończeniem jest już alkaliczny arfvedsonit. Barkewikit z Ryżowatego oraz z Markłowic zajmują we wspomnianym szeregu pozycję pośrednią między hornblendami bazaltowymi a właściwymi barkewikitami.

Opisywany powyżej barkewikit z Ryżowatego wykazuje według K. S m u l i k o w s k i e g o często wąskie obramowania, względnie zakończenia, swoich słupków utworzone przez odmianę ciemno-zieloną, słabo dwójłomną. Cechy optyczne tej odmiany — oznaczone z mniejszym stopniem dokładności — są następujące: pleochroizm: α — blado-zielonkawo-żółty, β brudno-zielony, γ — ciemno-szmaragdowo-zielony, $c : \gamma = 14^\circ$, $\gamma - \alpha =$ około 0,015.

Liczne słupki hornblendy, oprócz owych zielonych rąbków, posiadają pręcikowate zakończenia, strzępiasto wnika-jące w otaczające skalenie lub w agregaty chlorytowe, utworzone przez blado-zielony, czasem niemal bezbarwny a m f i b o l, zbliżony najprawdopodobniej do a k t y n o l i t u. O ile tamte dwie odmiany były niewątpliwie pierwotne, magmowe, o tyle ta zdaje się być późniejsza, wtórna, być może hydrotermalna. Pleochroizm słaby, $z : \gamma \cong 16$, $\gamma - \alpha \cong 0,026$.

Ilościowy skład mineralny 3 wyróżnionych odmian skalnych został w mikroskopie wyznaczony z wynikiem następującym (w % obj.):

	1	2	3
Kwarciec	—	1,1%	0,8
Plagjoklaz	34,3	39,6	40,5
Epidot	5,2	0,7	0,4
Augit	19,0	10,8	15,0
Hornblenda brunatna	15,7	29,7	21,4
Hornblenda zielona	0,3	0,6	0,6
Aktynolit	0,4	2,0	1,8
Biotyt	—	0,9	0,3
Chloryt	16,9	7,0	11,2
Tlenki żelaza	5,4	3,7	5,6
Tytanit	0,2	—	—

	1	2	3
Apatyt	1,4	1,2	0,8
Piryt	0,6	0,4	0,2
Kalcyt	0,6	2,3	1,4

Analizie chemicznej zostały poddane cztery okazy tej skały. Wyniki analizy są zestawione w tabeli pod (86 a, b, c, d.).

Z całokształtu stosunków wynikających z opisów mikroskopowych oraz chemicznych analiz skały z Ryżowatego wynika, iż magmowiec ten należy do skał zasadowych, zbliżonych do grupy bazaltu (diabazu). Jednakże habitus mikroskopowy wszystkich badanych okazów przypomina według *Smulikowskiego* diabazy esseksytowe i niektóre ciészynity. W skale tej nie zauważono wprawdzie skalenoidowych składników (nefelinu), wykazują one jednakże niedomiar krzemionki. Ten niedomiar w pierwotnym jej stanie, przed metasomozą, był prawdopodobnie większy. W projekcji Beckego znalazły się wszystkie trzy analizy tej skały zdecydowanie w pasie rozmieszczenia odpowiednich punktów dla analiz ciészynitów, analizowanych przez *Smulikowskiego* i *Pacaka*. Głównym składnikiem mineralnym opisywanych okazów jest hornblenda bazaltowa w odmianie barkewikitowej. Hornblendy te, jak wiadomo, charakteryzują serję skał alkalicznych. Wobec tego nazwano skałę z Ryżowatego *diabazem barkewikitowym*.

Bliższe scharakteryzowanie stosunku tej skały do znanych magmowców Rzeczypospolitej oraz niektórych skał serji czywczyńskiej nastąpi w jednym z dalszych rozdziałów.

Składniki krystaliczne zlepieńca suligulskiego.

Obok wyżej opisanych krystalicznych składników pasma gór Czywczyńskich, rozwiniętych z zachowaniem pierwotnych stosunków stratygraficznych, a należących do serji mas skalnych płaszczowiny bukowińskiej na szczególną uwagę zasługują składniki krystaliczne t. zw. *zlepieńca suligulskiego*. Zlepieniec ten, należący do płaszczowiny dolnej Pietrosu, jest szeroko rozprzestrzeniony w górach Czywczyńskich, zwłaszcza w południowych częściach krystalicznego

ich trzonu. Skała ta składa się z przeważającej ilości okruczków krystalicznych, przypominających z wejrzenia wiele z opisanych poprzednio łupków krystalicznych. W typowym rozwinięciu znaleziono ją na grzbiecie Hniasy, Komana, Komanowej i Suligula. Na ostatnio wymienionym szczycie zapoznano się z tą skałą po raz pierwszy, dlatego obdarzono ten ważny element stratygraficzny w konsekwencji nazwą tej góry. Geneza zlepieńca suligulskiego, materiału wybitnie diastroficznego, wiąże się ściśle z obecnością kredowego ładu, zbudowanego ze skał starszych, przeważnie zmetamorfizowanych.

Szczegółowe zbadanie składników wymienionego zlepieńca było ważne ze względów ogólnych. Nie trzeba bliżej uzasadniać, iż badanie to mogło przyczynić się do wyjaśnienia wielu zagadek geologicznych, dotyczących stratygrafii i tektoniki Karpat nie tylko w opisywanym odcinku.

Pozycja stratygraficzna i tektoniczna tej skały zostanie podana w części drugiej tej pracy. W szczegółowych badaniach petrograficznych użyto jako materiału wszystkie te jej składniki, które megaskopowo wydawały się różnymi rodzajami.

Wśród analizy petrograficznej znaleziono tu reprezentowane następujące gatunki łupków krystalicznych: granity, aplity, gnejsy, amfibolity, łupki chłorytowe, łupki serycytowe i kwarcytowe.

Już pierwsza analiza mikroskopowa okruczków wymienionych skał wykazała, iż wiele z pośród nich odpowiada lub jest zgoła identycznych z elementami opisanymi w grupie I. Szczegółowemu opracowaniu poddano wobec tego jedynie te składniki zlepieńca suligulskiego, dla których nie znaleziono wyraźnych odpowiedników wśród opisanych dotąd łupków krystalicznych. Należą tu przede wszystkim niektóre otoczaki granitów, aplitów i gnejsów. Opracowała je M. Turnau, a wyniki tego opracowania są następujące.

Granity.

Skały te są rozpowszechnione wśród składników zlepieńca z Komana, Komanowej i Hniasy. Nie znaleziono ich w skale na szczycie Suligula, jednakże

dwa otoczaki tej skały, znalezione w łożysku potoku Albin, pochodzą najprawdopodobniej ze zlepieńca tej góry.

Badania megaskopowe i mikroskopowe wymienionych granitów wykazują, iż mamy tu reprezentowane dwa typy strukturalne, różniące się nietylko składem mineralnym i chemicznym, ile strukturą, teksturą oraz stopniem metamorfozy.

Do typu pierwszego należą granitognejsy Komanowa, Komanowej i Hniasy. Są to skały drobnoziarniste, o jednolitej wielkości składników, których średnica rzadko przekracza 1 mm.

W mikroskopie jest tu obecna normalna struktura granitowa, w niektórych szlifach zbliżona do aplitowej (panheteromorfowej). Ziarna jednostajnej wielkości okazują przeciętną średnicę około 0,2 mm. Tekstura wyraźnie łupkowa, widoczna już megaskopowo. W mikroskopie podkreśla ją równoległe ułożenie blaszek biotyту, muskowitu oraz wyraźne wydłużenie ziarn kwarcu.

Skalenie (mikroclin), w przeciwieństwie do wymienionych ostatnio składników skały, tworzą naogół ziarna izometryczne, bezładnie rozrzucone. Składniki mineralne skały są przeważnie świeże, jedynie plagioklaz uległ w nieznacznym stopniu procesowi kaolinizacji. Śladów wyraźnej metamorfozy dynamicznej brak. Siatka bliźniacza u mikroclinu jest regularna, niezdeformowana. Dotyczy to również prążków albitowych skaleni, które pojawiają się jednakże rzadko. Kwarzec nie wykazuje wybitnego falistego znikania światła oraz śladów kataklazy. Cechą charakterystyczną opisywanych skał jest zmienność procentów anortytu u plagioklazów. Już w jednym szlifie można było zauważyć tutaj wahania od 5 do 23% An. Na szczególną uwagę zasługuje kierunkowe równoległe rozmieszczenie wektorów optycznych u plagioklazów. W szlifie, wyciętym równoległe do powierzchni łupkowatości, spotyka się najczęściej przekroje prostopadłe do dwusiecznej γ . W prostopadłym do tej powierzchni przekroju — prostopadłe α . Wynika stąd wniosek, iż tabliczkowo wykształcone według M. ziarna tych skaleni, ułożyły się prostopadle płaszczyzną osi optycznej do powierzchni łupkowatości.

Odmienny typ granito-gnejsu przedstawiają otoczaki, znalezione w potoku Albin oraz z grani Komanowa—Hnia-

tasa. Ich struktura jest porfirowata, przyczem porfiroblasty dochodzą do 2 cm średnicy. Brak zupełny tutaj tekstury łupkowej. Skały te w przeciwieństwie do poprzednich wykazują wybitne znamiona dynamicznej metamorfozy, widoczne w obrazach mikroskopowych. Struktura porfirowata została tu wywołana kataklazą. W wyniku tego procesu ziarna skałeni zachowały przeważnie swą pierwotną wielkość, kwarczec zaś, serycyt i biotyt zostały zupełnie lub częściowo rozarte na drobnoziarnisty miał. Plagjoklazy uległy tutaj prawie całkowicie procesowi serycytyzacji. Mają one kontury nierówne, poszarpane i są zreguły otoczone wieńcem agregatu kwarcowo-łyszczkowego. Niektóre z tych skałeni są otoczone obwódka zbliżniczoną albitowo, wykazującą 10 do 13% An. Tu i ówdzie spotyka się mniejsze, świeże ziarna plagjoklazów, taksamo zbliżniczone, o formach jednakże regularnych oraz o identycznym % An. Prążki albitowe u większych ziarn są mocno powyginane. Skaleń potasowy występuje tutaj w postaci mikroklinu i pertytu mikroklinowego o silnie zdeformowanej siatce bliźniaczej. Często tworzy bliźniaki karlsbadzkie, a w jego spękaniach występują żyłki, wypełnione drobnymi ziarnkami kwarcu o formach izometrycznych. Formy tego skałenia są nieregularne, zatokowe. Na granicy jego zrostów z plagjoklazami zjawia się, podobnie jak i w skałach pierwszej grupy, myrmekit. Kwarcce występują w niektórych partjach skały w postaci dużych, nieregularnych ziarn, o wybitnie falistym znikaniu światła. Przeważa jednakże drobnoziarnisty miał tego składnika, w którym poszczególne osobniki nie wykazują falistego znikania światła.

W celu poznania ilościowego składu mineralnego opisywanych składników zlepieńca poddano je analizie planimetrycznej, uwzględniając metodyczne wskazówki przy użyciu metody Rosiwala, opracowane przez M. T u r n a u ¹⁾. Dla skontrolowania, czy metoda ta nadaje się do skał rzeczywistych, wykonano na okazie otoczaka ze źródeł Czeremoszu analizę chemiczną i planimetryczną, obliczając z ostatniej skład chemiczny skały. W tem obliczeniu przyjęto budowę

¹⁾ M. T u r n a u, Bemerkungen zur geom. Methode d. Gesteinsanalyse. Bull. d. l'Acad. Pol. d. Scien. 1932.

chemiczną biotyту według analiz Cz y r w i ń s k i e g o. Opie-
rano się tutaj w wyborze tych analiz na żywym podobień-
stwie biotyłów skał wołyńskich i czywczyńskich.

Następujące zestawienie poucza, iż do badań ilościowych
opisywanych granitów metoda Rosiwala nadaje się w zupeł-
ności:

O t o c z a k g r a n i t u z e ź r ó d e ł C z e r e m o s z u.

% wag.	an. chem.	an. plan.
SiO ₂	73,09	74,21
TiO ₂	0,21	0,13
Al ₂ O ₃	14,39	14,42
Fe ₂ O ₃	0,97	0,36
FeO	1,34	0,77
MnO	—	0,02
CaO	1,26	1,05
MgO	0,55	0,53
K ₂ O	4,66	4,41
Na ₂ O	3,07	3,72
H ₂ O +	0,65	0,43
H ₂ O —	0,14	
P ₂ O ₅	0,16	
	100,49	100,03
ao	8,3	8,7
co	0,9	0,7
f ₀	0,8	0,6
f ₀ —c ₀	— 0,1	— 0,1

Opierając się na wyżej przedstawionej, wystarczającej
zgodności wyników obu analiz, obliczono skład mineralny
granitów zlepieńca suligulskiego metodą planimetryczną.

Wyniki tego obliczenia zestawia następująca tabela:

	Plagi.	Ortokl.	S-a skal.	Kwarzec	Biotyt	Musko- wit	Apatyt	Kalcyt
1. Koman	37,6	16,1	53,7	35,9	7,1	3,3	—	—
2. Źródła Cze- remoszu pod Komanem	35,9	19,8	55,7	33,7	5,2	5,4	—	—

	Plagj.	Ortokl.	S-a skal.	Kwarczec	Biotyt	Musko- wit	Apatyt	Kalcyt
3. Hniasa	26,6	32,1	58,7	32,7	6,8	1,6	0,2	—
4. Źródła Cze- remoszu pod Komanem	39,2	18,0	57,2	31,1	6,5	5,0	0,1	epidot 0,1
5. Grań Koma- nowa-Hnia- tasa	54,2	7,4	61,6	26,7	8,5	1,4	0,3	1,5
6. Potok Albin	33,4	16,4	49,8	35,9	13,7	0,5	—	0,1
7. Potok Albin	31,5	16,2	47,7	36,3	14,8	1,1	0,1	—

Skały od 1—4 odpowiadają typowi pierwszemu granitognejsów, od 5 do 7 — typowi drugiemu. Jak to wynika z powyższej tabeli zaznacza się wyraźnie różnica między obiema grupami. Skały z Albina i z grani Komanowa-Hniasa są wyraźnie bogatsze w biotyt, zawierają przeciętnie mniej skałeni, zwłaszcza ortoklazu oraz muskowitu. Mimo tych różnic tworzą wszystkie granity zlepieńca suligulskiego jedną grupę, zbliżoną do skał monzonitowych, zawierających, jak wiadomo, obok plagjoklazów poważne ilości ortoklazu (mikroklinu).

Porównanie tych skał z gnejsami czywczyńskimi oraz z innymi skałami przylegających okolic nastąpi w jednym z dalszych ustępów.

Aplity.

W okruchach zlepieńca suligulskiego na górze Suligul spotyka się w dość znacznej ilości aplitowe skały alkaliczne, zawierające drobne ilości biotytu lub też zupełnie pozbawione tego składnika.

Struktura tych skał jest typowo panheteromorfova (aplitowa), okazując niekiedy podobieństwo do porfirowej, względnie porfiroblastycznej. Ślady dynamicznej metamorfozy są w niektórych okazach wyraźne, natomiast tekstura łupkowa nigdzie się nie zaznacza.

Głównym składnikiem opisywanych aplitów jest albit, o zawartości 0 do 13% An. Wyjątkowo zdarza się tu kwaśny oligoklaz. Skalenie te tworzą duże kryształy, zreguły zbliżone albitowo. Ich stan zachowania jest doskonały. Niektóre, zwłaszcza z pośród większych okazów, są powyginane oraz skataklazowane. Jeden z otoczków zawierał plagjo-

klazy wewnątrz w dużej mierze rozłożone oraz rozwinięte pojkilmatowo. Głównymi wrostkami są tu łuski serycytu.

Skaleń potasowy, rozwinięty niekiedy w przeważającej ilości, jest mikrokinem o wyraźnej siatce bliźniaczej. W niektórych okazach ten skaleń jest bardziej rozłożony w porównaniu z plagjoklazem. W tych przypadkach tło jego jest pokryte brudno-ziemistą, pelitową substancją. Kwarzec nie okazuje szczególnych cech. Faliste znikanie światła słabe, kaktaklaza tu i ówdzie wyraźna. W niektórych okazach występuje jako składnik żyłowy, o wybitnym falistym znikaniu światła. Muskowit oraz biotyt, obecne w niektórych szlifach w małej ilości, występują tu w dużych blaszkach, rozwiniętych idjomorfowo.

Biotyt posiada wybitny pleochroizm w tonach zielonych lub oliwkowych będąc niekiedy częściowo zamieniony w chloryt. W jednym z otoczków znaleziono turmalin oraz granat. Odnośna skała jest barwy różowej, drobnoziarnista, o wielkości ziarn nie przekraczającej 1 mm. Przecinają ją liczne żyłki kwarcowo-skaleniowe. Składniki tej skały są świeże i prawie pozbawione wrostków. Występujący tu turmalin jest bądźto idjomorfowy, częściej jednak ziarnisty. W pierwszym przypadku tworzy krótkie słupki zakończone piramidą. Jego zabarwienie jest niejednostajne, a pleochroizm silny: γ — oliwkowo lub niebiesko-zielony, α — blado-żółty, prawie bezbarwny. Rdzeń turmalinu jest często niebiesko zielony, a obwódka oliwkowo zielona. Większe jego ziarna są często spękane. W spękaniach pojawiają się drobne ziarna kwarcu. Akcesoryczny granat występuje zwykle w ziarnach zaokrąglonych, mocno spękanych, rzadziej w regularnych formach krystalograficznych. Tu i ówdzie jest ten minerał przeobrażony w rdzeniu w zielono żółtą, silnie dwójłomną substancję. Z innych minerałów akcesorycznych pojawia się tu rzadki cyrkon, w ziarnach przeważnie otoczonych i bardziej od niego rzadki, idjomorfowy magnetyt.

Struktura opisywanych aplitów jest zreguły panheteromorfowa. Część okazów zawierała ziarno prawie równej wielkości, inne wytworzyły jakby dwa rodzaje składników: porfiroblasty i drobnoziarniste tło skalne (Tabl. VIII 1). W ten sposób występują wśród opisywanych aplitów te same dwie grupy strukturalne, co w granitach wyżej opisanych.

Ilościowy skład mineralny czterech analizowanych okazów, obliczony planimetrycznie, przedstawia się następująco:

	Kwarczec	Plagj.	Mikrokl.	Biot.	Musk.	Turm.	Agr. alb. kwarc.
Aplit I.	52,9	39,9	6,0	—	0,2	1,0	—
Aplit II.	27,5	18,5	49,0	4,0	1,0	—	—
Aplit III.	33,4	48,7	15,0	—	2,9	—	—
Aplit IV.	51,0	30,0	—	3,0	3,0	—	13,0

Jak widać z powyższego zestawienia skład mineralny aplitów jest dość różny, zwłaszcza o ile idzie o procent skalenia potasowego, niemniej jednak są one ściśle spokrewnione z opisywanymi wyżej granitami, których są facją aplitową.

G n e j s y.

Do skał tych zaliczamy okazy wyraźnie łupkowane. Łupkowatość ich da się stwierdzić nie tylko megaskopowo, ale i mikroskopowo. Część materiału należy tu do paragnejsów, część zaś do skał „orto“. Znaleziono je na Suligulu i Hniasie. Na podstawie analizy mikroskopowej stwierdzono wśród tych skał obecność dwóch grup: jedna z nich to gnejsy mikroklinowe, druga — materiały pozbawione femicznych składników lub zawierające je w niedużej ilości. Gnejsy mikroklinowe znalezione na Hniasie są identyczne z gnejszem mikroklinowym z Czolakinu (42) oraz Łostunia (68, 69). (Tabl. VIII₂).

Otoczaki z Suligula i z Hniasy, zawierające małe ilości femicznych składników, przypominają opisane powyżej aplity). Ich skład mineralny ilustruje następująca tabela:

	Kwarczec	albit	mikrokl.	musk.	biotyt	epidot	turmalin	tlenki żel. +zoizyt +grafit
1.	69	22	—	—	8	—	—	1
2.	67	9	18	3	3	—	—	—
3.	63	14	—	13	6	2	1	1

Z charakterystycznych cech opisywanych gnejsjo-aplitów wymieniamy następujące:

Ich głównymi składnikami są albit i kwarczec, w niektórych także mikroklin (Tabl. VIII₃). Muskowit i biotyt wystę-

pują w mniejszych ilościach i nie we wszystkich okazach. Akcesorycznie zjawia się granat, który jest zazwyczaj zupełnie rozłożony. Albit tych skał występuje w dużych porfiroblastach, tabliczkowo rozwiniętych, zreguły zbliżonych, zupełnie świeżych. Droбноziarniste tło skalne składa się z agregatu kwarcowo-albitowego. W porfiroblastach jest również rozwinięty mikroklin i pertyt mikroklinowy. Tekstura tych skał jest wyraźnie łupkowa, podkreślona obecnością smug gruboziarnistych, alternujących z droбноziarnistymi.

Powyższe gnejsy w zasadzie nie różnią się od analogicznych skał opisanych w części I. Jak to wyżej podkreślono niektóre otoczaki zlepieńca są nawet identyczne z niemi.

Amfibolity.

Amfibolity są reprezentowane w zlepieńcu suligulskim w niedużej ilości. Z pozoru megaskopowego i mikroskopowego przypominają one żywo podobne skały opisane w części I. Różnice, jakie tu znaleziono, dotyczą wyłącznie stosunku ilościowego minerałów, oraz pewnych cech strukturalnych.

Ze względu na morfologję i rozwój głównego składnika tych skał, amfibolu, można wyróżnić tu dwie odmiany. Do odmiany pierwszej zaliczamy skały, w których amfibol jest wykształcony w postaci drobnych, wydłużonych, wąskich źerdek. Źerdkki te ułożone są w skale jakby potokowo w kierunku jej łupkowatości, rzadziej bezładnie. Miejscami tworzą rodzaj pilśni, w której są pogrążone większe kryształki innych składników. W skałach tego typu występuje amfibol w znacznie przeważającej ilości (Tabl. VIII 4).

Odmiana druga zawiera amfibol rozwinięty w dużych kryształach, przeważnie bezładnie rozmieszczonych na tle szlif. Jest on i tutaj składnikiem przeważającym, obecnym w ilości około 70%. Jego ziarna są wydłużone, dochodząc do 4 mm długości. Struktura tych ziarn jest wybitnie włóknista. Włókna rozwinięte równolegle do ścian słuipa. Ścian terminalnych brak. Barwy żółto-zielone lub niebiesko-zielone, zależnie od przekroju. Pleochroizm wybitny: α — zielono żółty, β — trawiasto-zielony, γ — niebiesko-zielony. Na uwagę zasługuje fakt, iż pojedyncze kryształki nie są zabarwione równomiernie. Rdzeń ich jest zazwyczaj jaśniejszy, niekiedy

prawie bezbarwny, przyczem obie części różnie zabarwione nie są od siebie oddzielone ostreimi konturami. Pola jaśniejsze tworzą plamy w polach ciemniejszych. Na kilku korzystnych przekrojach oznaczono: $\gamma - \alpha = 0,026$, $c : \gamma = 15-16^{\circ}$.

Tło skalne tej odmiany składa się z agregatu leukoksenu i albitu. Oba minerały mają kontury niewyraźne, a wielkość ich waha się od 0,01 do 0,1 mm. Albit nie wykazuje wrostków bliźniaczych ani łupliwości. Jest czysty, świeży, podobny do kwarcu. Epidot występuje w ilości podrzędnej w ziarnach izometrycznych lub nieregularnych, dochodzących do 0,3 mm średnicy.

Celem ściślejszego uchwycenia stosunku opisywanych amfibolitów zlepieńca ze skałami tego typu znalezionymi *in situ*, wykonano osobną chemiczną analizę jednego otoczaka. Wyniki tej analizy są następujące (w % wag.): SiO₂ 46,91, TiO₂ 1,87, Al₂O₃ 13,99, Fe₂O₃ 4,34, FeO 9,86, MgO 7,02, CaO 11,21, Na₂O 1,84, K₂O 1,11, CO₂ 0,31, H₂O 1,90; $a_0 = 2,0$, $c_0 = 2,3$, $f_0 = 5,7$, $f_0 - c_0 = 3,4$. Powyższe liczby odpowiadają naogół składowi chemicznemu amfibolitu z potoku Alibin, którego analizę zestawiono w tabeli II pod 76 a oraz 76 b. Odmiana tej skały z Albina, charakteryzująca się obecnością granatu i obfitująca w epidot (anal. 76 b), jest bogatsza w glinę i alkalja, uboższa natomiast w wapno i składniki femiczne. Różnice między analizą amfibolitu albińskiego drugiej odmiany (76 a) a skałą ze zlepieńca są mniej wybitne.

Pokrewieństwo wymienionych trzech skał wynika również z porównania „norm“ obliczonych dla nich ze składu chemicznego według modły amerykańskiej. W klasyfikacji Washingtona są te skały wyrażone symbolami, odpowiadającymi gabru.

Badania mikroskopowe wykazały podobieństwo fizjograficzne głównego składnika tych skał — amfibolu. Albit w skałach albińskich ma skłonność do tworzenia porfiroblastów oraz do tworzenia pojkilmatów. Mineral ten zawiera również liczne wrostki zoizytu, który nie jest obecny w amfibolicie ze zlepieńca.

Amfibolity drobnoziarniste ze Suligula są to skały, których składniki nie dają się megaskopowo wyróżnić. Ich barwa jest szaro-zielona, tekstura bezładna. W jednym z okazów takiej skały zauważono, iż struktura jest niejednostajna,

a amfibol, wykształcony uralitowo, wykazuje miejscami tendencję do tworzenia większych porfiroblastów, dochodzących do 0,5 mm rednicy. Tło skalne tworzy tu albit, epidot i drobne włókienka amfibolu. Naogół skały tego typu są jednak jednostajnej struktury, drobnoziarnistej. Między włóknami amfibolu, ułożonemi niejednokrotnie wachlarzowo, układają się włókienka albitu, rozmieszczone dość niejednostajnie. Tu i ówdzie albit przeważa nad amfibolem, w innych okazach opisywanych skał występuje zjawisko przeciwne.

Własności optyczne amfibolu i albitu nie odbiegają od podanych wyżej cech dla czywczyńskich amfibolitów.

Albit tworzy miejscami soczewkowate skupienia ziarn o pewnej tendencji do idjomorfowego wykształcenia. Jego średnica dochodzi do 0,2 mm. Bardzo rzadko zjawiają się prążki albitowe oraz ślady łupliwości.

Epidot występuje niekiedy w ilości około 10%. Większe ziarna tego minerału występują tu w formach nieregularnych, przerosłych leukoksenem i albitem. Oznaczono dla epidotu: $\gamma - \alpha = 0,045$.

Kwarzec występuje w tych skałach akcesorycznie, w małej ilości w porównaniu z albitem. Amfibolity ze zlepieńca suligulskiego typu drobnoziarnistego odbiegają naogół strukturalnie od skał analogicznych, jakie znaleziono *in situ* w Albinie i na Prełukach. Amfibolity gruboziarniste nie różnią się natomiast niczem od ostatnio wymienionych.

Opisane wyżej saliczne składniki zlepieńca suligulskiego zostały dokładnie splanimetrowane, a wyniki odnośnych analiz planimetrycznych przeliczono na % wagowe tlenków. W ten sposób powstała tabela III, ilustrująca budowę chemiczną dziesięciu składników zlepieńca. Materiał podany w tej tabeli będzie użyty w następnym rozdziale przy zestawieniu ogólnych wniosków, dających się wysnuć z opracowania krystalicznych elementów Czywczyna.

Prócz opisanych elementów występują w zlepieńcu suligulskim inne rodzaje łupków krystalicznych oraz materiał osadowy. Wymienimy tu z tych skał łupki epidotowo-chlorytowe, kwarcytowe, chlorytowo-kwarcytowe, serycytowo-kwarcowe obok nielicznych okruchów piaskowców. Skały te są identyczne z opisanymi *in situ*. Wobec czego pominiemy ich opis.

Godnemi natomiast uwagi wydają się być s t o s u n k i ilościowe różnych skał, wchodzących w skład opisywanego zlepieńca. W celu uchwycenia tych stosunków, poddano analizie megaskopowej oraz mikroskopowej około 200 luźnych otoczków, zebranych na każdym z trzech szczytów, gdzie skała ta jest dobrze rozwinięta, mianowicie na Hniasie, Komanowej i Suligulu. Otrzymano w ten sposób następujące wyniki:

% skał	Hniasa	Komanowa	Suligul
Kwarcyty	51	55	55
Ciemny łupek kwarcytowy	24	18	15
Łupek chlorytowo-kwarcowy	7	8	8
Łupek serycytowo-kwarcowy	10	10	9
Łupek serycytowy	1	1	1
Gnejsy	6	8	10
Amfibolity i łupki epidotowe	1	—	2

Z powyższego zestawienia wynika, że stosunki ilościowe różnych składników zlepieńca są w wymienionych trzech miejscach mniejwięcej jednakowe. Zaznacza się jednakże dość charakterystycznie wzrost ilości skał bogatych w skalenie w kierunku północno-zachodnim. Obok tego wydaje się ważna obecność w zlepieńcu z Suligula większej ilości odłamków amfibolitów i skał epidotowych. Fakt ten wiąże się niewątpliwie z występowaniem amfibolitów *in situ* w potoku Albin.

Poddany analizie materiał został zebrany z luźnego żwiru, powstałego ze zwietrzenia zlepieńca. Stąd też niepodobna wysnuć ścisłych wniosków na podstawie wyżej podanej statystyki. Statystykę tę można przeprowadzić również w inny sposób. Ławice zlepieńca suligulskiego odznaczają się wielką niejednostajnością pod względem wielkości ziarn. Na kulminacjach terenu zajętego przez tę skałę spotyka się tu i ówdzie jej składniki w dużych blokach, dochodzących do 0,5 m średnicy. Najbardziej rozpowszechniony jest zlepieniec o wielkości ziarn 1—5 cm średnicy. W tej formie występuje on przeważnie w nieregularnym układzie warstw, tworząc niekiedy duże skałki o malowniczych, fantastycznych formach (Komanowa, Hniasa). Skały te występują tu naprzemian z drobnoziarnistym zlepieńcem, który przechodzi w żółtawo-szary,

małozwięzły piaskowiec. W materiale drobnoziarnistym zlepieńca widoczne jest wyraźne warstwowanie, którego brak w materiale gruboziarnistym. Przejścia między skałą drobnoziarnistą a gruboziarnistą są często nagłe. Wyraźne stopniowania wielkości ziarn są naogół rzadkie. Wydaje się, iż sedymentacja w czasie tworzenia się omawianej skały była dość burzliwa.

Inną statystykę ilościowego stosunku skał w zlepieńcu suligulskim przeprowadzono na tle okazów drobnoziarnistych. Wielkość ziarn tych okazów wahała się od 0,03 do 2 mm. Były to zatem materiały jakby piaskowcowe. W mikroskopie okazało się, iż pojedyncze ziarna tych okazów reprezentowały okruchy różnych skał krystalicznych, w których można było rozpoznać składniki zauważone w zlepieńcu gruboziarnistym. Zauważono również, iż materiał drobnoziarnisty nie posiada spoiwa lub też zawiera go bardzo mało w postaci sercytu, chlorytu, zwiertzałego biotyту oraz tlenków żelaza, zmieszanych z niedużą ilością substancji ilastej. Spoiwo to otacza składniki zlepieńca tylko cienką obwódką. Odnosi się wrażenie, iż składniki te ściśle do siebie przylegają (Tabl. VIII 5).

Te skały drobnoziarniste zostały poddane ilościowej analizie planimetrycznej. Wyniki tej analizy są zestawione w następującej tabeli:

	Hniatasa	Komanowa	Suligul
Kwarzec, kwarcyt	64	73	63
Łupek sercytowo-kwarcowy	9	—	—
„ chlorytowo-kwarcowy	11	2	7
„ sercytowy	4	—	4
Gnejs	1	—	1
Plagjoklaz	2	4	5
Mikroclin (pertyt)	1	3	4
Muskowit	1	4	6
Biotyt, chloryt, tlenki żelaza	6	12	8
Granat	1	2	—
Grafit	—	—	2
	100	100	100
% skaleni	3,4	6,7	9

Porównanie powyższej tabeli z wynikami podanymi dla zlepieńca gruboziarnistego prowadzi do wniosku, że składniki obu odmian są w zasadzie te same, a stosunek ilościowy ich części składowych jest podobny. Należy podkreślić, iż zlepienie drobnoziarniste zawierają oprócz odłamków skał również luźne minerały. Również procent skaleni w drobnoziarnistych skałach z Komanowej i Suligula jest większy niż w materjałach gruboziarnistych z tych miejscowości, przyczem zaznacza się wzrost procentu tych składników w kierunku północno-zachodnim.

Podobne stosunki wśród minerałów i odłamków skał krystalicznych zauważono u drobnoziarnistych zlepieńców zebranych z innych punktów obszaru zajmowanego przez zlepieniec suligulski (Steviora, Pirje, Górny Czeremosz). Należy wreszcie zauważyć, iż wielkość składników zlepieńca suligulskiego maleje w kierunku północno-zachodnim. Dowodem tego są następujące pomiary ich maksymalnej średnicy (w cm): Hniatasa 50, Komanowa 25, Pirje 15, Górny Czeremosz 8, Albin (grzbiet) 1, Budyjowska (stok północny) 0,5.

Reasumując powyższe stwierdzamy, iż kredowy (albcenoman) zlepieniec suligulski zawiera obok przeważających składników identycznych ze skałami znalezionymi *in situ*, łupki krystaliczne prawdopodobnie głębszej strefy (granity, aplity, gnejsy).

Próba analizy rozmieszczenia w tej skale różnorodnych składników wykazała pewne konsekwencje w kierunku północno-zachodnim, jak np. spadek wielkości okruchów, wzrost ilości skaleni. Uderza w tej skale brak spoiwa oraz wapieni.

Powyższe dane są jednakże tak fragmentaryczne, iż niepodobna wysnuć z nich ściślejszych wniosków ogólnych. Należałoby tutaj przeprowadzić bardziej szczegółowe badania, które byłyby niewątpliwie ważne ze względów ogólnogeologicznych.

Zestawienie wyników i wnioski.

W wyżej podanych ustępach zamieszczono szczegółowe wyniki badań mikroskopowych i chemicznych czywczyniskich paleozoicznych łupków krystalicznych oraz młodszych od nich wylewnych i żyłowych skał niezmetamorfizowanych,

Skały te zajmują w rejonie czywczyńskim około $\frac{1}{4}$ powierzchni zbadanego obszaru, którego ilustracją geologiczną jest załączona mapa. W ustępie końcowym podano prócz tego wyniki szczegółowej, mikroskopowej, jakościowej i ilościowej analizy elementów krystalicznych, występujących w kredowym zlepięncu suligulskim.

W wymienionych badaniach użyto do analizy bogaty materiał skalny, liczący około 3000 okazów. Analizę mikroskopową przeprowadzono na 1000 szlifach, chemicznemu zaś rozbiorowi poddano 36 okazów. Składniki zlepiénca suligulskiego, różniące się od łupków krystalicznych występujących *in situ*, poddano szczegółowej analizie planimetrycznej.

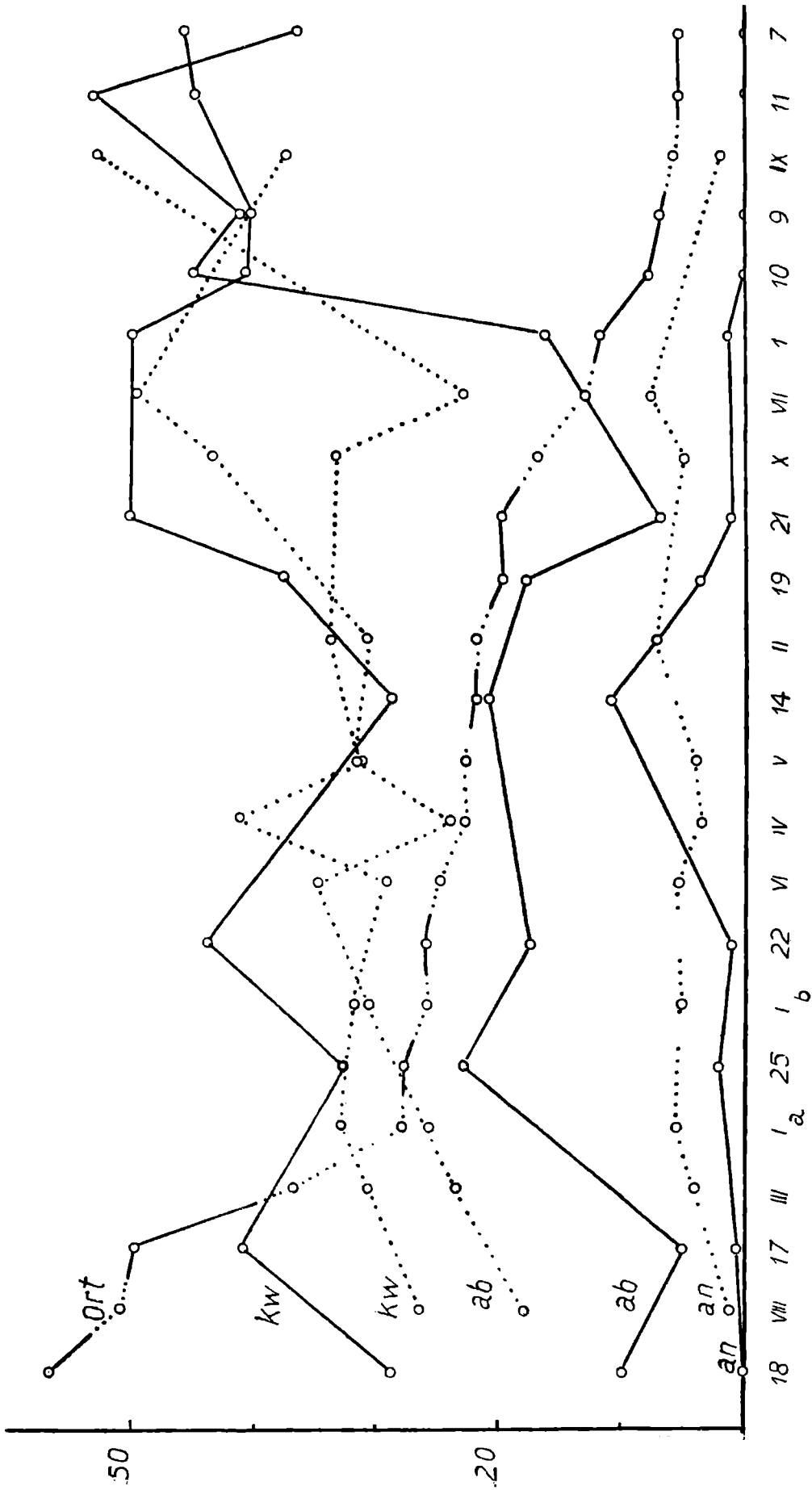
Sądzymy, iż przedstawiony materiał jest wystarczający do nakreślenia ogólnego obrazu rejonu Czywczyzna, jako prowincji petrograficznej. Zanim podamy wygląd tego obrazu, przedstawimy pokrótce najważniejsze wyniki, osiągnięte wśród badań petrograficznych. Są one następujące:

1. Najstarszym i najważniejszym elementem składowym czywczyńskich łupków krystalicznych są gnejsy. Wśród analizy tych skał nie pominięto dlatego żadnej odkrywki, w której ich obecność została stwierdzona. Dwanaście tych skał poddano szczegółowej analizie chemicznej.

Z badań terenowych, uzgodnionych z laboratoryjnemi, wynikło, iż gnejsy występują tu stosunkowo rzadko. Punkty ich rozmieszczenia są ponadto w zbadanym obszarze dość rozproszone. Największy zwarty kompleks tych skał pokrywa grzbiet Prełużnego, znacznie mniejszy występuje pod Łostuniem i na południe od tego szczytu, na granicy rumuńskiej. Poza temi trzema punktami tworzą gnejsy małe wysepki, najczęściej wśród łupków chlorytowo-serycytowych.

2. Badania mikroskopowe stwierdziły, iż wśród salicznych minerałów występuje w gnejsach najczęściej ortoklaz (mikroclin) oraz albit, bardzo rzadko oligoklaz. Kwarzec zjawia się w tych skałach stale w nadmiarze, femiczne zaś składniki zreguły w małej ilości. Wśród ostatnich główną rolę odgrywa biotyt. Stan zachowania składników gnejsowych jest dobry; mało w nich znajdujemy produktów wtórnych, metasomatycznych.

3. Szczegółowe badania struktury gnejsów wykazały obecność dobrze zachowanych reliktyw. Stwierdzono na tej



Ryc. 1.

Gnejsy czywczyńskie oraz zlepieńca suligulskiego w wykresie norm.
 (Linje pełne — skały wrosłe, kropkowane — zł. suligulski).

podstawie, iż większość tych skał należała przed metamorfozą do elementów wylewnych o strukturze porfirowej, a teksturze niejednokrotnie potokowej. W wielu szlifach zauważono relikty typowych prakryształów kwarcu i skaleni, częstokroć magmowo zresorbowanych oraz sprotoklazowanych.

4. Metamorfoza dynamiczna nie zdołała zbytnio zatrzeć pierwotnego charakteru gnejsów jako skał magmowych. Jej napięcie nie było zatem zbyt wysokie, względnie strefa, w której ta metamorfoza się odbywała nie była zbyt głęboka. Pierwotna natura magmowca mogła być dlatego w analizie mikroskopowej gnejsów przeważnie z łatwością odcyfrowana.

5. Wyniki analiz chemicznych gnejsów wypadły przeważnie zgodnie z analizami mikroskopowymi. Pierwotne magmowce czywczyńskie tego typu były zatem skałami w określeniu według amerykańskiej petrografji, normatywnymi. Fakt ten ułatwił w znacznej mierze klasyfikację zanalizowanego materiału. W celu dokonania tej klasyfikacji użyto prostego sposobu wykresowego, przedstawionego w rys. 1. W tym wykresie przedstawiono zróżnicowanie elementów gnejsowych według ilościowego stosunku najważniejszych minerałów salitycznych (ortoklaz, albit, anortyt i kwarciec), obliczonych jako „normy“. Wnosząc odpowiednie liczby dla norm wymienionych minerałów, uporządkowano je według malejącego procentu ortoklazu. Z tak sporządzonego wykresu można bezpośrednio odcyfrować istotne cechy danego gnejsu i na tej podstawie przydzielić go do odpowiedniej grupy systematycznej. Sposób ten okazał się o tyle naturalny, iż wykres, sporządzony w zasadzie na podstawie analiz chemicznych, daje wyniki zgodne naogół z analizą mikroskopową skały. Można zatem z załączonego wykresu odczytać, iż wśród 12 analizowanych gnejsów przeważającą grupę tworzą skały ortoklazowe (mikroklinowe, sześć elementów). Jedna skała okazywała albit i ortoklaz w równowadze, jedna należała do gnejsów oligoklazowych, reszta zaś, t. j. cztery skały, były już wybitnie albitowe. Kwarciec występuje prawie we wszystkich gnejsach w dużej ilości, we większości mniejwięcej w tym samym procencie. Obecność tego składnika gnejsów w nadmiarze może być wytłumaczona zjawiskami wtórnymi. Skały te, podobnie jak inne krystalicznego trzonu Czywczyna, są zreguły

poprzerzynane żyłami kwarcowymi lub zawierają „pokładowe“, wtórne wkładki tego minerału, od których przy analizie chemicznej okazów niepodobna ich było uwolnić. Analizowany materiał był zatem w znacznym stopniu zsylikowany.

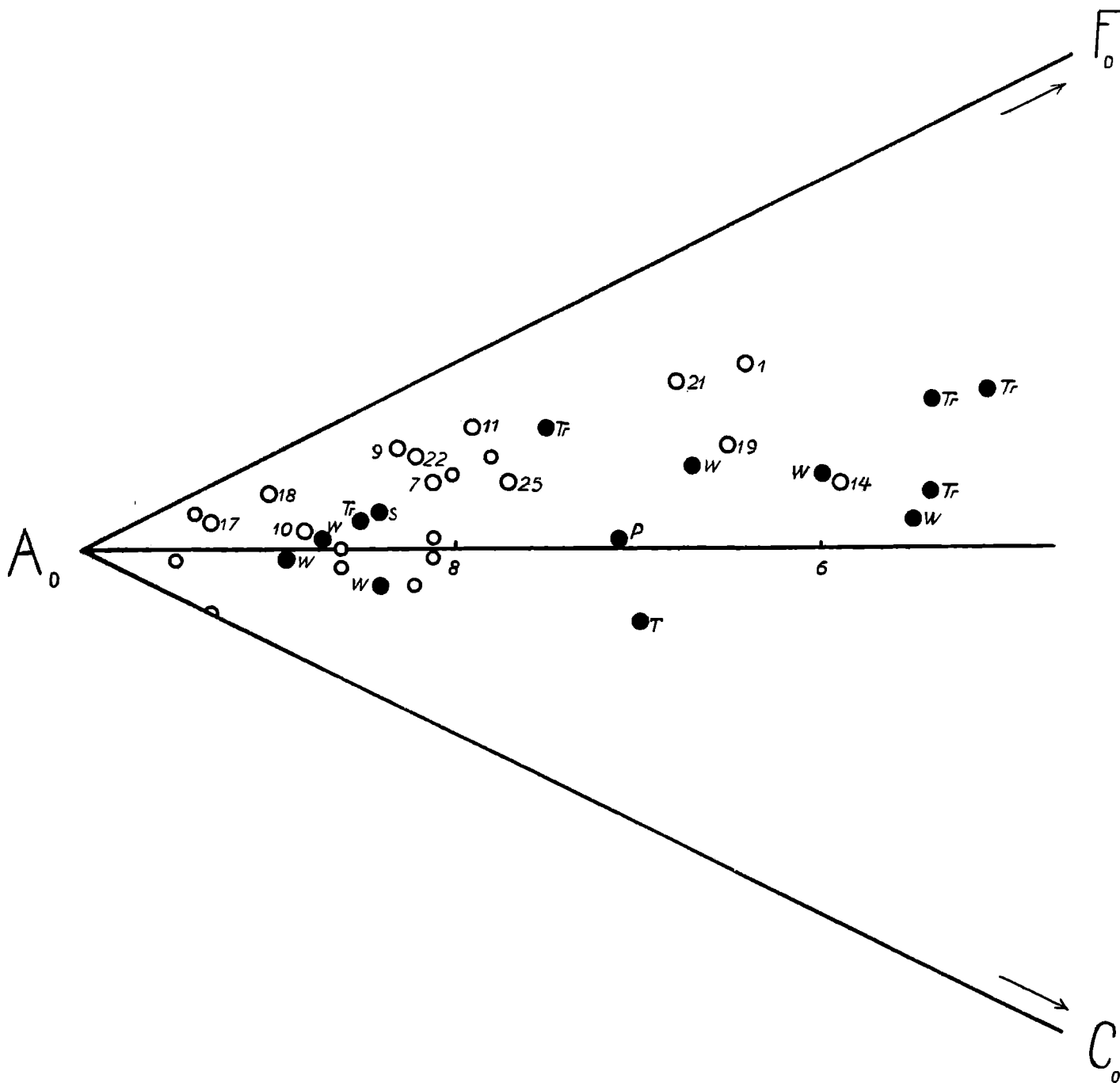
6. Na podstawie wyników analizy mikroskopowej i chemicznej można było stwierdzić, iż zbadane gnejsy należą wyłącznie do typu *o r t o g n e j s ó w* (*G r u b e n m a n n*). Materiał wyjściowy, z którego powstały, odpowiada w przeważającej ilości elementom kwaśnym, *r i j o l i t o m*; w mniejszej ilości są tu reprezentowane pierwotne *g r a n i t y* obok *a p l i t ó w*.

Dla uchwycenia prowincjonalnego charakteru omawianych gnejsów, użyjemy przede wszystkim wykresowego sposobu *B e c k e g o*. Odpowiedni wykres przedstawia rys. 2. Na rysunku tym występują elementy gnejsowe prawie wszystkie w pobliżu wierzchołka A_0 oraz linii A_0-F_0 . W polu jakie tutaj zajmują, wyłaniają się trzy grupy. Skały 7, 9, 11, 10, 17, 18, 22, 25 okazują się skrajnie alkalicznymi, przyczem odnośne punkty w projekcji obejmują elementy zarówno sodowe jak i potasowe. Do drugiej grupy należą skały 1, 19, 21. Grupa ta, jako bardziej femiczna, jest przesunięta nieznacznie w kierunku wierzchołka F_0 . Grupa trzecia, do której należy jedyna skała 14, wypada już właściwie poza pole granitowe.

Punkty odpowiadające procentowi mol. SiO_2 znalazły się w wymienionym rysunku, o ile idzie o część grupy pierwszej i elementy grupy drugiej, znacznie ponad linią normalnego przesycenia krzemionką. Zilustrowany w ten sposób nadmiar krzemionki w opisywanych skałach można odnieść, jak to wyżej wspomnieliśmy, jedynie do czynników wtórnych, działających bądźto w okresie tworzenia się magmowców, bądź też podczas metamorfozy.

Analiza prowincjonalnego charakteru gnejsów czywczyńskich, przeprowadzona sposobem *B e c k e g o*, stwierdza zatem, iż mamy tu reprezentowane typy *o r t o g n e j s ó w*, *p o c h o d n y c h* skał grupy *a l k a l i c z n e j* (*a t l a n t y c k i e j*).

Na rys. 3. przedstawiono w punktach w projekcji *B e c k e g o* obok gnejsów czywczyńskich chemiczne rozbiory



Ryc. 3.

Gnejsy czywczyńskie i zlepieńca suligulskiego obok niektórych skał magmowych Polski (kółka pełne) w projekcji Beckego.
 (T. = Tatry, P. = porfir krakowski, W. = Wołyń, Tr. S. = tufy berestowieckie).

poznanych niektórych dotąd magmowców polskich. W szczególności umieszczono w tej projekcji dla porównania średnią z granitów tatrzańskich, z porfirów okręgu krakowskiego, sześć zanalizowanych dotąd granitowych skał wołyńskich oraz niektóre elementy składowe tufów bazaltu berestowieckiego. Z porównania pozycji odnośnych punktów wynika, iż skały czywczyńskie zajmują w zasadzie odrębne pole w porównaniu z resztą. Najbardziej zbliża się do nich grupa granitów i aplitów wołyńskich (granit korecki, ośnicki, aplit klesowski) oraz trzy elementy tufów berestowieckich. Z czywczyńskich skał wiążą się ściśle z ostatnimi np. gnejsy ortoklazowe Czolakinu, Łostunia oraz skała albitowa z Czymirnego. Ostatnio wymienione skały wykazują jednakże znaczny nadmiar krzemionki, której obecność została wyżej uzasadniona.

Granit tatrzański oraz porfiry krakowskie znalazły się w projekcji daleko od skał czywczyńskich. Szczególnie uderzający jest w projekcji związek między skałami Czywczyna a elementami granitowemi masywu wołyńskiego.

W obrębie gnejsów czywczyńskich znaleziono elementy wybitnie potasowe obok wybitnie sodowych. Powstało zatem pytanie, czy niema tu reprezentowanych elementów prowincji sodowej (atlantyckiej) obok potasowej (śródziemnomorskiej). Obecność trzech prowincyj magmowych została ostatnio podkreślona przez N i g g l i' e g o¹⁾, który dla udokumentowania swej tezy opracował specjalny sposób projekcji. Sprawę stosunku skał czywczyńskich do trzech szeregów magmowych rozważymy na tle odnośnych wykresów N i g g l i' e g o. Podkreślamy w tem miejscu, iż sposób N i g g l i' e g o był dotąd używany w zasadzie do skał magmowych niezmetamorfizowanych. Skały zmetamorfizowane odznaczają się zmienionym chemizmem w stosunku do wyjściowego materiału. Jednakże zmiany nie są zazwyczaj tutaj zbyt daleko idące, zwłaszcza w głównych składnikach. Z drugiej strony przy użyciu projekcji zurychskiego uczonego może być uchwycony wyraźniej ogólny kierunek tych zmian.

Rys. 4 przedstawia rozmieszczenie punktów, odpowiadających wartościom projekcyjnym N i g g l i' e g o dla skał

¹⁾ P. N i g g l i, Gesteins — und Mineralprovinzen, 1923.

czywczyńskich, na tle ogólnego wykresu, przyjętego przez wymienionego autora dla magmowców typu alkaliczno-wapiennego (pacyficznego). Z rozmieszczenia punktów skał salicznych, odpowiadających wartościom *al*, *fm alk* oraz *c* wynika, iż przebieg ich naogół nie jest zgodny z linjami wykresu ogólnego. Dla zilustrowania tego faktu wyznaczono ten przebieg zapomocą osobnych krzywych (kropkowanych), przyczem objęto temi linjami zarówno elementy *in situ*, jako też składniki zlepieńca suligulskiego, których charakterystyka będzie podana poniżej. Z porównania przebiegu linii czywczyńskich oraz ogólnego wykresu wynika co następuje:

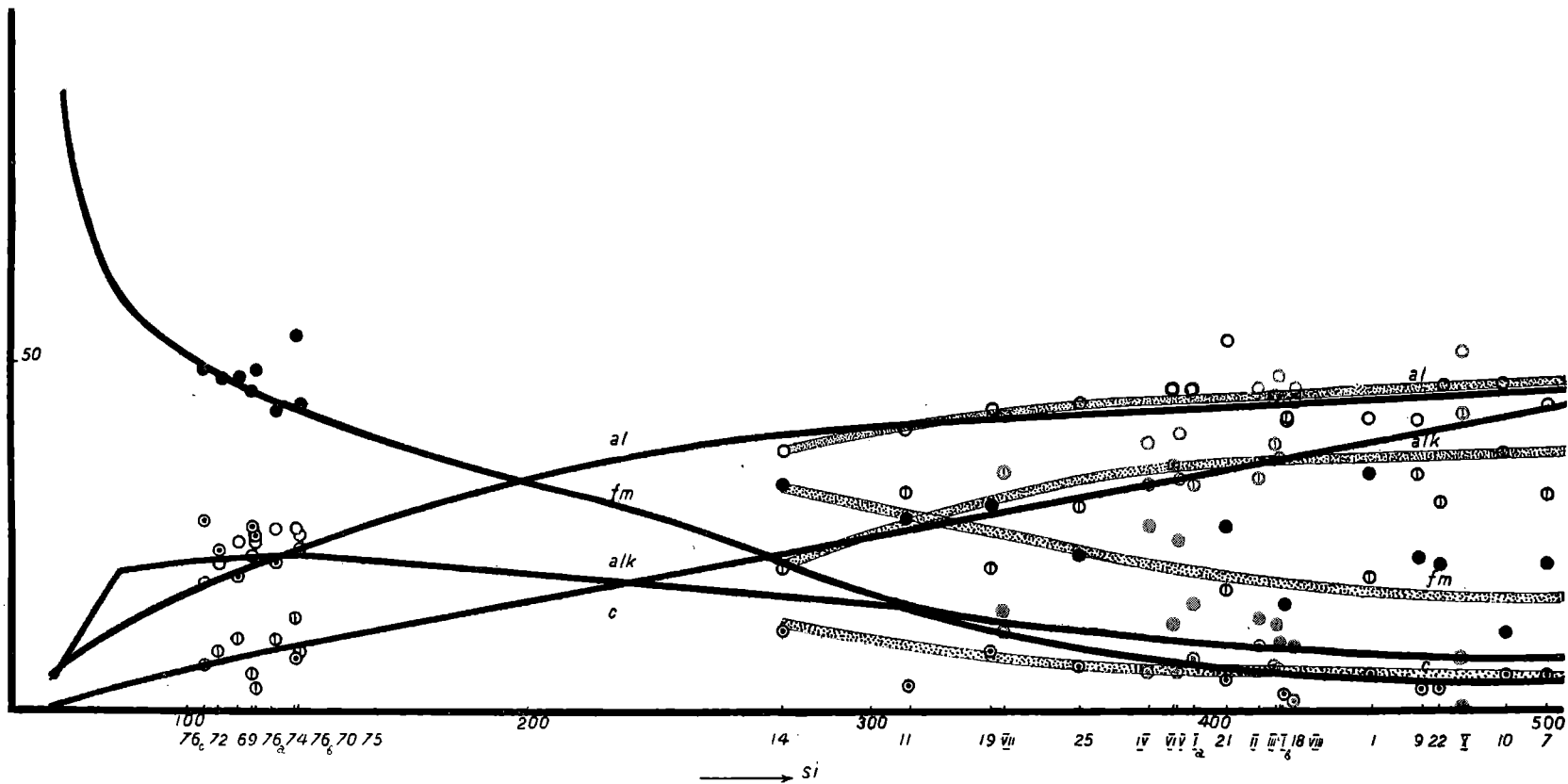
1. Linje *al*, *alk* oraz *c* w obu szeregach okazują analogiczny przebieg. Natomiast linje *fm*, jakkolwiek mają tensam charakter, leżą w znacznej od siebie odległości. Elementy czywczyńskie są znacznie bogatsze w składniki femiczne w porównaniu z analogicznymi magmowcami typu ogólnego.

2. W wykresie ogólnym linje *al* oraz *alk* biegną wyraźnie zbieżnie, w skałach czywczyńskich linje te prawie od początku przyjmują względem siebie położenie równoległe.

3. I z o f a l j a (punkt przecięcia się linii *al* i *fm*) jest przesunięta dla skał czywczyńskich nieznacznie w kierunku wyższych wartości *Si* (około 250).

4. Gdyby nie uwzględnić elementów zlepieńca suligulskiego, przebieg linii czywczyńskich dla skał *in situ* byłby nieco odmienny. Alkalja oraz *al* okazywałyby przeciętnie niższe wartości. Linja *fm* przebiegałaby wyżej, linja *c* niżej — słowem wykres bardziejby odbiegał od ogólnego. Elementy zlepieńca suligulskiego zbliżają się, poza wartościami *fm*, znacznie do skał pacyficznych.

Wartości projekcyjne N i g g l i e g o tego samego zespołu skał czywczyńskich, rzucone na tło ogólnego wykresu tego autora dla skał sodowych (atlantyckich), dają charakterystyczny obraz (rys. 5). Uderza tu przedewszystkiem wysunięcie badanych skał poza obręb ogólnego schematu w kierunku wartości *si* wyższej od 400. Fakt ten możnaby wytłumaczyć wielokrotnie już podnoszonym zjawiskiem sylikacji skał salicznych na Czywczynie. Uwzględniając powyższe, należałoby wykres czywczyński przesunąć mniejwięcej o 100 jednostek *si* na lewo. Przebieg linii czywczyńskich przed owym przesunięciem oraz po jego wykonaniu jest bardziej niezgod-

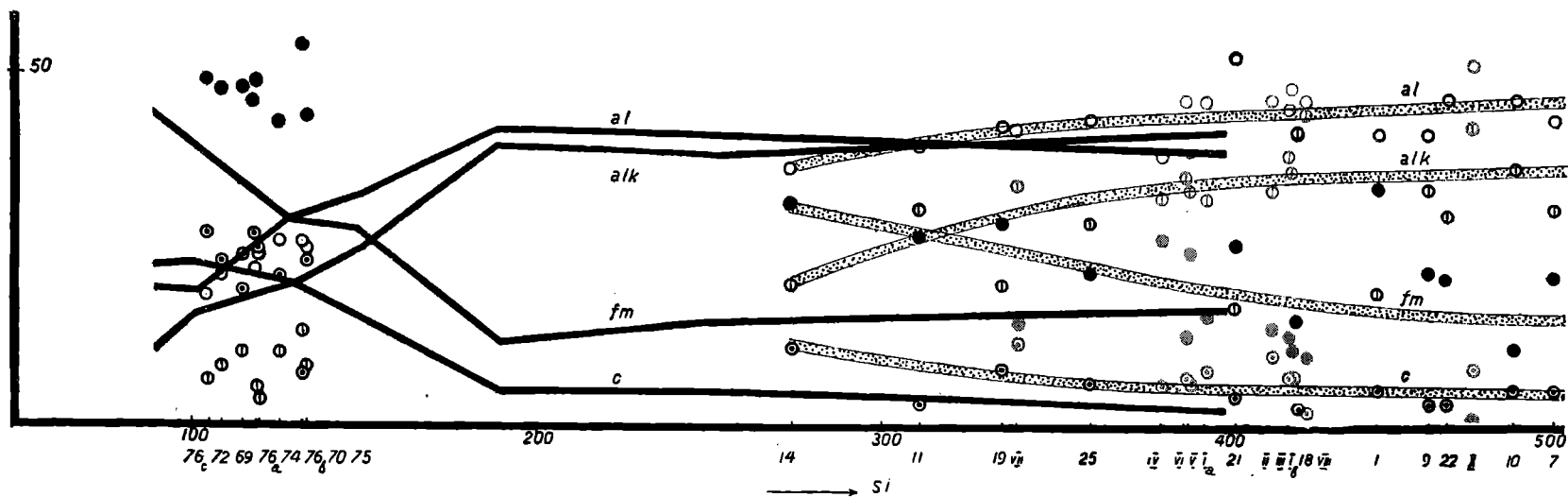


Ryc. 4.

Skały czywczyńskie na tle projekcji ogólnej szeregu pacyficznego według

Niggli'ego.

(Zn. czerw. = zl. suligulski).



Ryc. 5.

Skąły czywczyńskie na tle projekcji ogólnej szeregu atlantyckiego według Niggli'ego.

(Zn. czerw. = zł. suligulski).

ny z linjami wykresu ogólnego w porównaniu z ogólnym wykresem pacyficznym. Zwłaszcza uderzającą jest tu równoległość linii czywczyńskich dla *fm* i *c* przy zbieżności analogicznych linii ogólnego wykresu w kierunku wzrostu wartości *si*. Linje *al* oraz *alk* ogólnego wykresu przebiegają blisko siebie, krzyżując się w pobliżu wartości 310 dla *si*. Analogiczne linje czywczyńskie biegną prawie równoległe względem siebie, jednakże w znacznych odległościach. Wyeliminowanie elementów zlepieńca suligulskiego z powyższego wykresu dałoby obraz skał czywczyńskich również znacznie odbiegający od ogólnego wykresu skał atlantyckich.

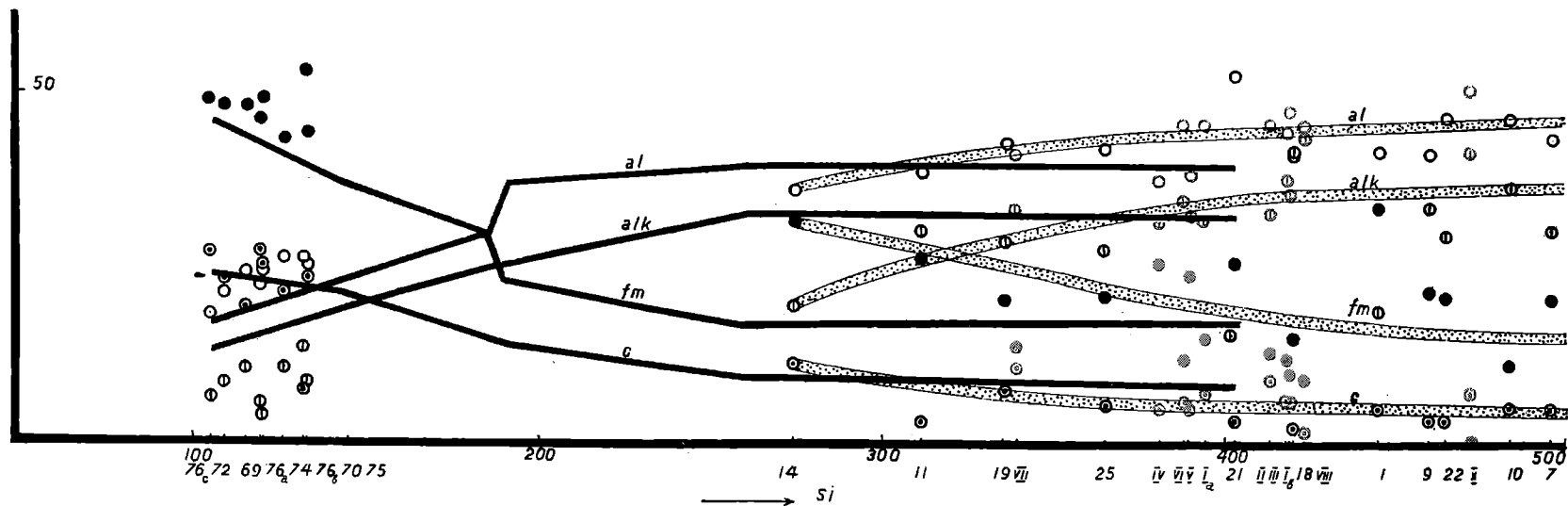
Na rysunku 6. sporządzono analogiczny wykres skał czywczyńskich na tle szeregu potasowego, wyróżnionego przez Niggli'ego. Tutaj uderza również wysunięcie skał czywczyńskich poza wykres, z powodu nadmiaru SiO_2 , jednakże przebieg wszystkich linii tej prowincji petrograficznej w zasadzie jest bardzo zbliżony do linii wykresu ogólnego. Gdybyśmy przesunęli, odliczając nadmiar krzemionki o 100 jednostek *Si*, liczby czywczyńskie na lewo, oba wykresy okazałyby znaczną zgodność w przebiegu linii. Zgodność ta byłaby tutaj największą wśród wszystkich dokonanych porównań, będąc szczególnie podkreślona równoległością wszystkich linii w wykresie czywczyńskim oraz ogólnym. Uwzględniając ten fakt oraz stwierdzoną uprzednio przewagę skał ortoklazowych wśród opisywanych elementów, występujących zarówno *in situ*, jakoteż w składnikach salicznych zlepieńca suligulskiego, ponadto zgodność charakteru chemicznego skał czywczyńskich z grupą monzonitowej serji wołyńskiej, uważamy za udowodnione obecność w badanym obszarze serji potasowej (śródziemnomorskiej). Serja ta jest tu reprezentowana przez przeważającą ilość gnejsów ortoklazowych (mikroklonowych), stwierdzonych zarówno w skałach salicznych *in situ*, jakoteż w elementach zlepieńca suligulskiego. Z wykresów Niggli'ego, podanych dla skał czywczyńskich, wynika ponadto, iż metamorfoza dynamiczna nie zdołała zatrzeć pierwotnego chemizmu magmowców, które uległy przeobrażeniu. Odnosi się to do wszystkich składników z wjątkiem SiO_2 , którego nadmiar został wyjaśniony. Nie da się jednak zaprzeczyć, że w grupie elementów *al*, *alk* oraz *c* nastąpiły

pewne przesunięcia, wywołane metamorfozą. W porównaniu z szeregami N i g g l i ' e g o zaznacza się np. wyraźny spadek *c*, zwyczajka *fm* oraz *al*. Wykazywano już niejednokrotnie, iż metamorfoza dynamiczna odbywa się wśród dyfuzji składników chemicznych skały, która wywołuje bądźto ubytek pewnych elementów, bądź też przybytek w materiale ulegającym przeobrażeniu. B e c k e ¹⁾ zaznacza wyraźnie, iż metamorfoza dąży do wyrównania chemizmu skał ulegających przeobrażeniu w stosunku do otoczenia. Gnejsom czywczuńskim towarzyszą osłony złożone, poza nielicznymi wyjątkami, ze skał z nadmiarem SiO₂ oraz z niedomiarem CaO (łupki kwarcytowe, serycytowe i inne). Wyrównywanie wspomnianego chemizmu spowodowało dyfuzję CaO z gnejsów do osłony oraz wędrówkę krzemionki w kierunku przeciwnym. Mimo takiej dyfuzji, jak to wyżej zaznaczono, nie zostały pierwotne stosunki chemiczne wśród gnejsów zbyt zmienione.

Należy wkońcu zaznaczyć, iż niektóre ogniwa szeregu czywczuńskiego znajdują swoje odpowiedniki w wykazie magm, podanych przez N i g g l i ' e g o (l. c.). Tak np. skała 7 odpowiada w przybliżeniu magmie t r o n d h j e m i t o w e j, wykazując jednak wyższą wartość *si*. Ta sama skała może odpowiadać również magmie alkalicznych granitów, ma jednak większe od niej *c*, mniejsze *alk*. Ogólne cechy chemiczne tej skały zbliżają ją również do magmy rapakiwitowej. Podobnie skała czywczuńska 10 odpowiadałaby magmie alkalicznych granitów, skała 11 magmie sodowo-sijenitowej, 14 normalno-granitowej, 18 alkaliczno-granitowej, 19 magmie grano-dijorytowej, a 25 magmie yosemitowej i t. p.

Wśród elementów krystalicznych zlepieńca suligulskiego nie odgrywają gnejsy, ilościowo biorąc, wybitniejszej roli, niemniej są one tutaj składnikami bardzo charakterystycznymi. Stosunek tych skał do gnejsów czywczuńskich został uwypuklony wyraźnie w rys. 1. Jak to wyżej zaznaczono, rysunek ten sporządzono przez wniesienie „norm” obliczonych ze składu chemicznego skał według modły amerykańskiej. W wymienionym wykresie użyto również norm dla gnejsów zlepieńca suligulskiego, które obliczono z analiz pla-

¹⁾ F. Becke, Stoffwanderung bei der Metamorphose, Tschermaks Mitt.



Ryc. 6.

Skały czywczyńskie na tle projekcji ogólnej szeregu śródziemnomorskiego
według Niggli'ego.

(Zn. czerw. = zl. suligulski).

nimetrycznych, przeliczonych na skład chemiczny. Odnośne analizy zaznaczono w wykresie liczbami rzymskimi. W rysunku tym linja ortoklazu, nakreślona według zmniejszającego się procentu tego składnika, jest wspólna dla skał czywczyńskich i suligulskich, przyczem elementy pierwszego rodzaju są zaznaczone linjami pełnymi, drugiego zaś kropkowanymi. Cechy charakterystyczne grupy gnejsów czywczyńskich, występujące w tym wykresie, zostały podkreślone wyżej. Odnośnie do zlepieńca suligulskiego stwierdzamy co następuje:

1. Ortoklaz jest w zlepieńcu składnikiem głównym, występującym we wszystkich skałach. Z jego spadkiem rośnie ilość albitu, który zjawia się tutaj zawsze w większej ilości niż w skałach *in situ*.

2. Anortyt występuje w zlepieńcu w małych ilościach, zjawiając się jednakże w każdej skale. Jest go przeciętnie więcej niż w skałach czywczyńskich. Wynika stąd, iż panującym plagjoklazem w gnejsach zlepieńca jest kwaśny oligoklaz, gdy tymczasem w skałach *in situ* panującym elementem jest albit (za wyjątkiem skały 14).

3. Kwarzec występuje w zlepieńcu w mniejszej ilości niż to miało miejsce w skałach *in situ*. Fakt ten świadczy o większej „magmowej czystości“ gnejsów suligulskich.

Skały te, jak to podano w ich opisie, tworzą dwie grupy strukturalne. Przewarżającą grupą są granity o strukturze krystalicznej, dynamicznie niezmetamorfizowane lub nieznacznie tylko przeobrażone. Z niemi łączą się bezpośrednio żyłowe aplity. Grupę drugą tworzą gnejsy wyraźnie łupkowane, jednakże również słabo zmetamorfizowane.

Z wyników wszystkich badań elementów salicznych zlepieńca suligulskiego można wysnuć wniosek, iż obok analogicznych lub nawet identycznych skał z gnejsami czywczyńskimi zawiera zlepieniec odpowiedniki serji skalnej niereprezentowane dziś w profilach skał *in situ*. Elementy te są prawdopodobnie starsze, jakkolwiek ogólnym charakterem nie odbiegają zbyt od poznanych gnejsów czywczyńskich.

Przejdźmy z kolei do omówienia wyników badań innych skał paleozoicznych.

Jako łupki serycytowe wydzielono tutaj te skały, które swój wyraz petrograficzny zawdzięczają obecności serycytu.

Skały te, zreguły drobnoziarniste, występują w rejonie Czywczyna w dwóch formach, wyróżniających się wielkością ziarna. Do pierwszej kategorii zaliczono skały o przeważającym składzie: kwarciec + serycyt. Minerale te są tu rozwinięte w ziarnach wyraźnie zindywidualizowanych. Grupę drugą tworzą skały o teksturze pilśniowej; ich poszczególne składniki nie są do odróżnienia. W grupie pierwszej zasługują na szczególną uwagę odmiany o kwarcach ostrokrawędzistych, jako materiały, które prawie były niedotknięte metamorfozą.

Analiza chemiczna trzech próbek tych skał wykazała obecność niedużej ilości krzemionki, dużej zaś glinki. Nie ulega wątpliwości, iż łupki serycytowe wywodzą się z materiału piasczysto-ilastego.

Odnośnie do łupków chlorytowych przeprowadzono selekcję petrograficzną, odróżniając wśród tych skał w rejonie czywczyńskim elementy chlorytowe *sensu stricto* od skał pokrewnych. Pierwszy rodzaj, zwany w niniejszej pracy również w ł a ś c i w e m i ł u p k a m i c h l o r y t o w e m i, wywodzi się z zasadowych skał magmowych, obfitujących w femiczne składniki. Analiza chemiczna dwóch próbek właściwych łupków chlorytowych, przeliczona na wartości projekcyjne B e c k e g o, potwierdziła ten pogląd. Łupki chlorytowe znalazły się w odnośnym wykresie w pobliżu skał teralitowych. W wykresie N i g g l i e g o zaznaczyło się to samo ich stanowisko. Powyższe skały zajmują tu pozycję zbliżoną do punktów charakteryzujących gabra teralitowe i esseksytowe.

W składzie mineralnym tych skał powtarza się kombinacja główna chloryt + albit + kalcyt. Chloryt powstał prawdopodobnie z przeobrażenia biotyту oraz amfibolu. Reliktowe struktury biotyту są w pseudomorfozach chlorytowych jeszcze dziś widoczne. Należy nakoniec zauważyć, iż łupki chlorytowe w szerszym znaczeniu występują w znacznej części krystalicznego obszaru nad Czeremoszem, natomiast właściwe łupki tego rodzaju są w występowaniu ograniczone. Stwierdzono obecność licznych przejść właściwych łupków chlorytowych do skał innego rodzaju, przedewszystkiem typu serycytowego. Te skały — ł u p k i c h l o r y t o w o - s e r y c y t o w e — przeważają w terenie. Genetycznie biorąc mamy

do czynienia bądźto z elementami pierwotnie osadowymi, bądźteż z mieszaniną magmowców i osadowców, przeobrażonych dynamicznie. W rozpoznawaniu megaskopowem i odróżnianiu właściwych łupków chlorytowych (pochodnych magmowców) od innych zielonych skał następują się trudności, wywołane w znacznej mierze obecnością w tych skałach również zielonego serycytu.

Łupki epidotowe występują w rejonie Czywczyna w nielicznych punktach. Tworzą one elementy zbite, barwy ciemno-zielonej. W ich składzie mineralnym głównym, często przeważającym składnikiem, jest epidot (pistacyt), który obok chlorytu i albitu tworzy tło skalne.

Analiza chemiczna dwóch okazów tych skał wykazała ich pokrewieństwo z magmowcami typu gabra. Znajdujemy potwierdzenie tego poglądu w obrazie pozycji tych skał w projekcji Beckego. Tutaj znalazły się te elementy obok bądźto cieszynitów i skał monzonitowych wołyńskich, bądźteż obok mocno przeobrażonych amfibolitów. W stosunku do szeregów skał wyróżnionych przez Niggli'ego, zbliżają się te elementy do magmowej grupy alkaliczno-wapiennej.

Amfibolity czywczyńskie przedstawiają grupę skał rzadko występujących w badanym obszarze. Znalezione je za ledwie w trzech punktach, jako wtrącenia magmowego pochodzenia, wśród innych łupków krystalicznych. Odpowiadają one prawdopodobnie intruzjom skał gabro-norytowych. Zarówno w projekcji Beckego, jakoteż w liczbach Niggli'ego znajdujemy dowody na ten pogląd. Istnieją według Smulikowskiego niewątpliwie znaczne analogje między temi skałami a amfibolitami krystalicznego trzonu tatrzańskiego, zbadanymi dokładnie przez Pawlicę i Jaskólskiego. Skały te z obu krystalicznych trzonów dadzą się chemicznie wywieść z magmy gabro-norytovej, przyczem materiał z obszaru nad Czeremoszem był nieco bogatszy w cząsteczki anortytowe. Jego plagioklaz był zatem bardziej zasadowy. Uwidacznia to między innymi poniższe zestawienie parametrów magmowych:

	Czywczyn.			
Prełuki (75)	II (III).	5.	4.	4. (An. 30.3)
Albin (76 a)	III.	5.	4.	4. („ 32.2)
Albin (76 b)	II.	5.	(3)	4.4 („ 30.0)

T a t r y.

Stare Czuby	III.	5.	3.	4.(5)	(An. 21.7)
Stare Roboty	III.	5.	3.	4.(5)	(„ 21.7)
Wołowiec	(II) III.	5.	3.	4.	(„ 21.7)
Kasprowy	III.	5.(3)	4.	4.	(„ 23.9)

W amfibolitach obu obszarów zaznaczają się natomiast charakterystyczne różnice w mikroskopowym składzie mineralnym. W elementach tatrzańskich plagioklaz jest andezytem, granat jest zazwyczaj nieobecny, epidot i zoizyt, jak dotąd, nieznan, a tlenek tytanu wchodzi w skład tytanitu nie zaś ilmenitu. W amfibolitach z nad Czeremosza występują wyłącznie najkwaśniejsze ogniwa plagioklazów (albit—kwaśny oligoklaz) w towarzystwie epidotu lub zoizytu i granatu. Ilmenit jest tu zawsze zastąpiony przez tytanit, po części przez rutyl. Według Smulikowskiego wypływa tu wniosek natury ogólniejszej: amfibolity tatrzańskie, tworzące wtrącenia w granicie względnie w ortognejsach przylegających do granitów, pochodzą z głębokiej strefy metamorfizacyjnej. Natomiast amfibolity czywczyńskie, tworzące żyły w zmetamorfizowanych paleozoicznych osadach piaszczysto-ilastych uległy przeobrażeniu w strefach płytszych.

Najmłodszym elementem wśród paleozoicznych łupków czywczyńskich są skały kwarcytowe. Ich wygląd megaskopowy i mikroskopowy nie przedstawia nic szczególnego. Są to elementy dynamicznie silnie zmetamorfizowane, o składnikach przeobrażonych morfologicznie przede wszystkim pod wpływem stresu. Zauważono w wielu szlifach tych skał charakterystyczny objaw dynamiki metamorfozy w postaci zorjentowania ziarn kwarcu optycznymi kierunkami równoległe do płaszczyzny łupkowatości skały. W zjawisku tem, które wymaga bliższego prześledzenia, zaznacza się tutaj pewna skala. Różne gatunki łupków kwarcytowych posiadają różne procenty ziarn kwarcu zorjentowanych optycznie względem kierunku działania stresu.

Na uwagę bliższą zasługują żyły, obecne w tych skałach, jako elementy wtórne, ilustrujące kilka faz dynamicznych. Łupki kwarcytowe powstały z materiału piaszczystego zmieszanego z niedużą ilością substancji ilastej, przeobrażonej wśród metamorfozy w serycyt oraz substancji organicznej

(miała roślinnego), która wśród metamorfozy uległa zgrafityzowaniu.

Reasumując powyższe stwierdzamy, iż w obrębie paleozoicznych łupków krystalicznych pasma czywczyńskiego są reprezentowane zarówno skały zmetamorfizowane pochodzenia magmowego jakoteż osadowego. Do pierwszej kategorii zaliczamy elementy saliczne (gnejsy), wywodzące się z magmowców szeregu sodowego i potasowego, rzadziej z alkaliczno-wapiennego. Najsilniej jest reprezentowany wśród tych skał element potasowy. Obok tego znajdujemy tutaj przeobrażone pochodne femiczne magmowców (łupki chlorytowe oraz amfibolity), które reprezentują częściowo grupę alkaliczno-wapienną, częściowo — magmowce teralitowe obok esseksytowych. Są to skały sklasyfikowane w systematyce jako elementy „orto“. Znamiona tych skał, uchwycone w mikroskopie jako dokumenty przeobrażenia dynamicznego, zdają się przemawiać za poglądem, iż nie przechodziły one metamorfozy w strefach głębszych litosfery, względnie nie były zbyt silnie zaangażowane tektonicznie. Dotyczy to również i skał „para“, których obecność została stwierdzona w obrębie wszystkich zbadanych łupków serycytowych, kwarcytowych oraz skał pośrednich.

W obrębie pokrywy mezozoicznej, której obecność została stwierdzona w resztkach, jako osobnej jednostki tektonicznej, stwierdzono w rejonie Czywczyna występowanie magmowców niezmetamorfizowanych. Należą tu skały wylewne, budujące szczyt Czywczyna i występujące na jego południowych tyłach, oraz żyłowe w potoku Ryzowaty i na Prełęcznym.

Szczegółowe zbadanie tych skał mikroskopowe i chemiczne zezwala na wysnucie ważnych wniosków ogólnej natury. Głównymi składnikami elementów bazaltowych Czywczyna, Popadji, Budyjowskiej i Prełęcznego są albit i piroksen diopsydowy. Niektóre ze skał zawierają oba wymienione składniki w poważnych ilościach, inne w rozmaitych stosunkach. Poznano tutaj okazy, które nie zawierały np. piroksenu. Piroksen i albit tworzą bądźto wyraźne dwie generacje (prakryształy i ciasto skalne), lub też tylko jedną. Ciekawe różnice stwierdzono w stanie zachowania bazaltów. Niektóre okazy są pra-

wie świeże (szczyt Czywczyna). Ich skałeń, zarówno w prakryształach jak i w cieście skalnem, jest doskonale zachowany lub nieznacznie pokryty produktami metasomozy; tlenki żelaza nierozłożone, szkliwo w nieznacznym stopniu zdewitryfikowane. Wśród okazów wymienionej skały, zalegających dzisiejszy spąg czywczyńskiej czapy bazaltowej, a zwłaszcza w próbkach z Popadji i Budyjowskiej, zauważono daleko posunięte zmiany. W niektórych okazach wszystkie elementy składowe zostały rozłożone i przeobrażone, w innych przeobrażenie objęło wyłącznie elementy skałeniowe, lub też wyłącznie elementy piroksenowe.

Cztery analizy chemiczne bazaltów czywczyńskich, dokonane na materiałach świeżych i przeobrażonych, zdołały odcyfrować pierwotną budowę magmy oraz wskazać kierunki przeobrażenia skały bazaltowej. Analiza skały świeżej, przeliczona na odpowiednie parametry, pozwoliła na stwierdzenie, iż bazalt czywczyński należy do szeregu skał sodowych. W projekcji Beckego znalazła się ta skała obok cieszynitów, analizowanych przez Smulikowskiego i Vesely'ego (cieszynit nefelinowy, esseksyt), odbiegając od nich nieznacznie większą różnicą $f_0 - c_0$ oraz większą sumą alkaliów. Skała czywczyńska odznacza się również małą ilością potasu. Wartości Niggli'ego, obliczone dla tej skały, pozwoliły umieścić ją w grupie gabra teralitowego względnie w pobliżu niektórych esseksytów. Różnice między wymienionymi grupami a skałą czywczyńską polegają głównie na mniejszej liczbie k oraz większej Si w skale czywczyńskiej. Z szeregu skał sodowych najbardziej zbliża się do skały czywczyńskiej beringit, umieszczony przez Niggli'ego w szeregu magm sodowo-lampro-sijenitowych. Różni go do bazaltu albitowego z Czywczyna poważnie jedynie wyższa wartość k .

Analizy materiału przeobrażonego tej skały (uległego metasomozie) zarówno z Czywczyna jakoteż z południowych partyj, wykazały charakterystyczne kierunki tego przeobrażenia. Ze skały ubyły alkalia, częściowo wapno, nagromadziły się natomiast tu tlenki żelaza. Krzemionka wykazuje częściowy ubytek, częściowo zaś pozostaje w niezmienionej ilości. W przypadku skrajnej metasomozy (skała 82) materiał zamienia się w agregat chlorytowo-epidotowy, przypomina-

jący niektóre łupki krystaliczne tej kategorii, zachowując jednakże pierwotną strukturę magmowca.

Na szczególną uwagę zasługują żyły, przebiegające w różnych kierunkach okazy bazaltu czywczyńskiego. Wykazano, iż mamy tu do czynienia z kilkoma systemami tych utworów, powstałymi w różnych okresach rozwoju skały. Najstarszym elementem są tu żyły tektoniczne, ułożone zgodnie z kierunkiem potokowym ciasta skalnego lub też ukośnie względem niego. Żyły większe są zorjentowane przeważnie w kierunku północno-wschodnim.

Wypełnienia tych żył tworzą albit, kwarciec kalcyt, chłoryt, epidot, jako produkty wtórne, kombinując się ze sobą w rozmaitych stosunkach ilościowych. Stwierdzono, iż albit w tych żyłach powstał prawdopodobnie z rozpuszczenia pierwotnego albitu skały. Dokumenty na ten fakt znaleziono w obecności albitowego miału tektonicznego w utworach żyłowych. W skałach zupełnie przeobrażonych zawierają żyły albit autogeniczny, powstały z roztworów (rekrytalizowany). Fakt ten ma ogólniejsze znaczenie. Bazalt czywczyński zawierał albity przed utworzeniem się żył, zatem przed fazą hydrotermalną.

Obecność albitu, związanego z piroksenem w skale czywczyńskiej nasuwa analogję ze szkockimi spilitami. Według tezy angielskich geologów, zawierają spility albit, powstały drogą wtórną, na skutek procesu albityzacji zasadowych plągjoklazów. Wyjaśnienie obecności skaleni albitowych w skale czywczyńskiej nieda się dokonać bezpośrednio przyjęciem procesu albityzacji. Zasadnicza różnica między skałami szkockimi a bazaltem czywczyńskim polega na tem, że ostatnie zawierają stale przeobrażone również femiczne składniki, a ich albity zawierają dowody metasomozy w fizjografji mikroskopowej. Albity występują w skale czywczyńskiej w materiałach świeżych, nieprzeobrażonych. Nie można zatem przyjąć bezpośrednio przypływu do pierwotnej skały cząsteczek albitowych np. z roztworów hydrotermalnych. Przeczą temu wyraźnie stosunki w utworach żyłowych.

Skała znaleziona w Ryżowatym należy do serji cieszyni-tów. Wykonano z niej cztery analizy, z czego jedna (86 d) od-

nosi się do ciemnych smug, znalezionych w niektórych okazach. Głównymi jej składnikami są albit, piroksen i hornblenda barkewikitowa, obrastająca kryształy piroksenu. Chemicznie skała ta zbliża się do bazaltu czywczyńskiego. Wykazuje mniejszą ilość krzemionki, glinki i alkaliów, natomiast większą żelaza. Ciemne smugi, o których wyżej wspomniano, ukazują liczby B e c k e g o prawie identyczne ze skałą czywczyńską (78). W projekcji B e c k e g o zajmuje skała z Ryzowatego określone miejsce w polu skał cieszynitowych. Jej punkty mieszczą się w pobliżu analiz z Grodźca, Markłowic, Paskowa i Boguszowic. Należy podkreślić, iż skała czywczyńska zawiera nieco większy procent molekularny SiO₂.

W systematyce N i g g l i' e g o odpowiada średnia analiza trzech próbek tej skały magmie teralitowo-gabrowej. Świadczą o tem następujące liczby:

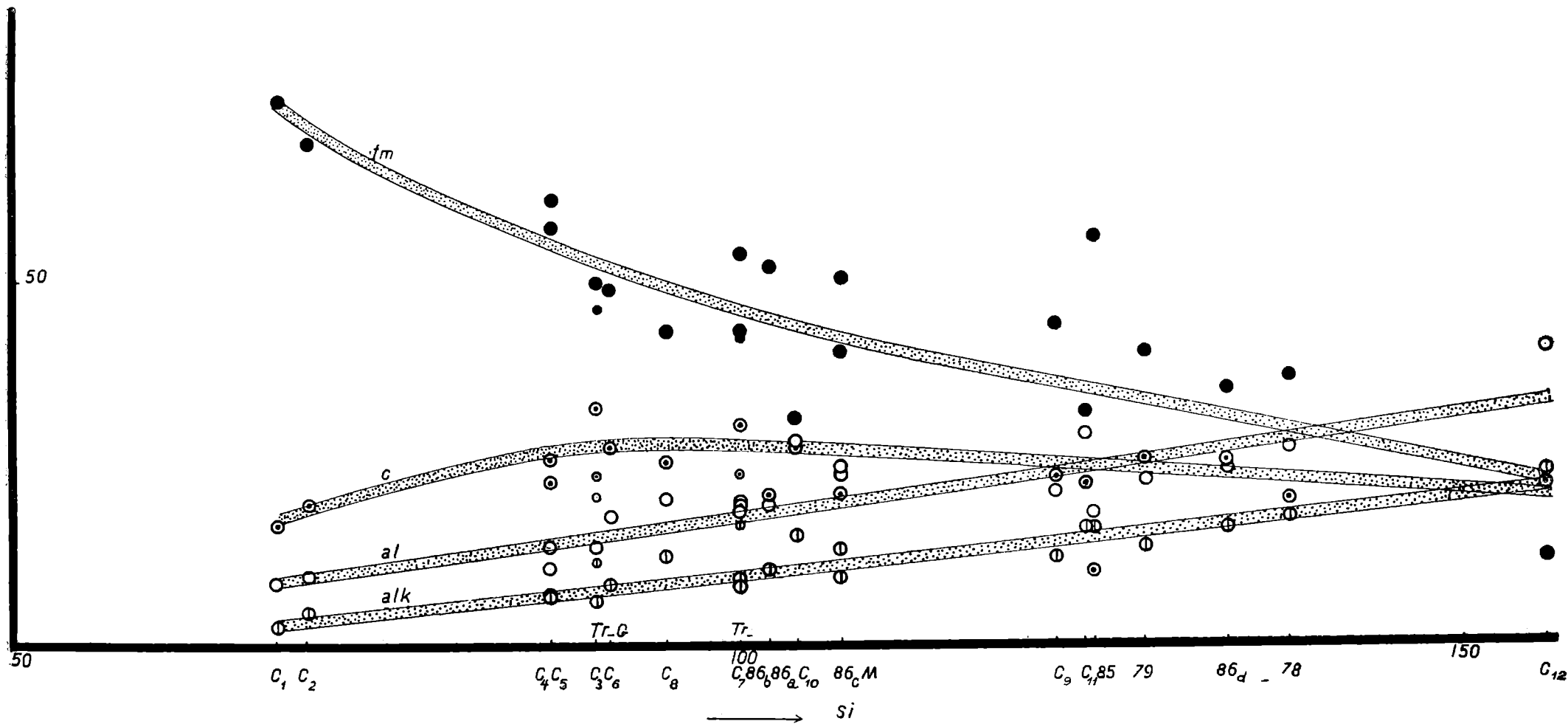
	si	al	fm	c	alk	k
Teralit	100	19	42	23	16	0,25
Czywczyn (śrd.)	110	20	50	20	9,5	0,30
Gabro-teralit	90	20	46	23	11	0,25
Gabro norm.	108	21	52	21	6	0,20

Związek między skałą z Ryzowatego a bazaltem czywczyńskim nie ulega wątpliwości. To samo odnosi się do skały żyłowej, znalezionej na Prełuczny, określonej jako diabaz albitowy. Że wymienione trzy formy są pochodniami tej samej magmy, teralitowo-gabrowej, udowodnimy to, między innymi, w sposób następujący.

Dla porównania ogólnego skał z Ryzowatego, z Prełucznego oraz poznanych form bazaltu czywczyńskiego z materiałami cieszynitowymi, opracowanymi ostatnio przez K. S m u l i k o w s k i e g o ¹⁾ i P a c a k a, użyjemy sposobu zastosowanego przez pierwszego z wymienionych autorów.

S m u l i k o w s k i użył dla ogólnego scharakteryzowania różnicowania się magmy cieszynitowej, między innymi, wykresu N i g g l i' e g o. Onośny wykres tego autora, uzupełniony odpowiednimi liczbami dla skał czywczyńskich, został przedstawiony na ryc. 7. Z wykresu tego odczytujemy:

¹⁾ K. S m u l i k o w s k i, Materiały do znajomości skał magmowych Śląska czywczyńskiego, Archiwum Tow. Naukowego, Lwów 1929.



Ryc. 7.

Cieszynity czywczyńskie obok śląskich w wykresie Niggli'ego.
 (Tr. G., Tr. = gabro teralitowe oraz teralit według Niggli'ego).

1) Przez wniesienie liczb dla skał czywczyńskich obok dwunastu analiz cieszynitów nie został wykres S m u l i k o w s k i e g o w części lewej zmieniony. Część ta obejmuje wszystkie analizy cieszynitów z wyjątkiem P u n c o w a. Dodano do tej części cztery nowe analizy, obejmujące trzy odmiany skały z Ryżowatego, oraz analizę nową cieszynitu z Markłowic¹⁾.

2) Część prawa wykresu, od analizy z Dzięgielowa (11) do Puncowa (12), nie zawierała w rysunku S m u l i k o w s k i e g o ogniów pośrednich. Ogniwami takimi są w naszym wykresie analizy bazaltów czywczyńskich oraz diabazu albitowego z Prełucznego. Przez wniesienie tych nowych analiz w tem miejscu, pierwotna forma wykresu zmieniła swój charakter jednakże nieznacznie.

3) Skały czywczyńskie uzupełniają wykres S m u l i k o w s k i e g o ogniwami cieszynitów, bardziej jasnemi, wypełniając w nim luki, niezменяjąc w zasadzie ogólnego obrazu dyferencjacji.

Związek skał czywczyńskich ze serją cieszynitów zostaje w ten sposób wyraźnie uwypuklony. Charakterystycznym dowodem tego związku jest również stwierdzona w skale z Ryżowatego obecność hornblendy barkewikitowej.

S m u l i k o w s k i charakteryzuje przebieg dyferencjacji śląskich cieszynitów również rozmieszczeniem punktów dla tych skał w projekcji B e c k e g o. Na ryc. 2. wniesiono analizy tego autora i innych, zaznaczając odnośne skały kółkami czarnemi. Wniesienie w ten sam sposób na tym wykresie skał czywczyńskich nie zmieniło obrazu dyferencjacji podkreślonego przez S m u l i k o w s k i e g o. Przeciwnie, pole cieszynitów scharakteryzowane tu wąskim, prawie prostoliniowym pasem, zostało dobitnie uzupełnione skałami czywczyńskimi.

Na podstawie wszystkich powyższych danych wynika, iż skały z Czywczyna, Ryżowatego oraz Prełucznego należą do serji cieszynitowej. W tej serji tworzą one ogniwa zbliżone niewątpliwie, z jednej strony do skał alkaliczno-wapiennych, z drugiej zaś do szeregu sodowego.

¹⁾ W wykazie skał opracowanych przez Smulikowskiego jest to materiał odpowiadający „Markłowice 1 a“.

W odróżnieniu od zasadowych ogniw paleozoicznych (amfibolity i łupki chlorytowe), które przedstawiają w przeważającej ilości typ wyraźnie alkaliczno-wapienny, omawiane skały czywczyńskie zjawiają się tu w rekurencji jako ogniwa sodowe.

Cieszynit z Ryżowatego oraz Prełucznego zawierają albit jako główny skaień. Jego obecność nasuwa myśl o procesie albityzacji. Jednakże wobec magmowej analogji tej skały z bazaltem czywczyńskim oraz wobec stosunkowo nieznacznych zmian metasomatycznych, zauważonych w skale z Ryżowatego, trudno sprawę tę bliżej wyjaśnić. Zauważone do-
tąd fakty z fizjografji mezozoicznych skał opisywanego terenu, zdają się raczej przeczyć procesowi albityzacji, pojętemu jako zmiany, które zaszły w fazie hydrotermalnej. Albit zdaje się być tutaj „jeszcze“ magmowy. Wobec powyższego obecność tego skalenia w d z i s i e j s z y c h cieszynitach czywczyńskich musi narazie decydować o ich przynależności systematycznej.

Znalezienie w rejonie Czywczyna facyj magmowców cieszynitowych posiada również ogólne znaczenie geologiczne. Potwierdza ono tezę J. N o w a k a ¹⁾ o formie tektonicznej tego obszaru, wiążącej się z Karpatami Beskidów Zachodnich w swoisty rodzaj stylu tektonicznego.

Kwestja wieku cieszynitów czywczyńskich nie została ostatecznie ściśle rozstrzygnięta. Nazywaliśmy te skały prowizorycznie i ogólnie mezozoicznymi na podstawie niektórych danych geologicznych. W szczególności, o ile idzie o bazalty albitowe Czywczyna, przyjęto ich wiek jako mezozoiczny głównie na podstawie alternacyj występowania tej skały z triasowymi wapieniami oraz wzmianek* w literaturze geologicznej obszarów przyległych o wieku analogicznych skał magmowych.

Nie zostało jednakże rozstrzygnięte czy naprzemianległość bazaltów czywczyńskich z wapieniami triasowymi została spowodowana rytmicznym osadzaniem się wapieni po wybuchach wulkanicznych, czy też wciśnięciem się lawy w pokłady skał wapiennych. Obserwacje dokonane na miej-

¹⁾ J. N o w a k, Die Geologie d. polnischen Oelfelder, 1929.

scu przy studjum kontaktów były w tym kierunku zbyt skąpe i utrudnione brakiem należytych odkrywek.

Za przyjęciem drugiej koncepcji, t. j. za późniejszym wiekiem lawy bazaltowej w stosunku do otaczających wapieni, przemawiają jednak następujące szczegóły ściśle petrograficzne:

1. Powstanie żył w bazaltach czywczyńskich należy odnieść do okresu magmowego (pod koniec krystalizacji). Utwory te powstały najprawdopodobniej podczas ruchu magmy krzepnącej, zatem w okresie tworzenia się płaszczowiny bukowińskiej i to, zdaje się, podczas jej największego napięcia tektonicznego. Wspomniane żyły są zorjentowane głównie w kierunku ruchu płaszczowiny. Wśród tego ruchu magma przesuwała się prawdopodobnie w miejsca zmniejszonego ciśnienia, będąc w ten sposób niejako wciągana z głębszych partyj litosfery w serję stratygraficzną posuwającej się masy.

2. Określenie rodzaju czywczyńskich skał magmowych jako cieszynitów. J. Nowak¹⁾ przypisuje śląskim cieszynitom czas intruzji pod koniec oligocenu aż do końca tortonu.

Cieszynity z Budyjowskiej oraz Ryżowatego i innych punktów badanego obszaru są formą żyłową magmy czywczyńskiej ściśle z nią kormagmową. W konsekwencji należy i tym skałom przypisać wiek ten sam co bazaltom albitowym.

Badania dawniejsze i analogje.

Wzmianki o skałach krystalicznych, które zostały w tej pracy szczegółowo opisane, znajdujemy w literaturze geologicznej odnoszącej się do zbadanego obszaru lub też krajów przyległych, geologicznie z nim związanych.

Na uwagę zasługują oczywiście przede wszystkim te materiały, które zostały dostarczone przez dawniejszych badaczy z zakresu petrografji gór czywczyńskich.

Na pierwszym miejscu należy tu wymienić pracę H. Zapalowicza (1886)²⁾, który w swej znanej monografji pokuc-

¹⁾ J. Nowak, Zur Altersfrage der Intrusionsgesteine der Teschener Decken. Bull. de l'Acad. Pol. d. Scien. Kraków 1930.

²⁾ H. Zapalowicz, Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1886, Bd. 36.

ko-marmaroskich Karpat podaje opisy kilkudziesięciu najważniejszych skał krystalicznych z rejonu swego zdjęcia geologicznego, w tem liczne z obszaru będącego przedmiotem tej pracy.

Opisy skał podane przez Zapałowicza są zreguły krótkie, oparte na cechach głównie megaskopowych, rzadziej mikroskopowych. Analiz chemicznych autor ten nie podaje. Wobec powyższego nic dziwnego, iż nazwy wprowadzone przez niego dla wielu skał czywczyńskich nie odpowiadają najczęściej wymogom współczesnej petrografji magmowców i łupków krystalicznych, która nomenklaturę skał opiera na badaniach mikroskopowych i chemicznych.

Zapałowicz znalazł w omawianym obszarze źródłiskowym Czeremoszu następujące rodzaje skał: w dolinie górnego Czeremosza szaro-zielone, bogate w łyszczyk „fility kwarcowe“, w których obok kwarcu główną rolę odgrywa zielonawy muskowit. Skały te odpowiadają w zasadzie opisanym przez nas łupkom chlorytowo-serycytowo-kwarcowym, zawierającym często jako główny składnik albit. W tym rejonie znajduje Zapałowicz ponadto łupki krzemieniste, które odpowiadają naszym łupkom grafitowo-kwarcowym. Znalezione tutaj przez wspomnianego autora gnejsy, zbliżone do gnejsów albitowych, o wyraźnej teksturze łupkowej, o dużych ilościach kwarcu a małych niezblizniaczonych skaleni (ortoklazu), zaliczamy na podstawie ściślejszej analizy do łupków chlorytowo-kwarcowych, które tu i ówdzie zawierają znaczniejsze ilości albitu obok 60% kwarcu. Podobnie skała określona przez Z. jako łupek kwarcowo-epidotowy z małą ilością biotyту, hornblendy i węglanu, odpowiada występującej w dolinie Czeremoszu na wysokości około 1300 m, skale chlorytowej z albitem, epidotem i kalcytem.

Na Łostuniu przeważają według Z., na północ od pasa skałek wapiennych, porfirowate gnejsy, ubogie w skałęń, z brunatnym biotytem i drobnymi kryształkami epidotu. Tutaj obserwacje autora są zgodne z naszymi. Określone przez niego skały są istotnie gnejsami o porfiroblastycznej strukturze. Opisałiśmy je między innymi jako materiały występujące poniżej Łostunia pod liczbami 14, 18, 19. Znalezione tu

ubogie w łyszczyk fility kwarcowe odpowiadają naszym łupkom serycytowo-kwarcowym.

Podobne skały znajduje Z. na Wasylkowatym (Albińcu). Opisany przez nas amfibolit z potoku Albin określa Z. jako skałę hornblendowo-epidotową, zaś nasze łupki serycytowo-kwarcowe odpowiadają gnejsom „filitowym” wspomnianego autora. Na Czolakinie natomiast oraz na grzbiecie Prełucz- nego i w innych punktach badanego obszaru nie znajduje Z., poza łupkami kwarcytowemi, zauważonych przez nas gnej- sów i łupków serycytowych.

Czywczyńską skałę wylewną określa wreszcie ten autor jako „porfiryt diabazowy” któremu przypisuje wiek triaso- wy. Jest to skała według niego masywna lub migdałowcowa, barwy trawiasto-zielonej, miejscami czerwonawej. Tej ska- le towarzyszą różne utwory tufowe, do których Z. zalicza dru- zgoty wapienno-bazaltowe. Wspomniane porfiryty znajduje ten autor również na Budyjowskiej i na Prełucz- nym.

Jak widać z powyższego zestawienia wyniki badań pe- trograficznych Z. nie były zbyt dokładne o ile szłoby o wy- mogi współczesnej petrografji. Były one natomiast wystar- czające dla celów geologicznych, zakreślonych w pracy tego autora. Nie można z tego powodu czynić temu znakomitemu badaczowi żadnych zarzutów, skoro się uwzględni różnice w metodach badania petrograficznego dzisiejszego w porów- naniu z okresem, od którego minęło zgó- rą lat 50. Przeciwnie należy podkreślić znaczne „wyczucie” potrzeby dokładnej analizy petrograficznej, jaka przebiega ze znakomitej pracy **Z a p a ł o w i c z a**.

W roku 1886 podejmuje **R u d o l f Z u b e r**¹⁾ pierwszą próbę specjalnych badań petrograficznych skał naszego ob- szaru. Autor ten opisuje kilka skał z terenu źródliskowego Czeremosza, podając dla jednej z nich analizę chemiczną. Skały te pochodzą głównie z Perkałabu i należą według tego autora do następujących gatunków:

Łupki łyszczykowe, które tworzą dolny horyzont masy krystalicznej, składają się z białego kwarcu i srebrzystego muskowitu. Autor podkreśla brak w tych skałach staurolitu, cjanitu, a nadewszystko granatu, minerałów, które według

¹⁾ **R u d o l f Z u b e r**, Die krystallinenischen Gesteine vom Quellgebiete des Czeremosz, Min. Petr. Mitt. VII, Bd. 1886.

niego mają stale towarzyszyć podobnym skałom. Granaty znalazł Z u b e r jedynie w łupku łyszczkowym z potoku Dobryń.

Z profilu Perkałabu analizuje na zlecenie autora S c h r a m m skałę określoną jako „heleflintę“. Jej skład chemiczny, odpowiadający w ‰: SiO₂ 76,66, Al₂O₃ 10,85, Fe₂O₃ 0,95, CaO 0,32, K₂O 9,57, Na₂O 0,48, zgadza się dokładnie z chemiczną analizą podaną dla gnejsu ortoklazowego z Czolakinu i jest podobny do gnejsu z Łostunia. W opisie mikroskopowym tej skały podkreśla Z u b e r jej charakter „felsytowy“. Taką strukturę stwierdziliśmy w zmetamorfizowanych rijolitach Czolakinu i Łostunia (17, 18).

Opisana przez Z u b e r a „heleflinta“ przechodzi miejscami w gnejs, zawierający polisyntetycznie zbliżniaczone plagioklasy oraz w większych ilościach ciemno-zielony lub brunatny biotyt. Między temi gnejsami, które w terenie nie występują w pokaźniejszej ilości, a heflintą istnieją, według Z u b e r a, materiały pośrednie, szaro-zielone, złożone z silnie sfałdowanego kwarcu, czarnego łyszczku oraz rzadkiego, jednoskośnego i trójskośnego skalenia.

Gnejsy należą według Z u b e r a do skał głębszych horyzontów stratygraficznych. W horyzontach wyższych występuje jako przeważająca skała czarny filit, w mniejszych ilościach białawy, rzadziej czerwonawy kwarcyt.

Materiał petrograficzny podany w tej pracy Z u b e r a został zużytkowany mniejwięcej w tejsamej formie w tekście do atlasu geologicznego Galicji (zeszyt II, 1888, opracowany przez tego samego autora).

Skała czywczyńska była ostatnio analizowana w Instytucie Mineralogji U. J. przez M. J a r e m s k i e g o i S t. K o z i k a ¹⁾, z inicjatywy prof. K r e u t z a. Na podstawie odnośnej analizy zaliczono ją do typu magmy „lampro-sodowo-sjenitowej“.

Bardzo ważną wzmiankę o tej skale znajdujemy w pracy W. S z a j n o c h y p. t. „Szczawy Karpat wschodnich“, 1927. Autor podaje w niej między innymi następujące szczegóły dotyczące tej skały, otrzymane od prof. S t. K r e u t z a: „Skała wybuchowa znajduje się w miejscu wskazanem na

¹⁾ Sprawozdanie z czynności i posiedzeń Polskiej Akademji Umiejętności, t. XXXIV.

mapie Z a p a ł ó w i c z a i spoczywa wraz z całą serją łupków krystalicznych i skał paleozoicznych na piaskowcach fliszowych. Jest to skała drobnoziarnista o zmiennem wykształceniu: jako jednolita czarna masa i jako porfiryt z dużemi prakryształami skalenia (plagjoklazu), następnie w formie zwietrzałej jako skała zielonawa lub szara, wskutek znacznej zawartości węglańu wapnia, wreszcie znajdują się na Czywczynie odłamy skały o charakterze tufowym. Na północnej stronie szczytu Czywczyna występuje skała barwy czerwonej, przepelniona mniejszymi i większymi blokami wapienia. Skała ta okazuje się przy badaniu mikroskopowem — lawą, a wapienie — porwakami. Wapień ten ma wygląd odmienny od starych, poniżej występujących wapieni i przypomina łądząco pewne wapienie jurajskie ze skałek karpaccich, zwłaszcza zaś wapienie jurajskie, występujące w formie porwaków w skale wylewnej z pod przełęczy Pietrosa koło Howerli, które miałem sposobność obserwować w roku ubiegłym (1926). Z obserwacyj tych nasuwa się wniosek, że zarówno skała czywczyńska jak i okolice Pietrosa są młodsze od wapieni zwanych „stramberskimi“, a zatem prawdopodobnie kredowe.

Co do składu chemicznego skały czywczyńskiej, to analizy p. M. M a d e j a i S. K o z i k a, wykonane w Zakładzie Miner. Uniw. Jag. wykazują, że jest to skała zasadowa, bogata w żelazo, zawierająca jednakowoż stosunkowo dość znaczną ilość tlenku sodowego, przypominając swym składem niektóre skały związane z serją cieszyńców.

Liczby O s a n n a: $a = 6,3$, $c = 5,5$, $f = 18,2$, $s = 58,36$, $n = 8,31$, $k = 0,95$. Typ magmy jest według chemicznej klasyfikacji N i g g l i e g o, sodowo-lampro-sjenitowy; skała jest jednak wylewną. N a s u w a s i ę h i p o t e z a, że skały czywczyńskie należy łączyć z cieszyńcami i limgurgitami tatrzańskimi. Nawiasowo dodam uwagę, że występująca pod przełęczą Pietrosa skała wylewna, związana z wapieniami jurajskimi styka się bezpośrednio także z piaskowcem fliszowym, który jest tu niewątpliwie zmienionym, być może tylko wskutek krążenia roztworów wzdłuż granicy dwu utworów. Skała czywczyńska graniczy również z piaskowcem, powierzchnią zetknięcia się jednak nie była tu dostępną obserwacji“.

W powyższem orzeczeniu Prof. K r e u t z a o skale czyw-

czyńskiej znajdujemy ważne wnioski, które zostały w naszej pracy potwierdzone. Należą tu przede wszystkim stwierdzenie charakteru magmy czywczyńskiej, jako „cieszynitu“ oraz przypuszczenie o wieku tych skał młodszym od wapieni, które alternują z magmowcem.

Wzmianki o skałach analogicznych do opisanych w tej pracy znajdujemy w literaturze geologicznej obszarów przyległych. Wymienimy tu prace K. N. P a u l a, F. H e r b i c h a, P o p o v i c i e g o, A t h a n a s i u, V e t t e r s a, T r a u t h a, M a c o v e i a oraz K r ä u t n e r a¹⁾.

W geologicznych pracach wymienionych wyżej autorów nie znajdujemy jednak poważniejszego materiału petrograficznego, który mógłby być z korzyścią użyty dla celów porównawczych z elementami czywczyńskimi, opisanymi w tej pracy.

W pracy o pasmie gór czywczyńskich wydaje się ważne poszukanie analogji z materiałem skalnym znanym z „egzotyków“ karpackich.

Ułamki prakarpackich skał krystalicznych znajdowanych we fliszu były w ostatnich latach przedmiotem szczegółowych studjów szkoły P r o f. K r e u t z a w Krakowie. Odnosi się to szczególnie do Karpat Zachodnich, skąd podano, dotąd nieliczne wprawdzie, lecz szczegółowo opracowane pod tym względem materiały.

Pierwszorzędnym dokumentem z historii Prakarpat, wy-

¹⁾ K. M. P a u l, Grundzüge der Geologie der Bukowina, Jahrb. d. kk. geol. Reichsanstalt, 1876, 26 Bd. 3 H.

F. r. H e r b i c h, Das Székerland, Budapest 1878.

P o p o v i c i, Étude géologique des environs de Campulung et de Sinaia—Roumania, Paris 1898.

S a v a A t h a n a s i u, Geologische Beobachtungen in den Nordmoldauischen Ostkarpathen, Verh. d. kk. geol. Reichsan., 5, 1899.

H e r m a n n V e t t e r s, Kleine Beiträge zur Geologie der Bukowina, Jahrb. d. kk. geol. R. A. 1905. 55. Bd. 3 u. 4. H.

F. T r a u t h, Ein Beitrag zur Kenntnis des Ostkarpathischen Grundgebirges, Mitt. d. geol. Gesellschaft in Wien, Bd. III. 1910.

G. M a c o v e i, Aperçu géologique sur les Carpates orientales. Guide des excursions. Association pour l'avancement de la géologie des Carpates, Bucarest 1927.

T h e o d o r K r ä u t n e r, Geologische Untersuchungen in der mesozoischen Randmulde der Bukowina mit besonderer Berücksichtigung des Rarau-Gebietes, „Cartes Romaneasca“, Bucuresti, 1931.

dobyty na światło przez Prof. Kreutza, jest przede wszystkim olbrzymi „egzotyk“ bugajski¹⁾. Dalszych dostarcza w dwóch pracach A. Gaweł²⁾. Obok szczegółowych opisów mikroskopowych znajdujemy w pracach wymienionych autorów dokładne analizy chemiczne, których dotąd dostarczono 8. Mianowicie: 2 analizy granitu z Bugaja, 1 granitu z Starego Bystrego, 2 analizy granitu z Grabówki koło Sanoka, 1 granito-gnejsu z Strachociny, 1 granofiru z fliszu okolic Sanoka oraz 1 porfiru z tejsamej okolicy. Użyjemy przede wszystkim analiz tych (które zestawiono w tabeli IV), dla celów porównawczych ze skałami salicznymi Czywczyna, przyczem zastosujemy tu metody użyte w naszej pracy. Z wyników chemicznych analiz obliczono „normy amerykańskie“, liczby projekcyjne Osanna-Beckego i Niggli'ego (Tabela IV a). Z porównania otrzymanych w ten sposób liczb dla wymienionych „egzotyków“ oraz salicznych skał czywczyńskich „wrosłych“ i składników zlepieńca suligulskiego wynika co następuje:

1. Liczby projekcyjne Osanna-Beckego wykazują, iż opisane „egzotyki“ oraz skały czywczyńskie tworzą zwartą grupę skał w przeważającej ilości typu alkalicznego. Odnośne punkty w projekcji leżałyby blisko siebie, niektóre wpadałyby prawie w jedno pole (np. Grabówka A ze skałą z Czolakinu, Stare Bystre ze skałą z potoku Czymirny, Bugaj II z gnejszem grzbietu Prełużnego i t. p.).

W tej projekcji zaznaczyłyby się wyraźnie bliższy związek chemiczny „egzotyków“ ze składnikami zlepieńca suligulskiego, jak wiadomo mniej zmetamorfizowanemi. Łączy te dwie grupy skał nieco większa zawartość rdzenia Co (anortytu). Jest to zgodne zresztą z mikroskopową analizą wymienionych elementów. Należy wreszcie podkreślić, iż w tej projekcji wiązałyby się opisywane skały z elementami wołyńskimi (z granitem koreckim, ośnickim i klesowskim aplitem).

1) St. Kreutz, Granit Pra-Karpat połudn.-zachodniej Polski i jego stosunek do granitów sąsiednich. Bull. Int. d. l'Acad. Pol. d. Sc. et d. Lettres, Kraków, 1927.

2) A. Gaweł. Granity z warstw krośnieńskich okolic Sanoka. Bull. d. l'Acad. Pol. d. Sc. et d. Lettres, Kraków, 1931.

— Granofiry i porfiry z fliszu karpackiego okolic Sanoka. Bull. d. l'Acad. Pol. d. Sc. et d. Lettres, Kraków, 1932.

2. Projekcja N i g g l i e g o dałaby tesame wyniki co poprzednia. „Egzotyki“ karpackie, podobnie jak skały czywczyńskie, swojemi wartościami *al*, *alk*, *fm*, oraz *c* odpowiadają najbardziej szeregowi skał śródziemnomorskiemu (potasowemu). Ich cechą wspólną jest podobne, względnie wysokie *alk*, względnie niskie *c* oraz względnie wysokie *k*. Liczba *k* jest dla wszystkich skał „egzotycznych“ stale wysoka. Niektóre z nich okazują liczby N i g g l i e g o prawie identyczne lub bardzo podobne do skał czywczyńskich np. granit z Bugaja (II) i skała V ze zlepieńca suligulskiego, Bugaj (I) ze skałą 25, Stare Bystre ze skałą V ze zlepieńca suligulskiego, Grabówka A ze skałą 17 oraz VIII ze zlepieńca suligulskiego, Strachocina ze skałą X ze zlepieńca suligulskiego i t. p.

3. Obliczone dla porównywanych skał „normy“ modłą amerykańską stwierdzają również ich pokrewieństwo magmowe. Norma dla ortoklazu jest w większości wszystkich elementów wysoka, w wielu przeważa nad normą albitu. Spadek ortoklazu wiąże się ze wzrostem albitu. W elementach prakarpackich, podobnie jak suligulskich, zaznacza się (nieznaczna zresztą) zwyczajka anortytu, zwłaszcza w skałach typu głębinowego. Normy kwarcu trzymają się prawie tego samego poziomu, przyczem elementy czywczyńskie wrosłe oraz niektóre prakarpackie odznaczają się tem, iż zwyczajka kwarcu wiąże się z wyraźną niżką albitu.

Z przytoczonych wyżej wszystkich rodzajów przeliczeń porównawczych chemicznych analiz znanych dotychczas egzotyków karpackich oraz skał czywczyńskich wynika, iż opisywane elementy należą do prowincji magmowej *alkalicznej* (potasowej).

W obrazach mikroskopowych podanych przez K r e u t z a i G a w ł a znajdujemy również podobieństwa z opisanemi salicznemi skałami Czywczyzna. W szczególności odnosi się to do granitu z Bugaja, którego niektóre szlify mikroskopowe dają identyczne obrazy fizjograficzne np. ze skałą 25 (gnejs ortoklazowy z Prełużnego). Panującym biotytem w skałach czywczyńskich jest odmiana czerwono-brunatna, a wśród skałeni przeważa albit o niedużej ilości cząsteczek An. Rzadziej występuje oligoklaz. Zrosty myrmekitowe, albit szachownicowy oraz zrosty pertytowe są tu również dość pospolite. Po-

dobnymi znamionami minerałów skałotwórczych odznaczają się egzotyki karpackie, których użyto do porównania.

Wszystkie podniesione momenty przemawiają za tem, iż serja skał krystalicznych czywczyńskich zarówno wrosłych, jak też i składników zlepieńca suligulskiego tworzy z poznanymi dotąd egzotykami zach. Karpat jedno ogniwo skał magmowych, złożone głównie z salicznych elementów krystalicznych głębinowych (granity) oraz wylewnych (porfiry, rijolity) obok form żyłowych (aplit). Jest to serja magmowców sudeckich, częściowo kaledońskich (przedwaryscyjskich), częściowo młodszych (waryscyjskich). Niema ona z Tatrami krystalicznymi oraz magmatykami południowych Karpat na zachodzie nic wspólnego, jak to zresztą wykazał dla egzotyków już K r e u t z (l. c.), a podniósł w swych pracach J. N o w a k (l. c.).

Między temi skałami a poznanymi dotąd chemicznie ogniwami masywu wołyńskiego istnieją również daleko idące analogje. Niestety brak większej ilości analiz skał tego masywu nie pozwala na przeprowadzenie ścisłej paralelizacji obu prowincyj.

Partje Karpat krystalicznych, położone na południe od pasma czywczyńskiego, rozciągające się szerokim pasem w terytorjach rumuńskich, nie mogą być porównane, przy dzisiejszym stanie ich znajomości petrograficznej, z obszarami polskimi nad Czeremoszem, a to ze względu na to, że nie posiadamy z nich odpowiedniego materiału porównawczego.

Materiału petrograficznego, dostarczonego w roku 1925 przez D. M. C a d e r e 'a ¹⁾ z dobruckiej Cameny, nie możemy również, o ile idzie o chemiczne analizy skał, użyć dla porównania z naszym obszarem.

C a d e r e podaje między innymi 25 analiz chemicznych skał mikrogranitowych, granofirowych oraz amfibolitowych, których wyniki liczbowe wykraczają poza normy naukowe, wyznaczone w przepisach analitycznych. W pozycji „suma“ zgadzają się procenty zaledwie w ośmiu przypadkach, inne analizy C a d e r e 'a wykazują tutaj sumę odbiegającą od 100 już tak przesadnie (do 30%), iż niestety analizy te budzą nieufność. Nie mogąc zatem przeprowadzić ścisłego porównania

¹⁾ D. M. C a d e r e, Les roches eruptives de Camena, Anuarul Inst. Geol. al Romaniei, Vol. X. 1925.

skał czywczyńskich z materiałem Cameny, zaznaczymy tylko ogólnie, iż niektóre z podanych przez C a d e r e'a elementów zbliżają się do opisanych w tej pracy łupków krystalicznych. Autor ten wymienia w opisie petrograficznym następujące skały: skały wylewne (porfiry kwarcowe, mikrogranitowe, mikrogranulitowe, mikropegmatytowe, granofiry, felsofiry i witrofiry wraz z ich tufami i brekcjami), skały żyłowe (mikrogranity z biotytem, felsofiry żyłowe, żyły kwarcowe i pegmatytowe), skały zmienione hydrotermalnie (porfiry kwarcowe) oraz skały zmetamorfizowane (porfiroidy i amfibolity). Odpisany materiał jest wieku paleozoicznego, na granicy permu-karbonu i triasu (porfiry). Porfiry kwarcowe z Cameny są to skały bardzo kwaśne, bogate w alkalja i żelazo, względnie ubogie w glinę, wapno i magnezję. Przeważającym ich skaleniem jest element potasowy i sodowo-potasowy. Plagjoklazy odgrywają podrzędną rolę. Pertyt występuje zreguły. C a d e r e dzieli porfiry opisywanego obszaru na dwie facje: głębszą, bardzo bogatą w potas (perpotassique), oraz płytszą bogatą w potas (megapotassique). Zalicza on te skały do rodziny granitów alkalicznych. Całą prowincję Cameny umieszcza autor jako serję pośrednią między elementami atlantyckimi a pacyficznymi. Opisane skały dobrudzkie odpowiadałyby zatem ogólnie pod względem chemicznym skałom czywczyńskim.

TABELE ANALIZ CHEMICZNYCH KRYSTALICZNYCH
SKAŁ CZYWCZYŃSKICH I „EGZOTYKÓW“ KAR-
PACKICH.

TABLES DES ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES
CRISTALLINES DE CZYWCZYN ET DES ROCHES
„EXOTIQUES“ CARPATIQUES.

Tabela

Analizy skał salicznych

% wag.	1.	7.	9.	10.	11.	14.	17.
SiO ₂	74,57	77,92	75,95	76,76	68,64	65,96	77,42
Al ₂ O ₃	11,95	11,60	11,84	12,70	14,86	15,01	11,32
Fe ₂ O ₃	1,21	0,60	1,83	0,72	2,44	3,21	0,66
FeO	3,10	1,29	1,44	0,73	2,80	2,77	0,40
MgO	1,40	1,00	0,78	0,40	1,08	2,00	0,30
CaO	0,72	0,70	0,37	0,66	0,61	2,60	0,30
K ₂ O	2,05	0,98	1,23	1,38	0,89	3,62	8,34
Na ₂ O	2,01	4,40	4,99	5,06	6,39	2,45	0,63
P ₂ O ₅	0,16	śląd	0,31	1,17	0,17	0,27	0,17
TiO ₂	0,20	śląd	0,16	śląd	0,25	0,64	—
MnO	0,08	0,23	0,03	śląd	0,13	—	—
CO ₂	0,23	0,56	0,07	—	0,53	—	—
H ₂ O +	1,90	0,97	1,01	0,94	1,60	1,68	0,58
H ₂ O —	0,22	0,29	0,12	0,25	0,10	0,25	0,13
Suma	99,80	100,54	100,13	100,77	100,29	100,46	100,25

Liczby projekcyjne Osanna-Beckego

	1.	7.	9.	10.	11.	14.	17.
a ₀	6,4	8,1	8,3	8,8	7,9	5,9	9,3
c ₀	0,8	0,6	0,3	0,5	0,4	1,7	0,2
f ₀	2,8	1,3	1,4	0,7	1,7	2,4	0,5
f ₀ —c ₀	2,0	0,7	1,1	0,2	1,3	0,7	0,3
% mol. SiO ₂	82,65	83,43	79,26	83,16	76,42	69,93	84,87

I.

Analyses des roches leucocrates

18.	19.	21.	22.	25.	45.	53.	58.
72,54	68,35	71,33	74,81	70,51	58,77	56,34	49,61
12,35	15,05	15,98	12,78	14,44	21,50	21,61	24,87
2,63	1,94	1,45	1,80	1,34	3,80	3,16	2,48
0,35	2,42	1,63	0,90	1,93	3,44	5,88	6,42
0,13	1,71	1,30	0,84	1,11	1,72	2,75	2,58
0,35	1,47	0,60	0,41	1,10	0,38	1,14	0,46
9,62	3,42	3,39	4,40	4,66	4,90	3,84	4,65
1,16	2,11	0,79	2,07	2,72	0,65	0,50	1,89
—	0,32	0,18	0,05	0,38	0,16	0,32	0,17
—	0,38	0,25	0,06	0,22	0,74	—	0,87
—	šlad	0,29	0,25	0,04	0,09	0,18	0,12
0,23	0,31	0,15	0,23	0,16	—	0,30	0,60
1,12	2,11	2,77	1,31	1,39	3,63	4,00	4,79
0,17	0,36	0,53	—	0,10	0,11		0,72
100,63	99,95	100,62	99,89	100,10	99,89	100,02	100,23

Chiffres projectives selon Osann-Becke

18.	19.	21.	22.	25.
9,0	6,5	6,8	8,2	7,7
0,2	1,2	0,7	0,4	0,8
0,8	2,3	2,5	1,4	1,5
0,6	1,1	1,8	1,0	0,7
81,7	77,8	79,85	82,9	78,7

Tabela

**Skład mineralny obliczony według
C. I. P. W.**

	1.	7.	9.	10.	11.	14.	17.
kw	50,58	46,26	40,50	40,92	24,96	29,04	40,92
or	12,23	5,56	7,23	8,34	5,56	21,69	49,49
ab	16,77	37,20	42,54	45,59	53,98	20,96	5,24
an	1,39	—	—	—	—	11,12	0,55
kor	5,96	3,37	2,24	2,86	3,37	2,86	1,02
hy	7,72	4,74	2,92	1,00	5,72	6,45	1,06
mt	1,82	0,93	2,55	0,66	3,48	4,64	0,95
ilm	0,40	—	0,50	—	0,47	1,22	—
ap	0,34	—	0,62	1,34	0,34	0,61	0,31
kc	0,50	1,30	0,10	—	0,78	—	—
H ₂ O	2,12	1,26	1,13	—	1,70	1,93	0,71
Suma	99,83	100,62	100,13	100,71	100,36	100,52	100,25

Liczby projekcyjne Niggli'ego

	1.	7.	9.	10.	11.	14.	17.
si	445,5	496,0	459,8	484,5	311,09	274,0	544,0
al	41,9	43,51	41,6	47,4	39,6	36,7	47,0
fm	34,1	20,61	22,0	11,4	26,6	32,2	9,2
c	4,6	4,96	2,5	4,5	3,0	11,4	2,1
alk	19,4	30,92	33,9	36,7	30,8	19,7	41,7
k	0,41	0,12	0,14	0,15	0,09	0,49	0,89

I a.

La composition minéralogique virtuelle
selon C. I. P. W.

18.	19.	21.	22.	25.
28,80	38,04	50,46	44,16	33,08
56,71	20,05	20,02	26,15	27,80
9,96	17,82	6,82	17,29	23,06
—	3,62	1,39	0,83	1,94
—	6,53	10,51	4,28	4,18
0,31	6,41	4,75	2,62	4,91
2,96	2,78	2,09	2,55	1,85
—	0,76	0,47	0,15	0,45
—	0,66	0,31	—	0,93
0,58	0,70	0,32	0,50	0,40
1,29	2,47	3,30	1,31	1,49
<hr/>				
100,61	99,82	100,44	99,82	100,09

Chiffres projectives de Niggli

18.	19.	21.	22.	25.
420,4	335,0	403,0	465,3	361,0
41,7	43,0	53,3	46,6	43,6
14,5	29,1	26,4	20,8	21,8
2,1	7,5	3,7	2,7	6,1
41,7	20,4	16,6	29,9	28,5
0,9	0,51	0,73	0,58	0,53

Tabela

A n a l i z y s k a ł f e m i c z n y c h

% wag.	69.	70.	72.	74.	75.	76 a.	76 b.	76 c.
SiO ₂	44,16	49,81	45,06	48,28	51,48	49,96	49,03	46,91
Al ₂ O ₃	15,40	16,57	15,04	16,33	16,61	15,34	17,42	13,99
Fe ₂ O ₃	2,32	2,35	5,37	8,78	1,89	2,64	4,91	4,34
FeO	8,42	9,83	5,90	4,66	7,91	8,50	6,77	9,86
MgO	6,15	6,66	7,10	5,88	5,81	6,57	4,85	7,02
CaO	7,10	2,46	8,83	9,20	8,12	10,50	7,60	11,21
K ₂ O	1,31	0,80	1,03	1,18	0,94	0,70	1,72	1,11
Na ₂ O	2,90	4,67	2,73	0,36	2,73	1,72	2,76	1,84
P ₂ O ₅	0,56	0,51	0,28	0,35	0,39	0,27	0,43	—
TiO ₂	1,82	1,21	1,18	1,16	1,56	1,36	1,83	1,87
MnO	0,25	0,20	0,17	0,19	0,21	0,47	—	—
CO ₂	4,69	0,93	3,42	0,20	0,23	0,37	0,19	0,31
H ₂ O +	4,67	4,87	3,98	3,15	1,89	1,86	2,07	1,90
H ₂ O —	0,32	—	0,22	0,26	0,26	0,34	0,15	—
FeS ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
Suma	100,07	100,87	100,31	99,98	100,03	100,60	99,73	100,36

L i c z b y p r o j e k c y j n e O s a n n a - B e c k e g o

	69.	70.	72.	74.	75.	76 a.	76 b.	76 c.
ao	4,2	4,7	3,1	1,1	2,9	1,9	3,3	2,0
co	0,7	0,6	2,3	4,0	2,9	3,0	2,8	2,3
fo	5,1	4,7	4,6	4,9	4,2	5,1	3,9	5,7
fo—co	4,4	4,1	2,3	0,9	1,3	2,1	1,1	3,4
% mol. SiO ₂	58,51	56,99	57,70	57,71	57,77	55,30	57,0	52,5

II.

Analyses des roches mélanocrates

78.	79.	81.	82.	85.	86 a.	86 b.	86 c.	86 d.	M.
50,58	47,21	41,57	42,58	51,10	45,21	45,63	45,90	49,44	43,86
16,80	15,68	16,21	16,42	12,39	14,06	14,71	14,70	15,33	15,81
9,60	4,84	6,57	6,06	3,76	5,13	2,22	2,78	2,15	8,69
1,94	7,15	8,68	6,65	7,62	7,48	8,22	8,37	4,92	3,63
2,98	4,59	9,35	4,89	9,06	8,18	8,08	7,88	4,84	4,65
6,72	7,59	2,15	13,85	6,14	8,05	7,90	8,17	8,44	9,15
0,49	0,97	0,58	0,16	0,28	2,31	1,98	1,31	0,71	3,61
5,97	4,32	2,75	0,13	4,10	2,91	2,63	3,35	5,30	3,00
—	0,45	0,57	0,51	0,24	0,43	0,58	0,61	1,26	1,34
2,17	2,74	2,86	2,34	1,36	1,25	1,25	2,30	1,96	2,87
0,15	0,14	0,36	0,21	0,25	0,35	0,17	0,15	0,09	0,14
0,60	0,14	0,35	0,21	0,35	1,25	1,51	1,26	2,53	
2,25	3,63	6,47	5,37	3,35	3,27	3,18	2,80	1,84	2,81
0,32	0,69	1,50	0,70	0,75	0,63	0,13	0,47	0,17	0,44
—	—	—	—	—	—	1,07	0,21	0,72	0,17
100,57	100,14	99,97	99,88	100,75	100,51	100,02	100,26	99,70	100,17

Chiffres projectives selon Osann-Becke

78.	79.	81.	82.	85.	86 a.	86 b.	86 c.	86 d.	M.
5,0	4,0	2,8	0,2	3,4	3,4	3,2	3,1	5,0	4,2
1,6	1,8	1,1	4,3	1,3	1,6	2,1	1,7	1,5	1,5
3,4	4,2	6,1	5,5	5,3	5,0	4,7	5,2	3,5	4,3
1,8	2,4	5,0	1,2	4,0	3,4	2,6	3,5	2,0	2,8
63,4	56,2	51,7	51,53	56,6	51,86	52,74	52,6	57,5	54,7

Tabela

**Skład mineralny obliczony według
C. I. P. W.**

	69.	70.	72.	74.	75.	76 a.	76 b.	76 c.
kw	7,50	1,62	4,02	15,12	4,1	3,8	2,9	—
or	7,78	5,01	6,12	7,23	5,6	5,9	10,0	6,67
ab	24,65	39,30	23,06	3,14	23,1	14,1	23,6	15,72
an	1,01	3,06	20,02	39,20	30,3	32,2	30,0	26,41
ne	—	—	—	—	—	—	—	—
di	—	—	—	2,16	5,0	13,1	3,1	22,19
kor	8,77	6,94	2,14	—	—	—	—	—
hy	26,30	31,20	22,02	13,70	22,7	24,1	15,9	13,61
ol	—	—	—	—	—	—	—	3,39
mt	3,40	3,43	8,35	12,30	2,8	3,7	7,2	6,26
ilm	3,48	2,29	2,13	2,28	3,0	2,6	3,5	3,50
hem	—	—	—	0,32	—	—	—	—
pir	—	—	—	—	—	—	—	—
ap	1,23	1,18	6,67	1,01	0,9	0,6	1,0	—
kc	10,68	2,11	7,80	0,40	0,5	0,8	0,5	0,70
H ₂ O	4,99	4,87	4,20	3,41	2,1	2,2	2,2	1,90
Suma	99,79	100,01	100,53	100,27	100,1	101,1	99,9	100,35

Liczby projekcyjne Niggli'ego

	69.	70.	72.	74.	75.	76 a.	76 b.	76 c.
si	115,0	132,2	109,3	120,0	133,2	119,7	126,0	105,0
al	23,6	26,0	21,4	24,0	25,3	21,5	26,4	18,4
fm	47,7	53,6	47,9	48,6	43,8	46,4	42,8	49,2
c	19,2	7,1	22,7	24,5	22,5	27,0	21,0	26,8
alk	9,5	13,3	8,0	2,8	8,4	5,0	9,8	5,6
k	0,3	0,11	0,2	0,7	0,2	0,2	0,3	0,29

II a.

Composition minéralogique virtuelle
selon C. I. P. W.

78.	79.	81.	82.	85.	86 a.	86 b.	86 c.	86 d.	M
—	—	4,32	8,70	—	—	—	—	—	—
2,86	3,36	3,33	1,05	6,7	13,3	11,7	7,8	4,45	21,13
50,32	36,15	23,20	1,08	34,58	24,6	22,0	28,3	45,06	14,15
17,79	20,30	5,00	43,64	14,74	18,6	22,5	21,1	15,57	19,18
—	0,31	—	—	—	—	—	—	—	—
4,82	13,61	—	8,59	9,29	8,9	3,1	6,6	2,22	14,47
—	—	9,28	—	—	—	—	—	—	—
5,77	—	29,77	15,77	25,82	—	13,0	5,8	12,26	—
1,40	6,36	—	—	1,03	17,5	11,5	14,6	2,02	3,43
—	7,00	9,52	8,80	5,79	7,4	3,2	3,9	3,02	3,71
4,11	5,19	5,45	4,43	2,58	2,3	3,8	4,4	3,80	5,47
9,60	—	—	—	—	—	—	—	—	6,08
—	—	—	—	—	—	1,1	0,2	0,72	0,17
—	0,95	1,24	1,18	0,58	1,0	1,3	1,3	3,02	3,02
1,38	0,30	0,70	0,49	0,80	2,8	3,4	2,9	5,80	—
2,57	4,32	7,97	6,02	4,10	3,9	3,5	3,3	2,01	3,25
100,62	100,05	99,80	99,75	100,68	100,3	100,1	100,2	99,95	100,02

Chiffres projectives de Niggli

78.	79.	81.	82.	85.	86 a.	86 b.	86 c.	86 d.	M
138,2	128,1	101,0	100,1	124,5	102,1	100,0	107,1	133,7	107
27,0	24,9	23,0	22,8	17,8	18,9	18,9	20,3	24,5	22,7
36,6	40,0	64,1	41,6	56,0	51,6	54,3	49,9	35,2	40,3
19,9	22,1	5,4	35,0	10,1	19,7	18,5	20,4	24,5	23,8
16,5	13,0	7,3	0,6	16,1	9,8	8,3	9,4	16,0	13,2
0,05	0,13	0,12	0,5	0,09	0,35	0,33	0,21	0,08	0,36

Tabela

Analizy chemiczne składników zlepieńca
suligulskiego obliczone z analiz plani-
metrycznych

% wag.	I a.	I b. ¹⁾	II.	III.	IV.
SiO ₂	73,09	74,21	74,17	74,17	73,36
Al ₂ O ₃	14,39	14,42	13,91	13,50	12,47
Fe ₂ O ₃	0,97	0,36	0,50	0,48	1,04
FeO	1,54	0,77	1,00	0,96	2,09
MgO	0,55	0,53	0,72	0,69	1,51
CaO	1,26	1,05	1,47	0,96	0,87
K ₂ O	4,66	4,41	3,69	6,16	4,14
Na ₂ O	3,07	3,72	3,71	2,77	3,55
P ₂ O ₅	0,16	—	—	0,09	0,05
TiO ₂	0,21	0,13	0,18	0,17	0,37
MnO	—	0,02	0,03	0,03	0,05
CO ₂	—	—	—	—	—
H ₂ O +	0,65	0,45	0,51	0,31	0,57
H ₂ O —	0,14	—	—	—	—
Suma	100,49	100,05	99,89	100,29	100,07

¹⁾ Anal. chem.

Liczby projekcyjne Osanna-Beckego

	I a	I b.	II.	III.	IV.
a ₀	8,1	8,6	8,2	8,6	7,8
c ₀	1,0	0,8	1,1	0,7	0,6
f ₀	0,9	0,6	0,7	0,7	1,6
f ₀ —c ₀	—0,1	—0,2	—0,4	0,0	1,0
% mol. SiO ₂	80,06	80,87	80,70	80,80	79,63

III.

Composition chimique de conglomérat
de Suligul selon les analyses planimé-
triques

V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
73,70	73,16	71,01	73,56	84,21	76,75
12,53	14,75	14,77	13,71	9,55	14,17
0,96	0,48	0,60	0,32	0,12	—
1,93	0,99	1,20	0,65	0,13	—
1,40	0,66	0,87	0,47	0,07	—
0,84	1,06	2,16	0,22	0,34	0,98
3,97	4,17	2,13	8,61	1,00	2,82
3,75	4,16	5,87	2,14	4,54	5,18
—	0,05	0,14	—	—	—
0,34	0,16	0,21	0,12	0,08	—
0,05	0,02	0,03	0,02	—	—
0,05	—	0,66	—	—	—
0,51	0,46	0,36	0,22	0,04	0,13
—	—	—	—	—	—
100,03	100,12	100,01	100,04	100,08	100,03

Chiffres projectives selon Osann-Becke

V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
8,0	8,6	8,1	9,4	9,5	9,3
0,6	0,7	0,9	0,1	0,3	0,7
1,4	0,7	1,0	0,5	0,2	0,0
0,8	0,0	0,1	0,4	—0,1	—0,7
79,89	79,75	77,41	81,00	88,14	82,51

Tabela

**Skład mineralny obliczony według
C. I. P. W.**

	I a.	I b.	II.	III.	IV.
kw	33,24	32,22	33,78	31,02	31,74
or	26,20	26,13	21,68	36,70	24,46
ab	26,20	31,44	31,44	25,58	29,87
an	5,56	5,28	7,23	3,89	4,45
kor.	2,14	1,53	1,12	0,71	0,51
di	—	—	—	—	—
hy	2,72	2,22	2,99	2,76	6,18
mt	1,59	0,46	0,70	0,70	1,62
ilm	0,46	0,30	0,30	0,30	0,76
ap	0,34	—	—	0,34	—
H ₂ O	0,81	0,43	0,51	0,51	0,57
Suma	100,66	100,01	99,75	100,31	100,16

Liczby projekcyjne Niggli'ego

	I a.	I b.	II.	III.	IV.
si	394	419	413	418	381
al	45,6	47,8	45,5	44,6	38,0
fm	14,6	9,5	12,7	12,2	25,5
c	7,4	6,4	8,7	5,7	5,0
alk	32,4	36,3	33,1	37,5	31,5
k	0,50	0,44	0,39	0,39	0,44

III a.

Composition minéralogique virtuelle selon C. I. P. W.

V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
51,62	29,40	22,80	26,54	53,16	53,54
23,55	24,46	12,79	51,15	6,12	16,68
51,96	35,11	49,78	18,54	38,25	44,01
4,17	5,28	7,51	1,11	1,67	5,00
0,51	1,53	—	0,51	0,41	0,71
—	—	2,10	—	—	—
5,88	3,33	2,46	1,86	0,20	—
1,39	0,93	0,93	0,46	0,23	—
0,61	0,50	0,46	0,50	0,15	—
—	—	0,54	—	—	—
0,51	0,46	0,56	0,22	0,04	0,13
100,00	100,80	99,55	100,09	100,23	100,16

Chiffres projectives de Niggli

V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
389	388	339	425	739	472
38,9	46,2	41,5	46,2	49,4	51,3
23,7	12,4	13,5	8,6	3,2	0,0
4,8	6,1	11,2	1,4	3,2	6,6
52,6	35,3	53,8	43,8	44,2	42,1
0,41	0,40	0,19	0,72	0,13	0,26

Tabela

Analizy egzotyków karpackich¹⁾

% wag.	granit Bugaj I.	granit Bugaj II.	granit Stare Bystre	granit Grabówka A.
SiO ₂	71,90	72,15	73,42	76,12
ZrO ₂	0,15	—	0,04	—
TiO ₂	0,42	0,47	0,17	0,11
Al ₂ O ₃	13,66	12,88	12,41	13,06
F ₂ O ₃	2,25	3,98	1,42	0,61
FeO	1,39	—	1,33	0,56
MnO	0,12	0,06	0,19	—
MgO	0,66	1,15	1,19	0,27
CaO	1,53	1,11	0,56	0,34
BaO	—	—	0,05	—
Na ₂ O	3,52	3,43	3,68	3,49
K ₂ O	3,99	4,57	4,79	4,83
H ₂ O +	0,76	0,90	0,74	0,50
H ₂ O —	0,08		0,24	0,11
S	0,02	—	0,01	—
P ₂ O ₅	0,19	—	0,18	0,17
F ₂	0,20	—	0,20	—
	<hr/>	<hr/>	<hr/>	<hr/>
	100,64	100,90	100,62	100,17
— F ₂ = O	0,08		0,08	
	<hr/>		<hr/>	
	100,56		100,54	

Liczby projekcyjne Osanna-Beckego

a ₀	7,6	7,7	8,3	9,25
c ₀	1,1	0,8	0,4	0,25
f ₀	1,3	1,5	1,3	0,50
f ₀ —c ₀	0,2	0,7	0,9	0,25
% mol. SiO ₂	76,01	76,89	77,52	82,58

¹⁾ Według prac St. Kreutza i A. Gawła (l. c.).

IV.

Analyses des roches exotiques carpatiques

granit Grabówka B.	granit Strachocina.	Granofir. (Sanok)	Porfir. (Sanok)
75,68	73,92	73,80	77,44
—	—	—	—
0,12	0,09	0,24	0,11
14,16	14,77	13,65	12,45
0,04	—	0,48	0,29
0,96	0,55	1,55	0,40
—	—	—	—
0,27	0,09	0,40	0,22
1,49	0,78	0,93	0,47
—	—	—	—
3,44	3,52	3,09	2,31
3,44	5,89	5,26	5,04
0,47	0,27	0,60	1,10
0,10	0,02	—	0,42
—	—	—	—
0,12	0,11	0,10	śląd
—	—	—	—
100,29	99,79	100,06	100,26

Chiffres projectives selon Osann-Becke

8,5	9,5	8,6	9,2
1,2	0,6	0,7	0,4
0,5	0,1	0,7	0,4
—0,7	—0,5	0,0	0,0
81,76	81,09	80,50	84,41

Tabela

**Skład mineralny obliczony według
C. I. P. W.**

	granit	granit	granit	granit
% wag.	Bugaj I.	Bugaj II.	Stare Bystre	Grabówka A.
kw	32,82	30,54	30,54	36,66
or	23,91	26,69	28,56	28,56
ab	28,82	29,54	30,92	29,54
an	6,59	5,56	1,95	0,85
kor	1,53	0,20	0,51	1,84
hy	FeSiO ₃	0,26	0,15	1,45
	MgSiO ₃	1,60	2,90	3,00
mt	3,25	3,25	2,09	0,95
ilm	0,76	0,91	0,30	0,15
ap	0,54	—	0,54	0,54
H ₂ O	0,85	0,90	0,98	0,61
	100,55	100,42	100,44	100,16

Liczby projekcyjne Niggli'ego

si	370	365	391	478,44
al	41,5	37,3	39	48,44
fm	20,5	24	22	8,65
c	8,45	6	4	2,20
alk	29,7	51	35	40,85
k	0,44	0,47	0,46	0,47

IV a.

Composition minéralogique virtuelle
selon C. I. P. W.

granit Grabówka B.	granit Strachocina.	Granofir. (Sanok)	Porfir. (Sanok)
38,22	29,02	32,46	43,20
20,57	35,03	31,14	30,02
29,34	29,87	26,20	19,59
6,67	3,06	3,89	2,22
2,24	1,43	1,43	2,35
1,45	0,53	1,98	0,40
0,70	0,20	1,00	0,60
—	—	0,70	0,46
0,30	0,15	0,46	0,15
0,34	0,34	0,34	—
0,57	0,29	0,60	1,53
100,40	99,92	100,20	100,32

Chiffres projectives de Niggli

451,96	431,55	418,1	544,8
49,86	50,83	45,68	51,68
7,41	2,35	12,67	6,24
9,56	4,89	5,67	3,56
33,17	41,93	36,07	38,52
0,39	0,52	0,52	0,58

SPIS ANALIZ CHEMICZNYCH.

(TABELA I-II).

1. Gnejs albitowy z Albina. Anal. M. Kampioni.
7. Gnejs albitowy z potoku Łostuń. Anal. H. Gawińska.
9. Gnejs albitowy z Czymirnego. Anal. M. Kampioni.
10. Gnejs albitowy z Czymirnego. Anal. M. Kampioni.
11. Gnejs albitowy z górnego Czeremoszu. Anal. M. Kampioni.
14. Gnejs oligoklazowy z Łostunia. Anal. St. Biskupski.
17. Gnejs mikroklinowy z hali Czolakinu. Anal. M. Kampioni.
18. Gnejs mikroklinowy z Łostunia. Anal. St. Biskupski.
19. Gnejs mikroklinowy z Łostunia. Anal. Wł. Wawryk.
21. Gnejs ortoklazowy z górnego Czeremoszu. Anal. H. Gawińska.
22. Gnejs mikroklinowy z grzbietu Prełużnego. Anal. M. Kampioni.
25. Gnejs mikroklinowy z potoku Prełużnego. Anal. H. Gawińska.
45. Łupek serycytowy z Budyjowskiej Wielkiej. Anal. J. Syniewska.
53. Łupek serycytowy z bocznego Łostunia. Anal. H. Gawińska.
58. Łupek serycytowy z Czymirnego. Anal. M. Kampioni.
69. Łupek chlorytowy z potoku Mokryń. Anal. H. Gawińska.
70. Łupek chlorytowy z grani Rotundulu. Anal. J. Syniewska.
72. Łupek epidotowy z Kamienia Mokrynów. Anal. Wł. Wawryk.
74. Łupek epidotowy z Perkałabu. Anal. M. Kampioni.
75. Amfibolit z połoniny Prełuki. Anal. H. Gawińska.
- 76a. Amfibolit z potoku Albin (odm. I). Anal. H. Gawińska.
- 76b. Amfibolit z potoku Albin (odm. II). Anal. St. Biskupski.
- 76c. Amfibolit ze zlepieńca suligulskiego. Anal. St. Biskupski.
78. Bazalt albitowy z Czywczyna. Anal. H. Gawińska i M. Kampioni.
79. Bazalt albitowy z Czywczyna. Anal. M. Kampioni.
81. Bazalt albitowy z Popadji. Anal. M. Kampioni.
82. Bazalt albitowy z potoku Albin. Anal. H. Gawińska.
85. Diabaz albitowy z Prełużnego. Anal. H. Gawińska.
- 86a. Diabaz barkewikitowy z grzbietu Ryżowatego. Anal. H. Gawińska i St. Biskupski.
- 86b. Diabaz barkewikitowy z potoku Ryżowaty. Anal. St. Biskupski.
- 86c. Diabaz barkewikitowy z potoku Ryżowaty. Anal. Wł. Wawryk.
- 86d. Diabaz barkewikitowy (ciemne smugi). Anal. Wł. Wawryk.
- M. Cieszynit z Markłowic. Anal. Wł. Wawryk.

TABELA III.

(Z przeliczeń analiz planimetrycznych składników zlepieńca suligulskiego).

- Ia. Granit ze źródeł Czeremoszu. Analiza chemiczna. Anal. St. Biskupski.
 - Ib. Granit ze źródeł Czeremoszu. Z analizy planimetrycznej.
 - II. Granit z Komana.
 - III. Granit z Hniasy.
 - IV. Granit z Albina. *
 - V. Granit z Albina.
 - VI. Granit ze źródeł Czeremoszu.
 - VII. Granit z grani Komanowa-Hniasa.
 - VIII. Aplit z Suligula.
 - IX. Aplit z Suligula.
 - X. Aplit z Suligula.
-

OBJAŚNIENIE TABLIC.

TABLICA I.

- Fot. 1. Gnejs albitowy z granatami. Potok Albin. Nik. skrzyż. (Nr. 1).
- Fot. 2. Gnejs albitowy z Czymirnego. Nik. skrzyż. (Nr. 10).
- Fot. 3. Gnejs albitowy z górnego Czeremosza. Nik. skrzyż. (Nr. 11).
- Fot. 4. Gnejs oligoklazowy z Łostunia. Kryształ kwarcu z dwuścianem podstawowym. Nik. skrzyż. (Nr. 14).
- Fot. 5. Gnejs oligoklazowy z Łostunia. Protoklaza i resorbcja magmowa kwarcu. Nik. skrzyż. (Nr. 14).
- Fot. 6. Gnejs mikroklinowy z Łostunia. Protoklaza i resorbcja magmowa skaleni. Nik. skrzyż. (Nr. 18).

TABLICA II.

- Fot. 1. Gnejs mikroklinowy z Łostunia. Mikroklin o strukturze szachownicowej. Nik. skrzyż. (Nr. 18).
- Fot. 2. Gnejs mikroklinowy z Lustona k. strażnicy rumuńskiej. Mikroklin powstały wśród zbierającej krystalizacji. Nik. skrzyż. (Nr. 19).
- Fot. 3. Gnejs mikroklinowy z Prełużnego. Pojkilmaty skaleniowe. Nik. skrzyż. (Nr. 22).
- Fot. 4. Gnejs mikroklinowy. Potok Prełużny. Nik. skrzyż. (Nr. 25).
- Fot. 5. Łupek kwarcytowy z Albina. Mikrofałdy podkreślone obecnością grafitu. Św. zw. (Nr. 29).
- Fot. 6. Łupek kwarcytowy z Albina. Uskokowe przesunięcia ziarn kwarcu. Nik. skrzyż. (Nr. 30).

TABLICA III.

- Fot. 1. Łupek kwarcytowy z Albina. Nik. skrzyż. (Nr. 34).
- Fot. 2. Łupek kwarcytowy z Łostunia. Granaty i pył grafitowy. Św. zw. (Nr. 39).
- Fot. 3. Łupek serycytowy z granatami z Prełuk. Nik. skrzyż. (Nr. 60).
- Fot. 4. Łupek serycytowy z Prełuk. Nik. skrzyż. (Nr. 60).
- Fot. 5. Łupek serycytowy z Prełużnego. Mikrofałdy serycytu i kwarcu. Św. zw. (Nr. 62).
- Fot. 6. Łupek serycytowy z potoku Prełużny. Nik. skrzyż. (Nr. 63).

TABLICA IV.

- Fot. 1. Łupek epidotowy z potoku Ryżowaty. Św. zw. (Nr. 71).
Fot. 2. Łupek epidotowy z nad Czeremosza. Św. zw. (Nr. 73).
Fot. 3. Łupek epidotowy z Perkałabu. Św. zw. (Nr. 74).
Fot. 4. Bazalt albitowy z Czywczyna. Żyła z detrytusem albitowym. Nik. skrzyż.
Fot. 5. Bazalt albitowy z Czywczyna. Skalenie w żyłę chlorytowej. Nik. skrzyż.
Fot. 6. Bazalt albitowy z Czywczyna. Detrytus skaleniowy. Nik. skrzyż.

TABLICA V.

- Fot. 1. Amfibolit z Albina. Granat porfiroblastyczny. Św. zw. (Nr. 76).
Fot. 2. Amfibolit z Albina o strukturze nematoblastycznej. Wkładka albitowo-epidotowa. Św. zw. (Nr. 76).
Fot. 3. Amfibolit z Prełuk. Plagjoklaz, granat i hornblenda z wrostkami kwarcu. Św. zw. (Nr. 75).
Fot. 4. Diabaz barkewikitowy z Ryżowatego. Augit i barkewikit na tle albitu. Św. zw. (Nr. 86).
Fot. 5. Diabaz albitowy z Prełęcznego. Św. zw. (Nr. 85).
Fot. 6. Diabaz albitowy z Prełęcznego. Żyła epidotowo-albitowa. Św. zw. (Nr. 85).

TABLICA VI.

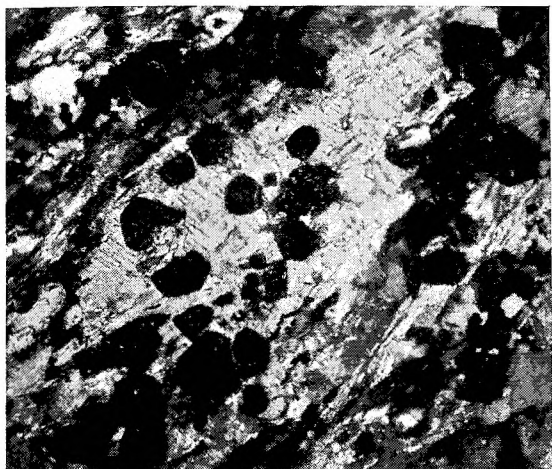
- Fot. 1. Bazalt albitowy z Czywczyna. Prakryształy albitu. Św. zw. (Nr. 78).
Fot. 2. Bazalt albitowy z Czywczyna. Struktura ofitowa. Św. zw. (Nr. 79).
Fot. 3. Bazalt albitowy z Czywczyna. Skalenie ciasta skalnego ułożone potokowo. Św. zw. (Nr. 79).
Fot. 4. Bazalt albitowy z Budyjowskiej Wielkiej. Św. zw. (Nr. 84).
Fot. 5. Żyłka chlorytowa w bazalcie albitowym z potoku Albin. Św. zw. (Nr. 82).
Fot. 6. Bazalt albitowy z Czywczyna. Utwory żyłowe. Św. zw. (Nr. 78).

TABLICA VII.

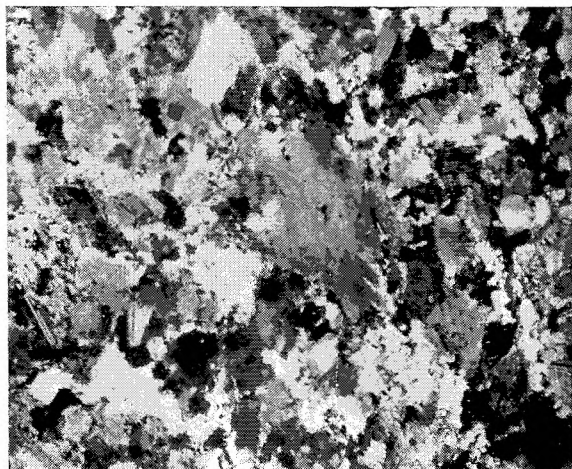
- Fot. 1. Bazalt albitowy z Czywczyna. Struktura ofitowa, brak piroksenu. Św. zw. (Nr. 79).
Fot. 2. Bazalt albitowy z Czywczyna. Świeże pirokseny, zwietrzałe skalenie, Św. zw. (Nr. 79).
Fot. 3. Diabaz barkewikitowy z Ryżowatego. Przekroje barkewikitu na tle skaleni. Św. zw. (Nr. 86).
Fot. 4. To samo w świetle spolaryzowanym.
Fot. 3. Diabaz barkewikitowy z Ryżowatego. Odmiana drobnoziarnista; żerdki barkewikitu wśród skaleni. Św. zw. (Nr. 86).
Fot. 6. Skała rodonitowa z Prełęcznego. Rodonit i kwarc. Nik. skrzyż.

TABLICA VIII.

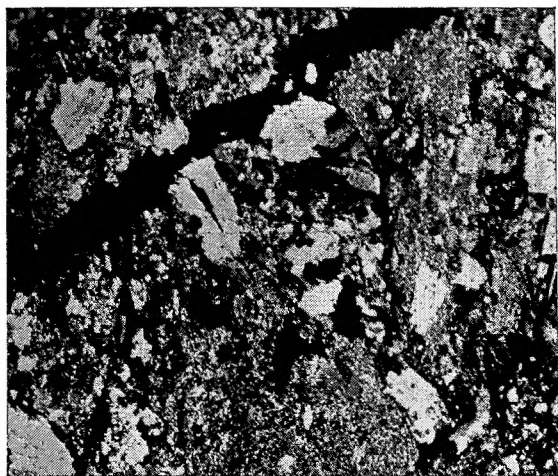
- Fot. 1. Aplit zlepieńca suligulskiego. Nik. skrzyż.
Fot. 2. Gnejs zlepieńca suligulskiego. Nik. skrzyż.
Fot. 3. Gnejs mikroklinowy zlepieńca suligulskiego. Nik. skrzyż.
Fot. 4. Amfibolit zlepieńca suligulskiego. św. zw.
Fot. 5. Zlepieniec suligulski. Nik. skrzyż.
Fot. 6. Łupek serycytowy. Nik. skrzyż.
-



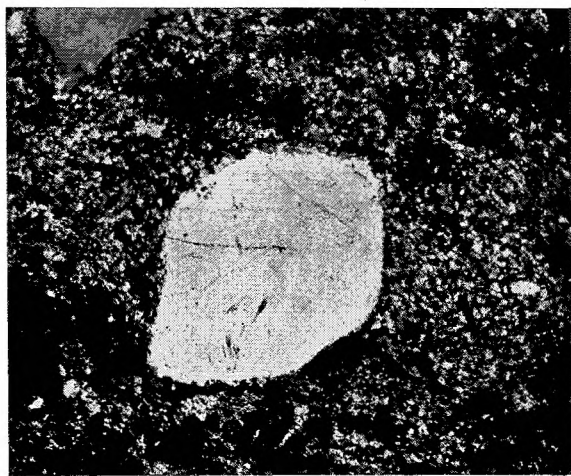
1



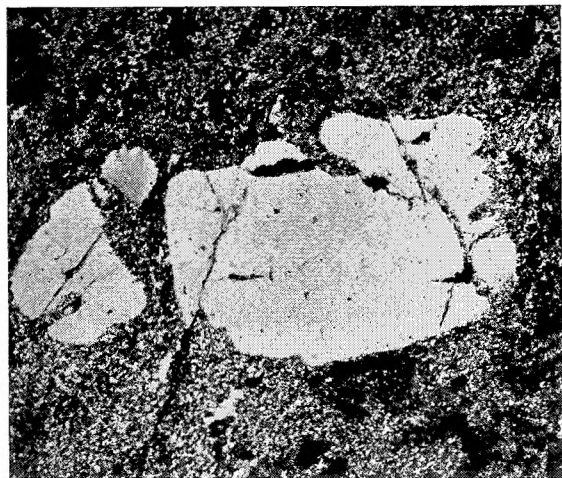
2



3



4



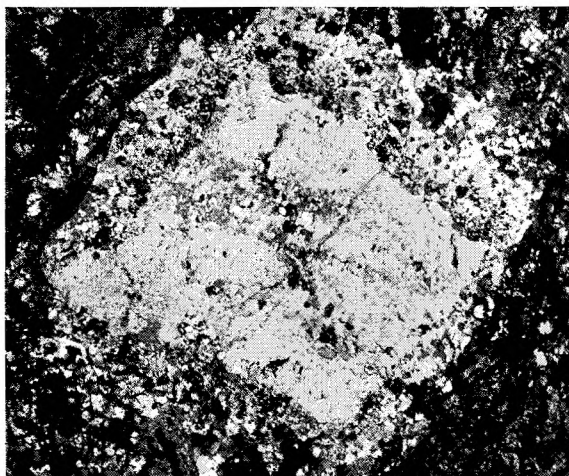
5



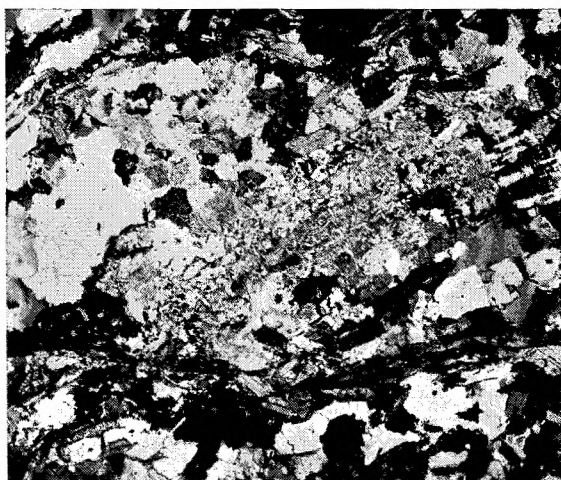
6



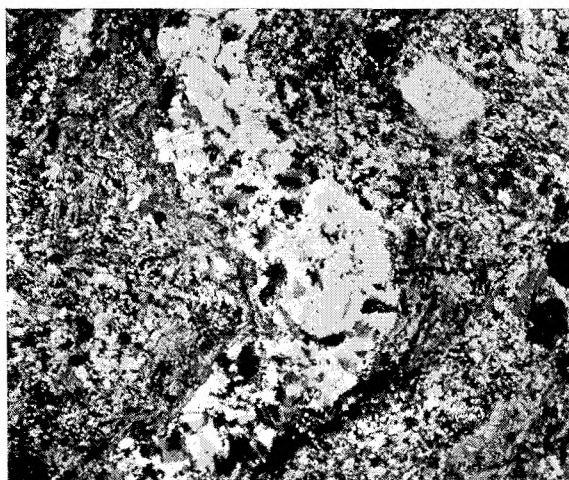
1



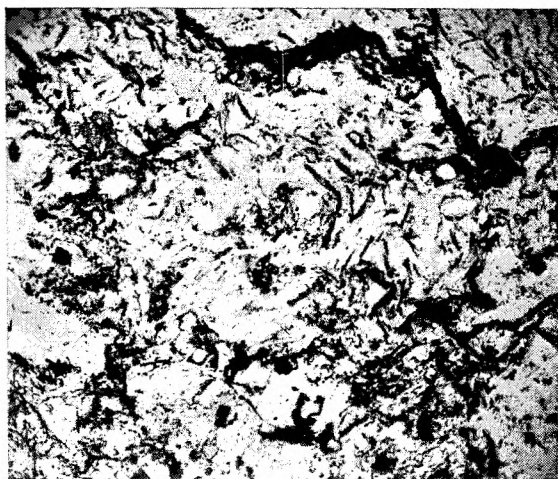
2



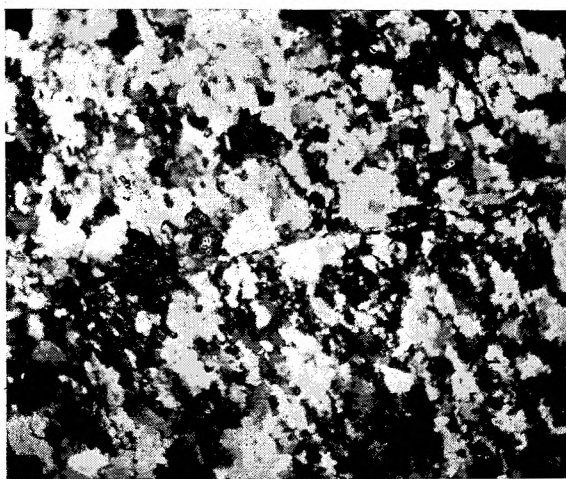
3



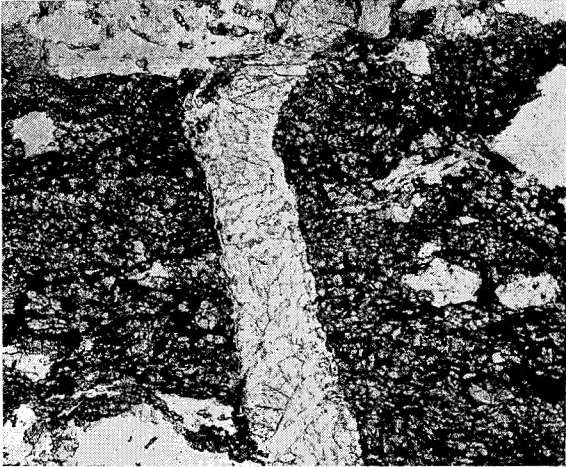
4



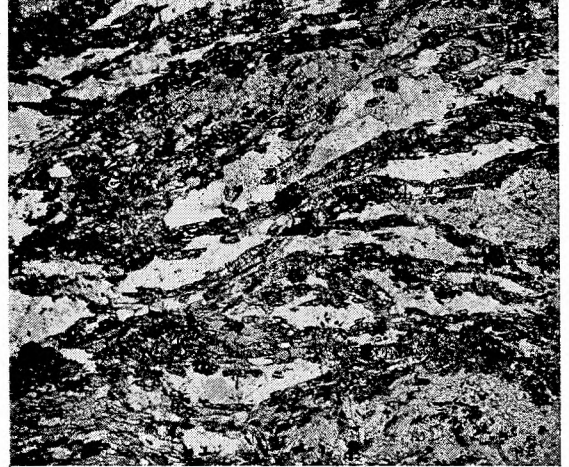
5



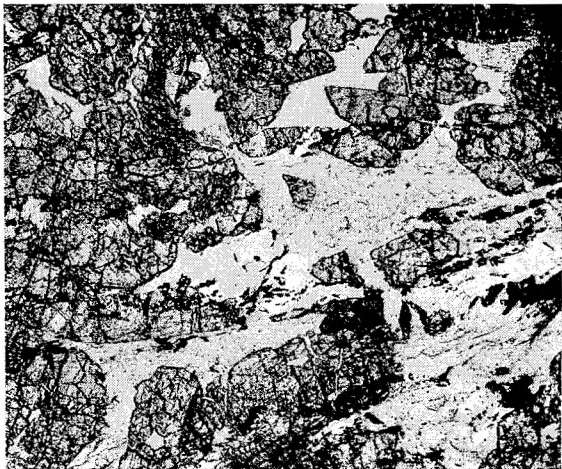
6



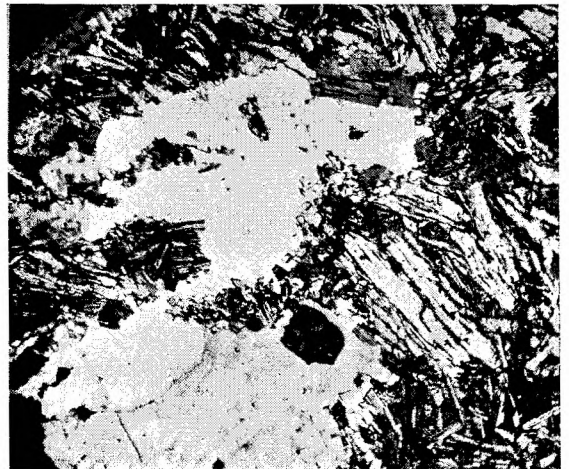
1



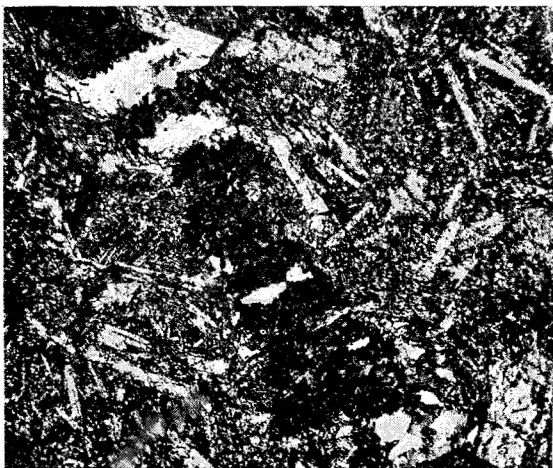
2



3



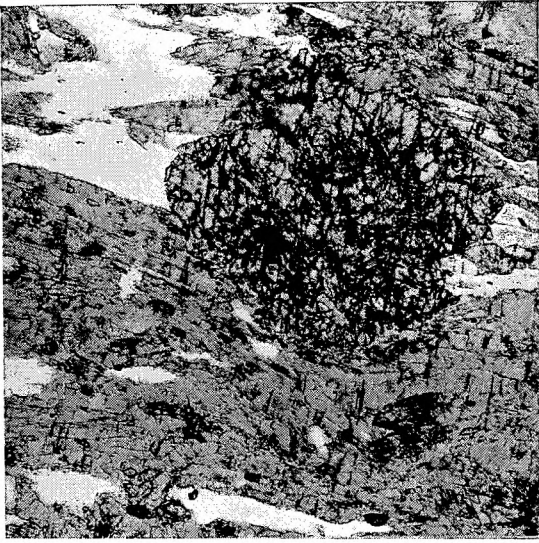
4



5



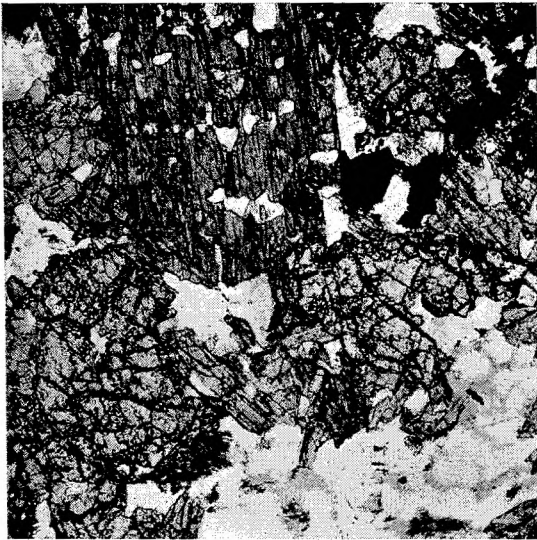
6



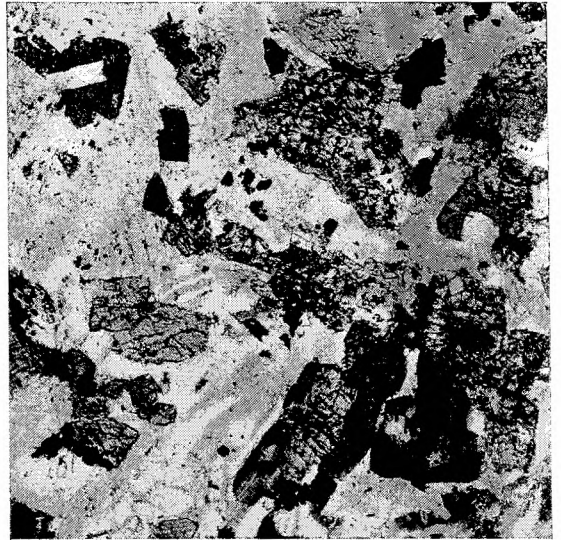
1



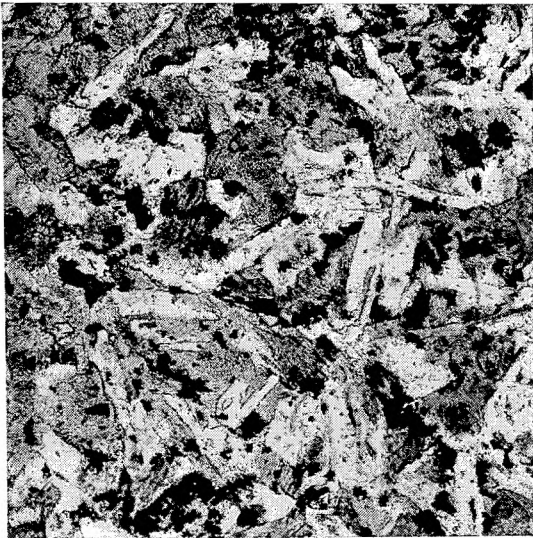
2



3



4



5



6



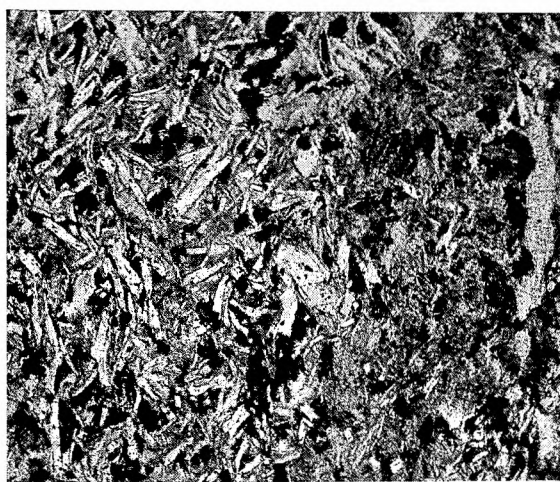
1



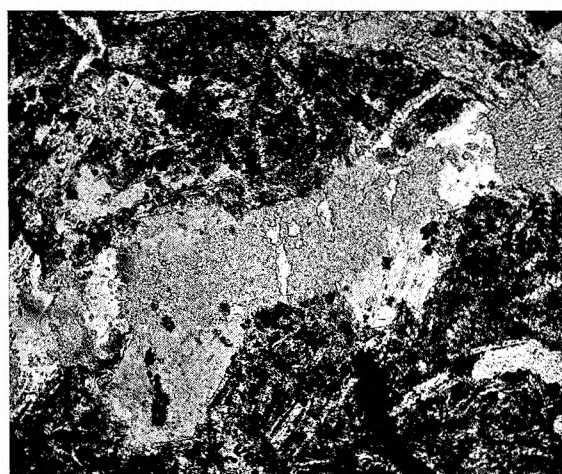
2



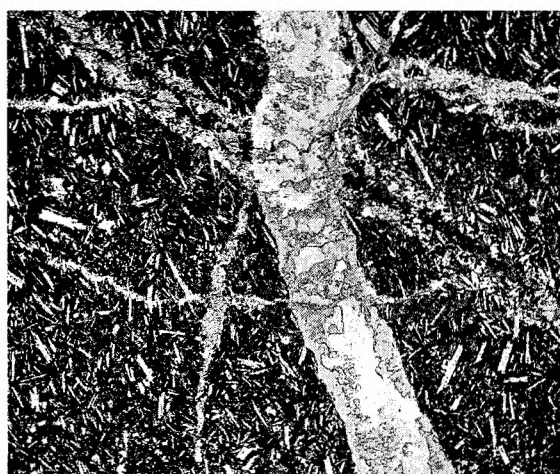
3



4



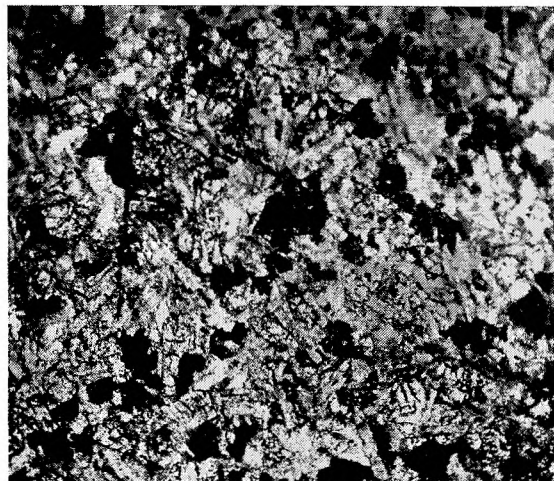
5



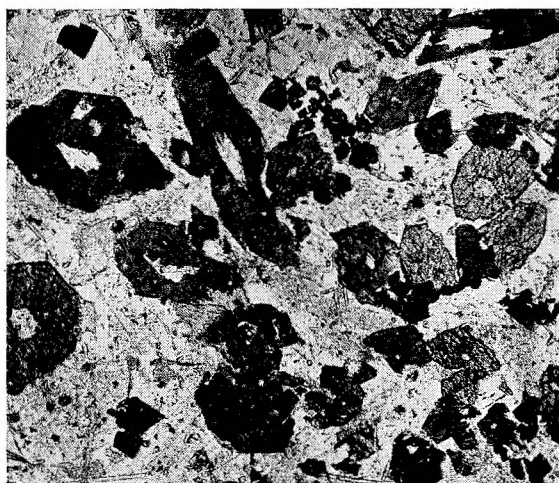
6



1



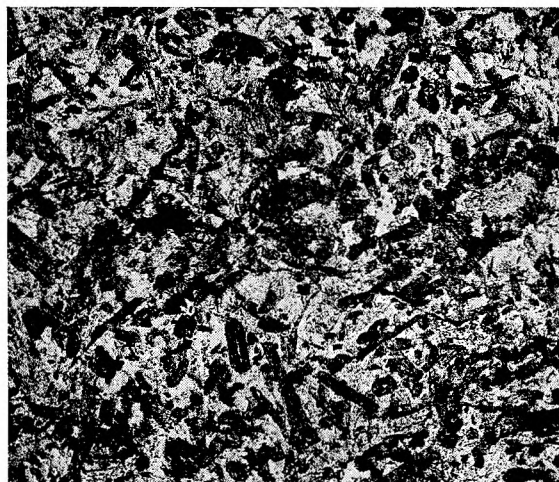
2



3



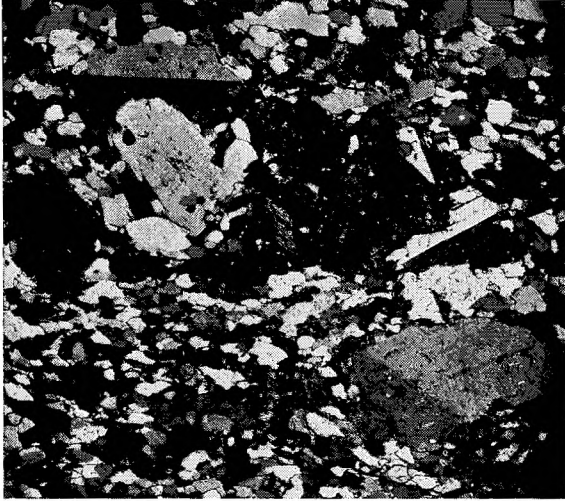
4



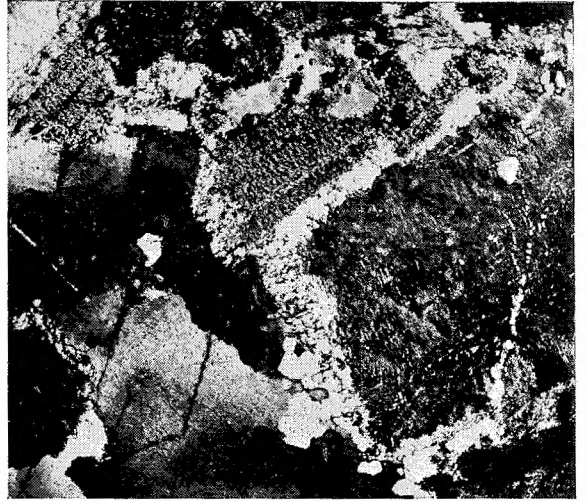
5



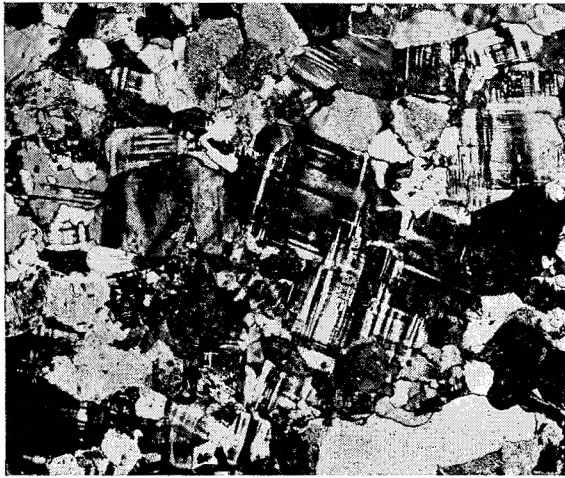
6



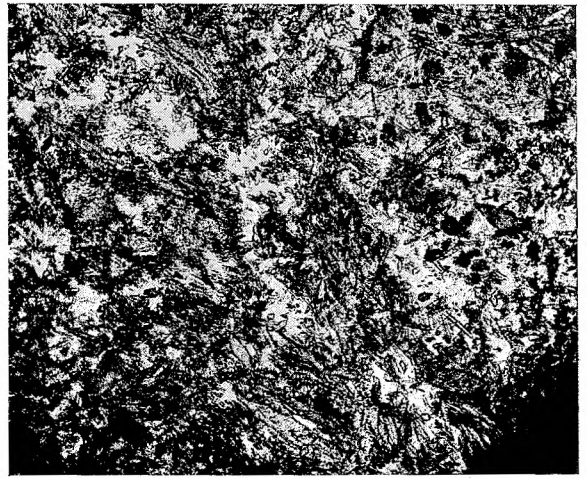
1



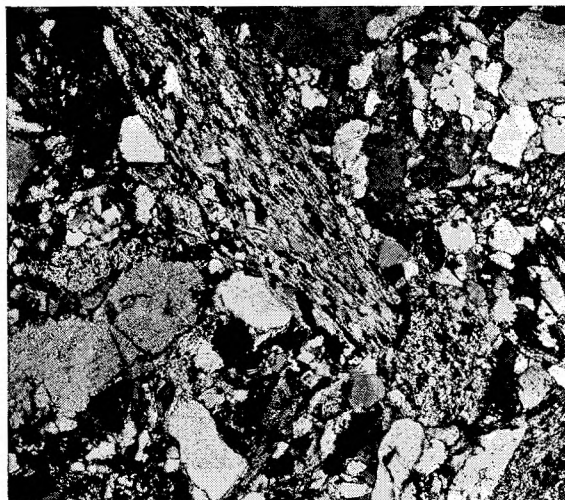
2



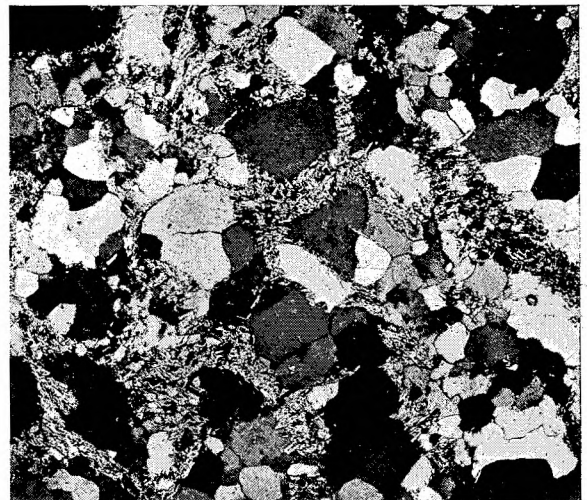
3



4



5



6

CZEŚĆ DRUGA.

GEOLOGJA ¹⁾.

Najbardziej ku południowi wysunięty kraniec Rzeczypospolitej, wciskający się wąskim klinem w ziemię dzisiejszej Rumunii, ujawnia w swej budowie geologicznej starsze od fliszu elementy, które pozatem nigdzie w polskich Karpatach Wschodnich nie ukazują się na powierzchni ziemi. Są to paleozoiczne utwory krystaliczne i mezozoiczne skałki dolomityczno-wapienne.

Znajdujemy się tu na obszarze, który ze względu na swą strukturę geologiczną wiąże się ściśle z Karpatami Rumuńskimi. Główne rozprzestrzenienie wspomnianych powyżej utworów przypada na Karpaty Marmaroskie, Bukowińskie, na Alpy Rodniańskie i dalej ku południowi ciągnące się łańcuchy górskie.

W granicach naszych ziem widzimy jedynie tylko wąski rąbek paleozoicznych i mezozoicznych utworów, północno-wschodni kraniec rozległej masy zapadającej już pod kredowy i trzeciorzędowy flisz.

Górzysta kraina będąca przedmiotem niniejszego studjum jest położona daleko od wszelkich siedzib ludzkich. Od najbliższej stacji kolejowej wędrować trzeba piękną doliną Czarnego Czeremosza około trzech dni. Po minięciu Żabia, Dzembroni, Zielonego, Jawornika, Burkutu, wkraczamy w najdzikszą część doliny. Z obydwu stron wąskiej strugi wodnej piętrzą się na stromych stokach ściany lasów, a ponad niemi rozległe połoniny uwieńczone gdzieniegdzie skalistymi szczytami. Tu i ówdzie szalas watahy, schronisko dla traczy lub pikiet strażnicy granicznej, a pozatem dzika i niezaludniona puszcza górską.

¹⁾ Opracowana przez Dra Z. Pazdrę.

Dla dokładnego zbadania budowy geologicznej tego obszaru potrzebna była osobna wyprawa naukowa należycie wyekwipowana. Zasadniczym problemem, który wysunął się na pierwszy plan, było krystalinikum, występujące tu w większej jednostce geologicznej. Ponieważ składa się ono ze skał zmetamorfizowanych, przeto dla jego zbadania i graficznego przedstawienia na mapie konieczna była ścisła współpraca geologów i petrografów. Różne typy łupków krystalicznych nie mogły być oznaczone dokładnie jedynie tylko na drodze makroskopowego zbadania. Potrzebne tu były analizy chemiczne i mikroskopowe i to w takiej ilości wykonane, aby dokładność zróżnicowania krystalinikum dla celów mapy geologicznej dochodziła do maksymalnej granicy, możliwej w danych warunkach. Zresztą współpraca nie ograniczyła się jedynie do serji krystalicznej, lecz objęła także i mezozoikum oraz częściowo flisz.

Autor otrzymał od kierownika wyprawy, prof. J. Tokarskiego, mandat opracowania mapy geologicznej w podziałce 1 : 25.000. Zdjęcie geologiczne zajęło około 150 dni roboczych w terenie. Obszar zdjęty wynosi blisko 250 km kwadratowych. Ograniczony jest od południowego zachodu granicą Państwa począwszy od Starejstaji do źródeł Perkałabu (Białego Czeremosza), od południowego wschodu doliną Perkałabu, od północnego wschodu doliną Maskatyna, przełęczą Hlistowate i doliną Czarnego Czeremosza aż do ujścia Dobrynia, wreszcie od północnego zachodu granicą Starastaja.

Mapy topograficzne w skali 1 : 75.000 oraz w podziałce 1 : 25.000, która jest tylko mechanicznem powiększeniem tamtej, okazały się w wielu miejscach fałszywe. Do znaczniejszych błędów tych map należą: wrysowanie takich potoków, które w rzeczywistości nie istnieją, brak potoków istniejących, mylnie wrysowany przebieg niektórych mniejszych potoków, błędy w pomiarach wysokości i w przeprowadzeniu izohyps dochodzące do 100 metrów. Wskutek takich błędów, często orientacja była bardzo utrudniona, szczególnie w obszarach zalesionych. Wykonano więc szereg poprawek, w pierwszym rzędzie w tych miejscach, gdzie były one potrzebne ze względu na ważniejsze szczegóły budowy geologicznej. Poprawki te robiono przy pomocy niezależnych pomiarów kilkoma aneroidami, telemetru, kompasu górniczego i krokomierza.

W roku 1929 zebrano na trzytygodniowej wycieczce orientacyjnej pierwszy materiał skalny. Jego zbadanie dało wskazówki co do metody zdjęcia terenowego. Postawiliśmy zasadę zbierania materiału przeznaczonego do analizy mikroskopowej z możliwie największej ilości równomiernie rozmieszczonych punktów, bez względu na to czy makroskopowy wygląd zbieranych skał był taki sam czy inny. W tych zaś miejscach, gdzie występowało zróżnicowanie materiału skalnego, tam punkty te były odpowiednio zagęszczane. Zbierane okazy oznaczaliśmy nazwą lokalną (rzeka, potok, połonina, szczyt, góra) i wysokością, na przykład: „Czarny Czeremosz 1320 m“ lub „ścieżka graniczna na północ od szczytu 1600 m, wysokość 1540 m“ i t. p.

Kampanja terenowa przeprowadzona była według następującego planu: członkowie ekspedycji, którzy mieli za zadanie wykonywać zdjęcie geologiczne, dzielili się na dwie trójki lub trzy dwójki. Każda trójka lub dwójka miała codziennie wyznaczany obszar zdjęcia, który był podawany do wiadomości kierownika ekspedycji. Ten system trójkowy dawał korzyści idące w kierunku zwiększenia bezpieczeństwa osobistego pracowników oraz wyzyskania zdolności obserwacyjnej. Notowane obserwacje były następnie uzgadniane i rejestrowane przez kierownika zdjęcia geologicznego. Podczas tych badań terenowych notowano oczywiście na mapie zasięg i granice poszczególnych utworów geologicznych, przyczem posługiwano się zrazu nazwami prowizorycznymi, które były konieczne dla wzajemnego porozumienia się.

Po kampanji terenowej zebrane okazy były poddane badaniu mikroskopowemu i chemicznemu. W ten sposób obok materiału obserwacyjnego polowego, powstawał materiał drugi, oparty na dokładniejszych kryterjach.

Dalszym etapem było zesumowanie i uzgodnienie w mapie obu tych materiałów. Tam gdzie występowały różnice w oznaczeniu terenowym a laboratoryjnym — tam przeprowadzono w następnym roku reambulację spostrzeżeń terenowych oraz uzupełniano materiał dla mikroskopu.

Staraliśmy się ograniczyć interpolację granic geologicznych tylko do tych przypadków, gdzie innego rozwiązania nie było. Dotyczy to przede wszystkim gęsto zalesionych lub pokrytych wiatrolomami stoków, na których odkrywek nie

było. Pozatem śledziliśmy granice pewnych utworów wzdłuż ich kierunków lub często posługiwaliśmy się „tyraljerą“, w której uczestnicy pozostawali w kontakcie głosowym lub wzrokowym. Stosowaliśmy też czasem zdjęcie krokówkowe. Metoda ta okazała się jednak niepraktyczną ze względu na fizycznie bardzo trudny teren. Potoki, które, jak zwykle w Karpatach, prawie jedyne ujawniają w odkrywkach podłoże skalne, są tu prawie zreguły zasypane na wysokość kilku metrów zwalonami, butwiejącymi pniami drzew, na które trzeba się wspinać lub obchodzić je daleko stokami. W tych warunkach pomiar krokomierzem i kompasem był niemożliwy. Jedynym niemal instrumentem pomocnym w orientacji był aneroid. Oczywiście w tych miejscach, gdzie mapa okazywała się błędną, trzeba było obserwacje powtarzać i poprawiać.

Niektóre partje ze względu na ważniejsze szczegóły lub bardziej zawiłą budowę geologiczną kartowano w podziałce 1:10000. Podkład topograficzny dla takiego zdjęcia uzyskiwaliśmy przez mechaniczne powiększenie z mapy 1:25000. W jednym przypadku (górną Albin) wykonane było zdjęcie specjalne teodolitem w skali 1:2000.

W ten sposób powstała mapa, która przynajmniej odnośnie do krystalinikum i serji permsko-mezozoicznej, oparta jest na możliwie największej sumie obserwacyj. Różne inne szczegóły odnoszące się do zdjęcia poruszone będą jeszcze w następnych rozdziałach.

O r o g r a f j a.

W górnym dorzeczu Czarnego Czeremosza przebiegają dwa pasma górskie zrazu mniejwięcej równoległe do siebie, potem zbieżne. Jedno z nich to pasmo Stoh—Budyjowska Wielka—Hnitesa. Nazwiemy je „Górami Czywczyńskimi“¹⁾ od dominującego tu szczytu Czywczyna (1769 m). Drugie pasmo nosi miano Gór Ludowych. Kierunek jednego i dru-

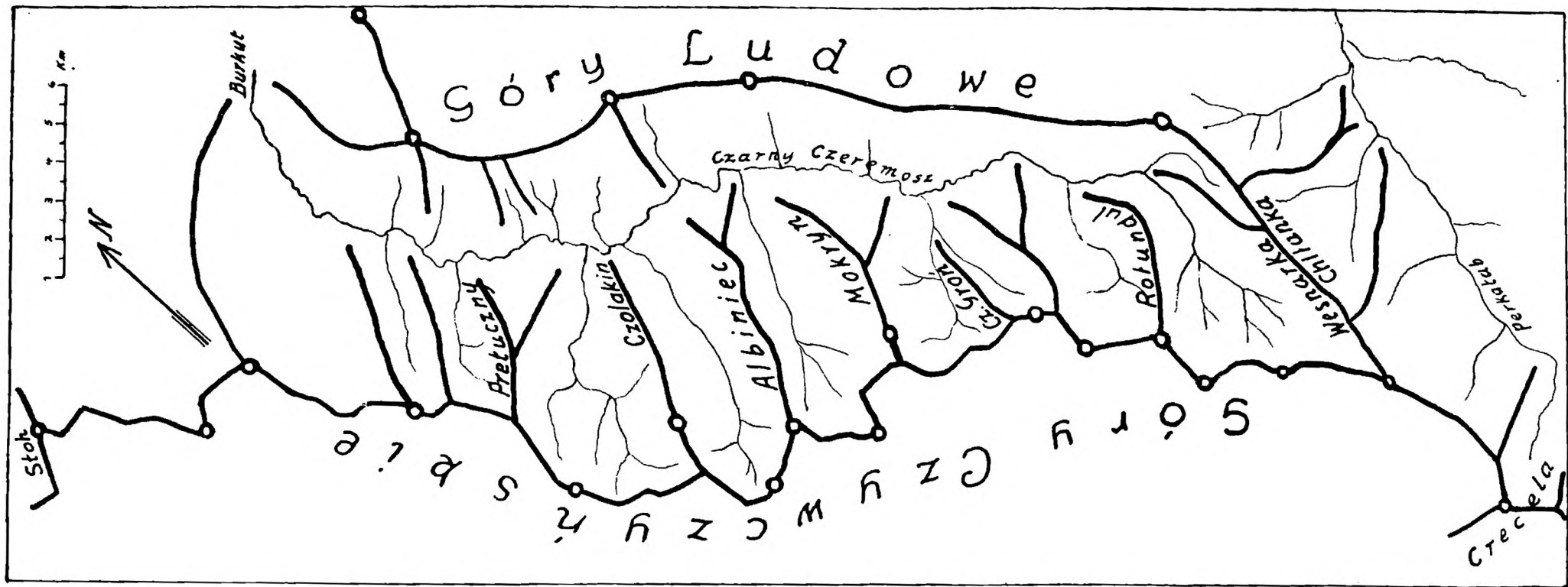
¹⁾ Z końcem roku 1932 ukazał się arkusz „Burkut“ nowej mapy, wydanej przez Wojskowy Instytut Geograficzny, w skali 1:100.000. Na arkuszu tym wprowadzono oficjalnie nazwę „Góry Czywczyńskie“. Nazwy szczytów, grzbietów, potoków i t. p. podane są w pracy naszej według brzmienia nowej mapy polskiej.

giego jest naogół północno-zachodni południowo-wschodni z pewnemi odchyleniami.

Pasma gór Czywczyńskich rozpoczyna się na północno-zachodnim końcu szczytem Stoh (1655 m). Stoh tworzy obecnie tak zwane „triplax confinium“, gdyż na nim zbiegają się granice trzech państw: Polski, Czechosłowacji i Rumunii. Stoh jest zarazem węzłem orograficznym, gdyż na nim schodzą się też trzy różnokierunkowe pasma: jedno biegnące od Popa Iwana, drugie od Meniski, trzecie od Budyjowskiej Wielkiej.

Pasma gór Czywczyńskich utworzone jest z następujących szczytów: Copilascul (1599 m), Kierniczny Mały (1593 m), Furatek (1530 m), Ladescul (1590 m), Budyjowska Wielka (1684 m), Suligul (1694 m), Popadia (1526 m), Luston (1646 m), Pirje (1554 m), Purul (1620 m), Steviora (1630 m), Dealul Coman (1722 m), Comanowa (1734 m), Hnitesa (1762 m). Przebieg pasma jest stosunkowo dość nieregularny. Linja działu wodnego pomiędzy Czarnym Czeremoszem z jednej strony, a Riu Vaser i Ruszkową Riką z drugiej strony, przebiegająca właśnie pasmem Gór Czywczyńskich, jest zygzakowato powyginana i często załamuje się pod ostrym kątem. Wysokości poszczególnych szczytów wahają się względem siebie w granicach 240 metrów, a przełęcz leżące pomiędzy nimi są niekiedy bardzo głęboko wcięte, jak na przykład przełęcz pod Pirje. Formy szczytów urozmaicone: łagodne, kopulaste i trawiaste tworzące piękne połoniny, obok stromych, ostrych piramid, pokrytych piargami. Inne ozdobione są skałkami wapiennymi lub zlepieńcowymi. Są wreszcie takie, których stoki z jednej strony opadają łagodnie, z innej stromemi, przepaścistymi, skalnymi ścianami.

Od głównego pasma odgałęziają się boczne, krótkie pasma—żebra. Po polskiej stronie są to: Regieska Wielka, Ruski Dział, Starastaja, grań Czolakin, Albiniec (Albin), Mokryn Mały i Wielki, Czarny Groń, Balaseni i Rotundul. Są to zazwyczaj łagodne granie, do 7 km długie, opadające swym końcem stromo ku Czarnemu Czeremoszowi. Jedynie tylko na dwu z nich występują znaczniejsze szczyty, a to Czywczyn (1769 m) na grani Czolakin, i Łostuń (1656 m) na grani Mokryn. Góra Czywczyn mimo, że nie leży na wododziale, lecz nieco z boku, dominuje nad całym pasmem, dzięki swej indy-



Ryc. 8. Schemat orograficzny Gór Czywczyńskich. — Esquisse orographique de Montagnes de Czywczyn.

widualności, pewnego rodzaju odosobnieniem, stromizną stoków usianych białymi skałkami wapiennymi i charakterystycznym płaskim, stołowym szczytem. Dzięki tym cechom można Czywczyn już z daleka łatwo rozpoznać.

Pasma Gór Ludowych (którego nazwa utarła się od szczytów Ludowa i Baba Ludowa), przebiega łagodnym łukiem po prawej stronie Czarnego Czeremosza. Poczynając od szczytu Ludowa (1466 m) na północy, widzimy tu kolejno następujące szczyty: Michajłowa (1610 m), Baba Ludowa (1586 m), Stefullec Wielki (1576 m), Kamieniec (1525 m), Pnewie (1585 m), Hlistowate (1525 m). Poczawszy od Hlistowatego skręca to pasmo wprost ku południowi i poprzez Chitankę i Wesnarę wchodzi w rozległy płaskowyż zwany Palenicą. Palenica wywołuje wrażenie płaskowyżu, gdyż jest ona prawie zupełnie płaska, przy średniej wysokości wynoszącej około 1650 m. Pokryta gęstą i zwartą kosodrzewiną pochyla się łagodnie ku wschodowi, natomiast ku zachodowi, ku dolinie Riu Vaser, obrywa się 500—metrową bardzo stromą ścianą. Ta płaska forma morfologiczna pozostaje w ścisłym związku z budową geologiczną. Mamy tu bowiem do czynienia z rozległą płytą, złożoną ze zlepieńców i piaskowców, słabo nachyloną ku południowemu-zachodowi.

Na Palenicy łączy się pasmo Gór Ludowych z pasmem Czywczyńskim. W dalszym ciągu oba pasma już łącznie poprzez Hnitesę (1762 m) wnikają w skomplikowany węzeł orograficzny Creceli (1855 m), znajdujący się już po stronie rumuńskiej.

Pasma Gór Ludowych tworzy dział wodny pomiędzy Czarnym i Białym Czeremoszem. Najniższą przełęczą jest tu przełęcz Hlistowate (1350 m). Poszczególne szczyty są z reguły bardzo łagodne, kopulaste i trawiaste, dzięki czemu istnieje tu szereg rozległych, pięknych połonin, jak Łukawiec, Hala Michajłowa, Dukonia, Gropa, Jaworowa i inne. Ku Czarnemu Czeremoszowi pasmo opada nagle, stromemi, krótkimi stokami.

Oba opisane pasma różnią się w swym przebiegu i w kształceniu morfologicznym. Nieregularnie przebiegające i urozmaicone pod względem morfologicznym pasmo Gór Czywczyńskich przeciwstawia się łagodnemu i regularnie zbudowanemu pasmu Gór Ludowych. Różnica ta tkwi w od-

miennej budowie geologicznej obu pasm. Góry Czywczyńskie przebiegają przez obszar o skomplikowanej strukturze tektonicznej, w skład której wchodzi kompleksy skalne o bardzo różnej odporności na działanie sił erozyjnych i wietrzenie. Mamy tu obok twardych gnejsów, tłuste i kruche łupki serycytowe, obok wapieni i dolomitów, zlepieńce i potężne ławice piaskowców. Wszystkie zaś ustawicznie zmieniają kierunek i upad. Lecz mimo takiej różnorodności układów skalnych, bynajmniej nie mamy tu do czynienia z jakąś gigantyczną scenerją typu alpejskiego. Przeciwnie — zdaleka całe to pasmo, silnie i gęsto zalesione, nie zdradza wcale tak wielkiej różnaitości. Kiedy jednak wejdziemy w doliny potoków i na stoki szczytów — co krok spotykać będziemy interesujące i malownicze szczegóły, ukrywające się pod gęstym płaszczem lasów.

Góry Ludowe obojętne pod względem morfologicznym, jednostajne i łagodne, zdradzają równomierny skład litologiczny. We wnętrzu ich kryją się już tylko łupki i piaskowce fliszowe.

Stosunki hydrograficzne.

Najważniejszą arterją hydrograficzną opisanego obszaru jest Czarny Czeremosz. Wypływa z północnych i wschodnich stoków Steviory, Comana, Comanowej i Palenicy. Istnieje tu kilkaset źródeł, które biją z jednego poziomu wodnego, występującego na granicy gruboziarnistych zlepieńców i piaskowców fliszowych mniejwięcej na wysokości około 1600 m. Szeroki, rozległy źródliskowy zbiornik strumienny Czarnego Czeremosza składa się z kilkudziesięciu drobnych potoczków, które spływając pięcioma głównymi ramionami łączą się w jedną całość na wysokości 1350 m. Odtąd płynie Czarny Czeremosz prawie prostolinijnie, bez skrętów, przełamując się przez trzy-kilometrowej szerokości pas utworów krystalicznych. Dopiero wszedłszy we flisz skręca ku północnemu wschodowi i płynie mniejwięcej zgodnie z kierunkiem warstw już wyłącznie tylko we fliszu. W okolicach Burkutu zmienia swój generalny kierunek na NEE i płynie wpoprzek biegu warstw fliszowych, tworząc często bardzo piękne, dzikie przełomy.

Dorzecze Czarnego Czeremosza wykazuje bardzo wybitną

asymetrię, przynajmniej na odcinku od spływu potoków źródłiskowych po Żelony. Dopływy z lewej strony są tu bez wyjątku dłuższe, dochodząc długości 7 km. Licząc od góry ważniejsze z nich, posiadające swe nazwy, są następujące: Czymirny, Łostuń, Popadyniec, Albin, Dobryń. Bardzo charakterystycznym i częstym zjawiskiem są w wymienionych potokach stożki sypane przez ich dopływy. Szczególnie pięknie rozwinięte są przy ujściach dopływów Dobrynia.

Od południowego wschodu ogranicza nasz obszar Perkałab, tworzący zarazem granicę Państwa z Rumunją. Wypływa z pod Creceli—Hnitesy i po przyjęciu trzech znacniejszych dopływów lewobocznych: Czarnego, Strymby i Maskatyna, łączy się z prawoboczną Saratą, z którą dopiero razem tworzy właściwy Biały Czeremosz.

Czarny Czeremosz i Perkałab wcinają się wąskimi, głębokimi dolinami o stosunkowo dość stromych stokach. Zaobserwować się dają gdzieś załamania stoku spowodowane zazwyczaj zmianą materiału skalnego. Przykładem bardzo znamienym jest wschodnie zbocze Rotundula tworzące równocześnie lewy stok Czarnego Czeremosza. Wybitne załamanie spadku występuje tu dwukrotnie: od szczytu zbocze zbudowane z wapieni i dolomitów triasowych opada stromo do wysokości około 1500 m, na której przebiega kontakt tektoniczny z miękkimi łupkami krystalicznymi. Teraz zbocze opada łagodnie, tworząc pewnego rodzaju spłaszczenie, poczem od wysokości 1420—1400 m, już w obrębie silnie sprasowanych łupków i twardych piaskowców walańzynu i hokterwu, opada bardzo stromo aż do samego dna doliny.

Co się tyczy istnienia taras, to oprócz 2,5 metrowej tarasy akumulacyjnej — jedynie pewnem wydaje się istnienie tarasy 18—20 metrowej. Dała się ona na obszarze zdjętym prześledzić w dolinie Czarnego Czeremosza po obu jej stronach i została zaznaczona na mapie. Jest ona bardzo uboga w żwir i w większości przypadków przedstawia typ tarasy skalnej.

Pasma Gór Czywczyńskich niewątpliwie było w okresie dyluwjalnym pokryte tu i ówdzie niewielkimi lodowcami. O śladach glacialnych, które one tu pozostawiły w morfologii, będzie jeszcze pokrótce mowa w ostatnim rozdziale.

B a d a n i a d a w n i e j s z e .

Pierwszym, który opublikował kilka spostrzeżeń geologicznych i petrograficznych z Gór Czywczyńskich był A. Alth w roku 1858 [1]. Stwierdził on naprzykład pierwszy, że krystalinikum masy marmaroskiej wkracza w obręb dawnej Galicji.

Gruntownie pod względem geologicznym był obszar ten dotychczas raz zbadany. Dokonał tego przed blisko 50 laty Hugo Zapałowicz, wybitny botanik i geolog [68]. W dwu latach 1883 i 1884 zdołał on skartować ogromny jak na Karpaty obszar, wynoszący prawie 3000 km kwadratowych, a obejmujący pasmo Czarnohory, wschodnie łańcuchy Karpat Marmaroskich, północną część Alp Rodniańskich i część pasma Czywczyn—Hnitesa (Góry Czywczyńskie).

Wynikiem badań Zapałowicza jest przedewszystkiem mapa geologiczna opublikowana w podziałce 1:100.000. Oryginalne zdjęcie w skali 1:75.000 znajduje się w austriackim Zakładzie Geologicznym w Wiedniu. Zdjęcie geologiczne Zapałowicza zostało w stosunku do zastosowanej podziałki wykonane niezwykle sumiennie i dokładnie. Co do pasma Gór Czywczyńskich to nie obejmuje ono Prełuków, Chitanki, Wesnarki i całego lewobocznego dorzecza Perkałabu. Granice geologicznych jednostek wyższego rzędu, a więc krystalinikum, serji permsko-mezozoicznej i fliszu, podane zostały bardzo dokładnie. Oczywiście podczas nowego zdjęcia wyszły na jaw rozmaite nowe szczegóły. Nie zmieniają one jednak zasadniczo ogólnego obrazu, jaki daje mapa Zapałowicza.

Do mapy dołączony jest bardzo obszerny tekst złożony z przeszło 200 stron druku, w którym na tle szczegółowo opracowanych itinerarów, występuje podział różnych seryj skalnych, na szereg typów i stosunki stratygraficzne, tak jak się na nie Zapałowicz zapatrywał. W końcu tabela profilów geologicznych podaje zapatrywania tego badacza na strukturę tektoniczną zbadanego obszaru.

Formację krystaliczną dzieli Zapałowicz regionalnie na dwie strefy przedzielone fliszem, występującym w dolinie Borsy (Vissó) i Bystricy, a mianowicie na strefę południową (rodniańską) i północną (bukowińsko-marmaroską). Stra-

tygraficznie dzieli się krystalinikum według Z a p a ł o w i c z a na trzy oddziały przedzielone dolnemi i górnemi wapieniami krystalicznymi. Oddziały dolny i średni miałyby być wieku antepaleozoicznego, oddział górny wraz z górnemi wapieniami-paleozoicznego. Ostatni podział jest petrograficzny. Obok grupy wapieni krystalicznych, wymienia autor grupę gnejsów i łupków krystalicznych (Gneiss- und Schieferformation). Zarówno jedne jak i drugie występują w trzech poprzednio wymienionych oddziałach.

Z wydzielonych skał niezmetamorfizowanych, młodszych od paleozoikum, wyróżnia Z a p a ł o w i c z andezyty (porfiryty), melafiry, diabazo-porfiryty i diabazy z tufami.

W składzie przeobrażonej serji krystalicznej wyróżnił Z a p a ł o w i c z ogółem 39 rozmaitych typów skalnych.

Na obszarze Gór Czywczyńskich występuje średni oddział łupków krystalicznych wraz z górnemi wapieniami, który składa się przeważnie z formacji łupkowej (mianowicie „fyllitów i łupków łyszczykowych“), jako dominującej. Gnejsy natomiast odgrywają rolę podrzędną. Z różnych typów tych skał wymienia Z a p a ł o w i c z w Albinie: łupki łyszczykowe ze skaleniami, gnejsy hornblendowo-epidotytowe, fyllity kwarcowe bez łyszczyku, wapienie fyllitowe; na Lustonie i Łostuniu: porfirowe gnejsy z dużemi ziarnami kwarcu, czarne łupki krzemionkowe; w Czarnym Czeremoszu: fyllity kwarcowe z zielonym muskowitem, gnejsy albitowe, łupki kwarcowo-epidotytowe, zielone łupki łyszczykowe, gnejs kwarcowy, gnejs łupkowy; na Czolakinie, Albińcu i Prełuczynym: fyllity i czarne łupki krzemionkowe.

Z młodszych od krystalinikum utworów wyróżnił Z a p a ł o w i c z twarde, ziarniste kwarcyty, konglomeraty kwarcowe i brekcje, które objął wspólną nazwą werrukana i zaliczył do permu. Zauważył, że perm leży na krystalinikum niezgodnie, transgredującą. Ponad permem występują dolomity i wapienie triasowe, którym w stropie towarzyszą gdzieś czerwone i ciemno-szare skały rogowcowe. Z dolomitami i wapieniami związane są często znaczne wystąpienia skał wylewnych takich jak starsze diabazy z tufami i młodsze diabazo-porfiryty. Te ostatnie znajdują się także na Czywczynie, Budyjowskiej Wielkiej i Popadji.

Co się tyczy fliszu, to poglądy Z a p a ł o w i c z a szerzej opisane będą w jednym z dalszych rozdziałów.

W latach późniejszych ogłosił Z a p a ł o w i c z jeszcze szereg spostrzeżeń geologicznych odnoszących się do zbadanego obszaru, które stanowią uzupełnienie dawniejszych. W tych nowszych pracach znajdujemy też i poglądy na tektonikę [69—70]. Otóż Z a p a ł o w i c z wyobrażał sobie, że poszczególne jednostki tektoniczne są tu wykształcone w postaci wielkich łusek przewalonych ku północnemu wschodowi. W obrębie skrzydeł południowych, które względem północnych są przesunięte naprzód, istnieją fałdy wtórne niższego rzędu, sklepione naogół dość płasko. Gnejsy w profilu Czarnego Czeremosza stanowiłyby jądra takich fałdów. Brzeg północno-wschodni masy krystalicznej przylega do fliszu niezgodnie. Autor podkreśla, że całością rządzą znaczne poprzeczne dyzlokacje, a ponadto także i młode masywy wylewne, jak naprzykład olbrzymi słup andezytowy Trojagi.

W latach 1884 do 1888 ogłosił R u d o l f Z u b e r cztery prace odnoszące się do geologii obszaru Gór Czywczyńskich [71—74]. Ostatnią z nich jest drugi zeszyt „Atlasu Geologicznego Galicyi“. Z sześciu arkuszy tego zeszytu, arkusz Popadia—Hryniawa obejmuje Góry Czywczyńskie. Na mapie tej, w podziałce 1:75.000, krystalinikum występuje w formie niezróżnicowanej. Wszystkie skały krystaliczne zalicza R. Z u b e r do systemu archaicznego. Dzieli je na dwa poziomy: głębszy złożony z przeważających łupków mikowych i wyższy z fyllitów. Autor ten podkreśla istnienie częstej naprzemianległości i zmiennego następstwa różnych typów skalnych i widzi w tem wielką trudność dla kartograficznego zróżnicowania serji krystalicznej. W serji tej wyróżnia on: łupki mikowe, helleflintę, gnejsy, fyllity, wapienie krystaliczne, kwarcyty i czerwone łupki. Nie zgadza się R. Z u b e r z ówczesnie już panującym poglądem, że krystalinikum towarzyszą na jego brzegu szczątki serji permsko-mezozoicznej. Wapienie występujące w kilku punktach są tu według niego jedynie tylko soczewkowatemi lub warstwowemi wtrąceniami między łupkami mikowemi, kwarcytami i fyllitami i są tego samego co i one wieku.

Flisz, z którego zbudowane są łańcuchy górskie położone u czoła krystalicznej masy marmaroskiej, określał R. Z u b e r

mianem formacji magórskiej, której przypisał wiek górno-oligoceni. Wśród tej formacji wyróżnił dwa wybitne poziomy: piaskowcowy i łupkowy.

Arkusz Popadia-Hryniawa w porównaniu z mapą Zapłałowicza z jednej strony, a z arkuszami Nadwórna, Mikuliczyn, Krzyworównia i innymi wchodzącymi w skład II. zeszytu „Atlasu“ z drugiej strony, uderza daleko posuniętą schematycznością. Pozostaje on pod względem swego wykonania w tyle za tamtymi. Znaną jest jednakże rzeczą i należy to tu przypomnieć, w jakich warunkach został on wykonany i opublikowany. W trakcie pracy nad nim (ostat. z całego zeszytu) musiał autor wyjechać na dłuższy okres czasu na drugą półkulę. Redakcja „Atlasu“ z różnych względów nagliła o wydanie zeszytu. Mimo sprzeciwów autora wydano ostatecznie cały drugi zeszyt, którego druk odbywał się pod nieobecność autora w kraju, tak, że nie mógł on nawet osobiście przeprowadzić korekt.

W latach późniejszych opublikował jeszcze R. Zuber kilka spostrzeżeń petrograficznych odnośnie do skał krystalicznych występujących nad Perkałabem [75].

Z innych autorów wspomnieć należy Tietze'go i Paula, którzy w roku 1877 opisali kilka spostrzeżeń z obszaru Gór Czywczyńskich [43—44].

W ostatnich latach Stefan Kreutz [22] opublikował przyczynek do znajomości skał wylewnych, występujących na Czywczynie. Na podstawie analizy zaliczył je do grupy andezytów (porfirytów) powstałych z magmy typu sodowo-lampro-sjenitowego.

Niedawno A. Łuniewski i H. Świdziński [25] podali opis wycieczki geologicznej odbytej w te okolice i kilka spostrzeżeń zebranych przy tej sposobności.

Nakoniec wymienić należy jeszcze krótką notatkę B. Korduka [16], w której autor podaje kilka luźnych spostrzeżeń wykonanych podczas wycieczki w Góry Czywczyńskie odbytej w roku 1928.

Fundamentalna praca Zapłałowicza jest jeszcze ciągle, po dziś dzień jedyną podstawą dla koncepcji tektonicznych poważnego odcinka Karpat. Korzystali z niej w swych syntezach Uhlig, Limanowski, Nowak, Świdzki i inni.

W ściennej mapie geologicznej Polski, wydanej przez Państwowy Instytut Geologiczny, zakątek położony nad źródłiskami Czeremoszów ujęty jest również na podstawie mapy Zapalowicza.

K r y s t a l i n i k u m.

Krystalinikum występujące w paśmie Gór Czywczyńskich tworzy geologiczny kręgosłup tego łańcucha. Należy ono do wielkiej masy krystalicznej marmaroskiej, która ku południowi sięga nieprzerwanym ciągiem aż po Południowe Karpaty Rumuńskie, w kierunku północnym zaś, począwszy od doliny Cisy, szybko zapada pod dolno-kredowy flisz płaszczowiny Pietrosa. W Górach Czywczyńskich stanowi krystalinikum wschodnio-północno-wschodni rąbek trzonu marmaroskiego. Rąbek ten pozatem powierzchniowo nie łączy się z główną masą, jest on bowiem pchniętym ku północnemu wschodowi leżącym fałdem, przedzielonym od niej synkliną wypełnioną fliszem.

Krystalinikum nasze składa się w całości ze skał zmetamorfizowanych. Zadaniem geologicznego zdjęcia serji krystalicznej było przedstawienie na mapie z największą możliwą dokładnością różnych typów skał, które wchodzi w jej skład. Mikroskopowe zbadanie materiału zebranego w ciągu roku 1929 i 1930 dało pierwsze podstawy do kartograficznego ujęcia. Kartując w polu musieliśmy się z konieczności ograniczyć do cech makroskopowych. Zdjęcie polowe zostało jednak następnie uzgodnione z wynikami badań petrograficznych, mikroskopowych i chemicznych.

Na podstawie analizy składu mineralnego podzielono serję krystaliczną na szereg typów skalnych. Te łączono następnie w pewne kompleksy. Muszę tu zwrócić uwagę, że niepodobieństwem było wydzielić kartograficznie, na mapie w skali 1:25.000, wystąpień poszczególnych typów skalnych. Dlatego też musieliśmy je wiązać w kompleksy charakteryzujące się występowaniem w każdym z nich w sposób dominujący jakiegoś typu. W każdym prawie kompleksie obok typu dominującego występują jednakże podrzędnie jako wkładki lub wtrącenia inne typy. Nie dotyczy to gnejsów, amfibolitów, rodonitów i wapieni krystalicznych, które występują ostro odgraniczone, lecz jedynie tylko różnych łup-

ków krystalicznych, które stanowią olbrzymią większość serji krystalicznej. Oczywiście pomiędzy dwoma sąsiadującymi stratygraficznie kompleksami istnieje zawsze przejście. W konsekwencji postawienie zupełnie wyraźnej granicy pomiędzy dwoma kompleksami staje się kwestją dowolną podobnie, jak subiektywnie do pewnego stopnia traktowane jest rozgraniczenie np. średnich i górnych warstw krośnieńskich. Podane nieco dalej szczegółowe opisy profilów geologicznych w obrębie krystalinikum sprawę tę lepiej wytłumaczą.

Na mapie geologicznej wydzielone zostały następujące kompleksy:

kompleks łupków grafitowych,
kompleks łupków serycytowych,
wapienie krystaliczne,
kompleks łupków kwarcytowych i grafitowo-kwarcytowych,
kompleks łupków chlorytowych i chlorytowo-serycytowych,

oraz

gnejsy:
oligoklazowe,
ortoklazowe (mikroklinowe),
albitowe,
kompleks rodonitowo-rodochrozytowy,
łupki epidotytove,
amfibolity,
cieszynity (skały niezmetamorfizowane).

Wyróżnione powyżej kompleksy zestawione są stratygraficznie. Kompleks łupków grafitowych jest najmłodszy, czyli stropem serji krystalicznej, kompleks łupków chlorytowych najstarszy. Kompleks łupków chlorytowych przeciwstawia się wyraźnie czterem innym. Amfibolity i większość gnejsów występuje jako zmetamorfizowane skały magmowe w różnej pozycji. Łupki epidotytove zauważone zostały także w różnych pozycjach, cieszynit zaś w łupkach kwarcytowych. Cieszynit i bazalt albitowy nie będące skałami zmetamorfizowanymi są znacznie młodsze od łupków krystalicznych.

Podaję teraz krótką charakterystykę każdego kompleksu

i dla orientacji krótkie opisy makroskopowe poszczególnych typów skalnych, biorących w nich udział¹⁾.

Kompleks łupków chlorytowych i chlorytowo-serycytowych.

W kompleksie tym dominującym typem skały są różnego rodzaju łupki, w których chloryt występuje powyżej 10%. Z tego powodu posiadają one wyraźne zabarwienie zielonawe lub zielone. Resztę skały tworzy przede wszystkim albit, kwarc i serycyt obok kalcytu, grafitu i innych. W skład kompleksu łupków chlorytowych wchodzi następujące typy skalne:

a. Łupki chlorytowo-kwarcytowe. Są to skały zawierające bardzo znaczną ilość kwarcu (75% do 90%) i pewną ilość chlorytu, w każdym razie tak znaczną, że nadaje ona skale zabarwienie zielonawe lub zielone. Są twarde i zbite. Teksturę mają słabo łupkową. Występują najczęściej drobno warstwowane (warstwy około 10 cm grubości). Po uderzeniu młotkiem rozpadają się na ostrokrawędziste odłamki. Chloryt rozmieszczony jest w masie skalnej naogół równomiernie, czasem jednakże skupia się w cieniutkich warstewkach widocznych dobrze gołym okiem.

Skały te jako twarde i odporne na wietrzenie i wpływy erozyjne powodują stale zwięźenie dolin potoków i rzek, prog i kaskady. Najlepiej odsłonięte są zielone kwarcyty w potoku Łostuń i jego bocznych dopływach, w Czymirnym, oraz nad Perkałabem. W kompleksie chlorytowym nie zajmują ściśle określonej pozycji.

b. Łupki serycytowo-chlorytowo-kwarcowe. Barwa tych łupków jest szaro-zielona. Prawie zawsze mają mniej lub więcej wyraźny jedwabisty połysk pochodzący od serycytu. Z tego też powodu są w dotyku tłustawe. Są bardzo wyraźnie i drobno warstwowane. Tekstura wybitnie łupkowa. Procentowy skład mineralny waha się w dość znacznych granicach, dlatego też zmienia się i wygląd makroskopowy. Kwarc tworzy bardzo często warstewki lub żyły dochodzące do 10 cm grubości. Niekiedy występuje on także i w soczewkowatych skupieniach. Bardzo często łupki te są silnie sprasowane.

¹⁾ Szczegółowe wyniki badań petrograficznych tych skał znajdują się w części I.

Wtedy widoczne są bardzo liczne drobne fałdziki zarówno poprzeczne, jak i podłużne do kierunku łupkowatości.

Łupki serycytowo-chlorytowo-kwarcowe tworzą główną masę kompleksu chlorytowego.

Poza Górami Czywczyńskimi znane były już od dawna, za czasów Paula [34—30—40], Herbicha [11—12] i S. Athanasiu [6], którzy nazywali je krótko łupkami chlorytowymi. Athanasiu [3—4] nazywa je łupkami chlorytowo-kwarcowymi (les chlorischistes à quartz). Według tego autora tworzą one zasadniczą i dominującą masę całego wogóle krystalinikum wschodnio-karpackiego.

c. Łupki kwarcowo-chlorytowo-serycytowe. Skały barwy zielonawo-szaro-srebrzystej, o bardzo wyraźnej teksturze łupkowej, mało zwarte i miękkie. Kwarcu zawierają niewiele (około 25%). Występuje on najczęściej w postaci cieniutkich warstewek w masie chlorytowo-serycytowej. Łupki te nigdy nie występują w samodzielnych większych kompleksach, lecz zawsze jako mniejsze lub większe wkładki i wtrącenia w łupkach serycytowo-chlorytowo-kwarcowych.

d. Łupki serycytowe. Skały barwy srebrzysto-szarej z odcieniem zielonkawym. Są miękkie, mało zwarte, tłuste i śliskie w dotyku, doskonale łupkowane. Głównym składnikiem jest tu serycyt obok kwarcu i chlorytu. Łupki serycytowe tworzą warstwy różnej miąższości o charakterze wkładek wśród innych wymienionych typów. Niekiedy wkładki takie dochodzą do 10 m miąższości.

Wymienione typy skalne tworzą łącznie kompleks łupków chlorytowych, w którym ułożone są naprzemianległe. Jako typy drugorzędne pojawiają się często w niektórych profilach także łupki nie zawierające prawie wcale chlorytu, a będące składnikiem charakterystycznym innych kompleksów, jak na przykład łupki kwarcytowe, łupki grafitowo-kwarcytowe, łupki z granatami i inne.

Kompleks łupków kwarcytowych i grafitowo-kwarcytowych.

Dominującym typem skalnym są łupki zawierające powyżej 75% kwarcu, najczęściej 80 do 95%. Są one naogół barwy jasnej: białe, jasno-szare, jasno-popielate, srebrzyste, jasno-zielonkawe i t. d., zależnie od tego jaki inny minerał wchodzi w skład ich obok kwarcu. Tekstura łupkowa, twardość

i zwięzłość znaczna. Kwarce skupia się w warstewkach 1 do 5 mm grubości. Niektóre z nich składają się niemal wyłącznie z kwarcu. Wietrzejąc rozpadają się na drobny ostrokrawędzisty gruz kwarcowy, który zalega nieraz znaczne przestrzenie. Odmiany o słabej łupkowatości przybierają postać masywnych kwarcytów i tworzą ostre skałki (np. nad Perkałabem).

W Górach Czywczyńskich łupki kwarcytowe są bardzo rozpowszechnione. Tworzą wyraźny kompleks w którym pod rządnie występują nieraz na znacznych przestrzeniach łupki grafitowo-kwarcowe. Te ostatnie są bardzo charakterystyczne. Są to skały twarde, barwy ciemnej lub prawie czarnej. Składają się z około 70 do 90% kwarcu, oraz około 10 do 15% grafitu, który w skale rozproszony jest w postaci drobnego pyłu. Stąd pochodzi też czarne zabarwienie. Na palcach pozostaje przy dotknięciu czarny ślad. Łupki te są dobrze warstwowane. Niekiedy przebiegają wśród nich centymetrowej grubości warstewki białego kwarcytu. Pod uderzeniem młotka rozpadają się na pryzmy.

Łupki grafitowo-kwarcowe znane są od dawna. P a u l [39] oznaczył je jako „czarne łupki krzemieniste“ (Schwarze Kieselschiefer), H e r b i c h [12], jako „łupki krzemieniste i grafitowe“ (Kieselschiefer und graphitische Schiefer). S. A t h a n a s i u [6] wyraził pogląd, że jest to skała bardzo słabo przeobrażona, a występująca w towarzystwie łupków grafitowych i łupków marglistych. I. A t a n a s i u nazywa je „czarnymi kwarcytami“ [3].

W paśmie Gór Czywczyńskich łupki grafitowo-kwarcytowe znajdują swe największe rozprzestrzenienie w dorzeczu Popadyńca, na Łostuniu i w dorzeczu Strymby.

Wśród wymienionych głównych typów opisanego kompleksu występują jeszcze gdzieś drobne wkładki łupków serycytowych, grafitowo-serycytowych i chlorytowo-kwarcytowych.

W a p i e n i e k r y s t a l i c z n e.

Skały te związane z serją krystaliczną zdołałem zauważyć jedynie tylko w trzech miejscach, a mianowicie u źródeł Albina pod Suligulem, u źródeł Perkałabu pod Hnitesą i pod Prełukami. W pierwszym przypadku tkwią one w kompleksie

łupków kwarcytowych, w drugim i trzecim towarzyszą, jako niewielka kilkumetrowa wkładka, łupkom chlorytowym.

Barwa wapieni krystalicznych jest szara z lekkim odcieniem niebieskawym. Są bardzo twarde i zwięzłe. Struktura krystaliczna, tekstura jednak wyraźnie łupkowa.

Skały te znane są dobrze na Marmaroszy, na Bukowinie i w dalej na południe położonych pasmach Karpat Rumuńskich. Według P a u l a [35—39], H e r b i c h a [12], S. A t h a n a s i u [6], K r ä u t n e r a [19—21] i innych, występują one w najgórniejszej partji serji krystalicznej w towarzystwie grafitowych kwarcytów. Wypełniają one lęki. I. A t a n a s i u [3—4] wymienia także podobne wapienie jako wtrącenia wśród łupków chlorytowych. Być może, że mamy tu do czynienia z dwoma poziomami krystalicznych wapieni. Zaledwie tylko trzy niewielkie ich wystąpienia w obrębie zbadanego obszaru nie pozwalają mi jeszcze podać opinji co do ich stratygraficznego położenia.

Z a p a ł o w i c z [68 - 69], a potem także i Z u b e r [74] wiele wapieni, które są niewątpliwie wieku triasowego i bynajmniej wcale niezmetamorfizowane, zaliczyli w obrębie pasma Gór Czywczyńskich do serji krystalicznej, oznaczając je jako wapienie krystaliczne. Idzie tu o takie wapienie, które w ciągu ruchów górotwórczych zostały zgniecione, a potem wtórnie sklejone kalcytem. Stąd też brekcjowaty wygląd takich wapieni mógł naprowadzić do zaliczenia ich do wapieni krystalicznych.

K o m p l e k s ł u p k ó w s e r y c y t o w y c h.

W skład tego kompleksu, który występuje naogół w niewielkiej miąższości, wchodzi następujące główne typy skał, które zawierają przynajmniej 50% serycytu:

a. Łupki kwarcowo-serycytowe. Skały o barwie srebrzysto-szarej, drobno warstwowane, wybitnie łupkowe, miękkie, kruszące się łatwo przy nacisku palcami. Kwarc występuje najczęściej w warstewkach 1—3 mm grubości.

b. Łupki serycytowe. Zawierają kwarcu bardzo mało. Główną masę stanowi serycyt, obok którego występuje grafit i chloryt. Bardzo miękkie i kruche.

c. Łupki muskowitzowe. Skały o barwie srebrzysto-białej, mają połysk jedwabisty, są bardzo tłuste w dotknięciu. Po

potarciu palcem pozostawiają na nim mnóstwo drobnych łuseczek muskowitu. Są zupełnie miękkie i rozsypliwe, w zetknięciu z wodą tworzą jasną, ziemistą masę.

Wszystkie wymienione typy skalne wietrzeją rdzawo.

d. Łupki z granatami. Są to łupki serycytowo-kwarcytowe lub kwarcytowo-serycytowe, barwy jasno-szarej lub srebrzystej, miękkie, o wyraźnej teksturze łupkowej. Ziarna granatów rozrzucone są w masie skalnej stosunkowo dość gęsto. Wielkość ich jest różna — największe dochodzą do 6 mm średnicy. Po lekkim zwietrzeniu skały, granaty są doskonale na powierzchni widoczne jako ciemne okrągłe wypukłości. Łupki z granatami najpospolitsze są w górnym Albinie, gdzie ogólna miąższość ich osiąga kilkanaście metrów. Pozatem tworzą niekiedy drobne wtrącenia wśród kompleksu łupków chlorytowych (np. liczne nad Perkałabem).

e. Łupki grafitowo-serycytowe występują jedynie na górze Łostuń, gdzie są dobrze odsłonięte w dawnych okopach i ziemiankach, a ponadto nad Czarnym Czeremoszem. Są to skały o barwie ciemno-szarej z silnym jedwabistym lub metalicznym połyskiem. Są niezbyt twarde, ale dość zwięzłe. Zawierają małe ilości kwarcu, za to wiele serycytu i grafitu, który nadaje im ciemne zabarwienie.

Jako wkładki pojawiają się w tym kompleksie łupki grafitowo-kwarcowe.

K o m p l e k s ł u p k ó w g r a f i t o w y c^h.

Tworzy niewielkiej miąższości serję zalegającą albo strop kompleksu łupków kwarcytowych i grafitowo-kwarcytowych, albo strop kompleksu łupków serycytowych. Występuje głównie nad górnym Albinem i nad Popadyńcem. Niekiedy, szczególnie na kontakcie tektonicznym, łupki grafitowe wprasowane są w piaskowce lub łupki ilaste fliszu, w postaci niewielkich soczewek.

Głównym typem tego kompleksu są łupki grafitowe. Barwa tych łupków jest czarna, gdyż grafit występuje w nich w procencie dominującym. Struktura ich jest doskonale łupkowa. Sam grafit daje się oddzielić w postaci drobniutkich blaszek. Na powierzchni łupliwości widać niekiedy drobniutkie łuski miki, która nadaje wówczas skale lekki srebrzysty połysk. Po przełupaniu skały widać często cienkie, 1 do 2 mi-

limetrowe warstewki białego kwarcu, alternujące z grubszymi warstewkami grafitu. Łupek jest miękki, daje się łatwo rozcierać w palcach.

Łupki grafitowe wymieniają: H e r b i c h [12], P a u l [35—39], S. A t h a n i a s i u [6], i inni autorzy, nazywając je przeważnie „czarnymi łupkami bogatemi w substancję węglową“. I. A t a n a s i u [3—4] daje im nazwę „czarnych fyllitów“. Jest to poziom analogiczny i charakterystyczny dla całego krystalinikum Wschodnich Karpat Rumuńskich.

Wedle moich obserwacji tworzą one bezwątpienia strop serji krystalicznej.

Druga grupa skał złożona z gnejsów, amfibolitów i łupków epidotowych nie występuje w kompleksach, lecz jednostkowo. Ich pozycja stratygraficzna nie może być ustalona, gdyż skały te pojawiają się równocześnie w różnych powyżej opisanych kompleksach. Są one wyraźnie i ostro odgraniczone od reszty łupków krystalicznych, dają się doskonale wyróżnić i dobrze ująć kartograficznie.

G n e j s y.

Analiza składu mineralnego wykazała istnienie trzech odmian gnejsów, a mianowicie: oligoklazowych, ortoklazowych (mikroklinowych) i albitowych. Makroskopowe rozróżnienie poszczególnych odmian jest prawie niemożliwe, to też opis, który podaję odnosi się do gnejsów wogóle. Na mapie oczywiście wyróżnione zostały wszystkie trzy odmiany, a to na podstawie znacznej ilości analiz.

Barwa tych skał jest zawsze jasna o rozmaitych odcieniach: biaława, jasno-szara, jasno-zielonkawa, różowa. Są twarde, zwarte, odporne na wpływy erozyjne, dzięki czemu na stokach sterczą w postaci skalic lub wielkich głazów. Potoki przecinające pokład gnejsu tworzą w danych miejscach wąskie przełomy o stromych ściankach. Wietrzeją rdzawo, bronzowawo, żółtawo. W niektórych odmianach występują duże skalenie i kwarcce. Ziarna kwarcu dochodzą nieraz do kilkunastomilimetrowej średnicy i są charakterystycznie blade fioletkowo zabarwione.

Gnejsy Gór Czywczyńskich są typu „orto“. Dlatego też ich położenie stratygraficzne jest dość różne. Przeważnie występują one w kompleksie łupków kwarcytowych i łupków chlorytowych.

Łupki epidotowe.

Skały te pod względem stratygraficznym również nie są ściśle umiejscowione, większość jednakże wystąpień ogranicza się do kompleksu łupków chlorytowych. Tworzą jedynie tylko stosunkowo drobne interkalacje wśród innych skał metamorficznych. Większe wystąpienia istnieją na grani Mokrynia. Łupki te, są to skały o barwie ciemno zielonej. Łupkowatość bardzo dobrze zaznaczona i podkreślona nieraz przez cieniutkie warstewki kalcytu.

Kompleks rodonitowo-rodochrozytowy.

W skład tego kompleksu wchodzi licząc od dołu: skały różowe, bardzo twarde, zbite, rodonitowo-rodochrozytowe z wkładkami i naskorupieniami czarnych tlenków i wodzionów manganu jako produktów wtórnych. Strop rodonitów i rodochrozytów tworzą czarne i ciemno-brunatne łupki kwarcytowe przerastałe tlenkami manganu. Cały kompleks kończą w stropie płone łupki kwarcytowe barwy czarnej. Kompleks powyższy wydzielony został na mapie osobno ze względu na ważne jego znaczenie praktyczne.

Amfibolity.

Amfibolity występują jedynie w dwu miejscach, a mianowicie w górnym Albinie i na połoninie Prełuki.

W Albinie amfibolity tworzą kilkadziesiąt metrów gruby pokład przecinający łupki serycytowe i łupki kwarcytowe. Na swej wschodniej peryferji pokład rozdziela się na kilka mniejszych, przedzielonych łupkami serycytowemi. Skała jest ciemna, barwy szmaragdowo-zielonej o stalowym i lekkim jedwabistym połysku. Pod lupą widać wyraźnie piękną włóknistą strukturę. Tekstura jest drobnołupkowa, jednakże słabo zaznaczona. Twardość i zwięzłość skały bardzo znaczna. W potoku tworzą amfibolity szereg progów i strome prostopadłe ścianki.

No połoninie Prełuków amfibolity są ograniczone do niewielkiej przestrzeni. Makroskopowo różnią się od poprzednich. Ogólny wygląd raczej ziarnisty niż łupkowy. Amfibol tworzy skupienia włókniste o barwie szmaragdowo-zielonej. Skała tkwi wśród łupków chlorytowych.

Opiszę teraz kilka profilów serji krystalicznej, które zilustrują jej wygląd facjalny i ułożenie.

Profil potoka Bałasynów. Do potoka Łostuńskiego, nie-

daleko powyżej klauzy, wpada potok boczny opływający od południa grzbiet Czarny Groń. Potok ten zwie się Bałasynów. Odsłania on wspaniale na całej przestrzeni serję krystaliczną.

Idąc potokiem w górę mijamy czarne łupki i czarne wapienie fliszowe (walanżyn). Na granicy fliszu i krystalinikum na wysokości mniejwięcej 1290 m widzimy małą skałę wapienia triasowego, a potem niewielką serję łupków serycytowych, srebrzystych, miękkich. Występują w nich ławice łupków serycytowo-kwarcytowych. Upady skierowane są ku SW. Ławice te stają się coraz częstsze, a łupki serycytowe schodzą na plan drugorzędny i wkońcu znikają zupełnie. Wchodzimy teraz w odcinek doliny bardzo wąskiej. Zwężenie to tworzą łupki kwarcytowe lub kwarcyty, a więc skały twarde. Budowę mają wyraźnie łupkowatą. Są jasno-szare, czasami przybierają jednakże odcień zielonawy od dużej zawartości chlorytu. Kwarcyty występują w ławicach od 2 do 3 metrów miąższości. Kierunek warstw H—2, upad bardzo stromy ku WNW. Skały te zrazu lite, bez wkładek, trwają na przestrzeni około 400 kroków, poczem zjawiają się w nich wtrącenia łupków chlorytowo-kwarcytowych. Zabarwienie skał staje się wyraźnie zielone. Jest to już kompleks łupków chlorytowych. Na wysokości 1335 m spotykamy dość dużą wkładkę jasno-szarych gnejsów ortoklazowych. Gnejsy te z jednej i drugiej strony potoka dały się prześledzić na przestrzeni około 120 metrów. Po jednej stronie gnejsy otulone są warstwami srebrzystych łupków muskowitowych. Warstwy ich, silnie zaburzone, ciągną się na przestrzeni 10 metrów. U ich końca wkraczają w nie soczewkowane ławice łupków chlorytowo-kwarcytowych, naprzemian z łupkami serycytowo-kwarcytowemi. Na uwagę zasługują tu liczne żyły białego kwarcu biegnącego skośnie do kierunku łupkowatości. Są więc one już utworem wtórnym, powstałym po zmetamorfizowaniu serji. Bieg warstw zmienia się ustawicznie w granicach H—10 do 12, upady przeważnie bardzo strome z tendencją ku WSW i W. Ten stan rzeczy trwa na przestrzeni około 200 kroków, poczem łupki chlorytowo-kwarcytowe ułożone są łagodnie, niemal płasko. 50 kroków dalej zjawia się partja tych samych skał niezwykle silnie zaburzona. Upady skierowane są chaotycznie we wszystkich kierunkach. Warstwy przecięte są wiązkami licznych drobnych uskoków. Bezpo-

średnio do tej partji przylega od SW niewielka, kilkumetrowa wkładka gnejsów albitowych (wysokość 1375 m). Poza nią, w dalszym ciągu profilu, warstwy ułożone są już spokojnie. Kierunek ich na dłuższej przestrzeni jest dość stały (H—9), upady ku SW od 40° do 70°. Teraz skład litologiczny kilkakrotnie się zmienia. Widzimy więc naprzemian kompleksy, w których dominują łupki chlorytowo-kwarcowe, to znów kompleksy złożone prawie wyłącznie z twardych, zielonawych kwarcytów. Potok, płynąc wśród tych ostatnich, ma tu zawsze bardzo silny spadek i tworzy kilkumetrowe kaskady. Na wysokości 1440 metrów spotykamy wśród łupków chlorytowo-kwarcytowych pierwszą znacznieszą wkładkę łupków grafitowo-kwarcytowych. Wkrótce potem docieramy do górnej granicy lasu. Występuje tu serja złożona z łupków grafitowo-kwarcytowych (czarnych kwarcytów), czarnych, twardych, dobrze warstwowanych skał. Wśród nich spotykamy półmetrowe ławice łupków kwarcowo-grafitowych. Grafit wykształcony w postaci dość dużych blaszek, ułożony jest w centymetrowej grubości warstewkach biegnących naprzemian z warstewkami białego, prawie zupełnie czystego kwarcu. Warstwy skalne tworzą tu kilka siodłowatych zgieć. Drobne te fałdziki przechylone są ku NE. Na wysokości 1470 metrów wśród serji grafitowej zaczynają pokazywać się znowu soczewki łupków chlorytowo-kwarcytowych, które szybko przybierają na miąższości, tak że kompleks zmienia się wyraźnie na chlorytowy. Kryje się jednakże wkrótce pod zsuw, w którym wśród materiału łupkowego tkwią ogromne bloki zlepieńców i piaskowców fliszowych. Powyżej zsuwu występuje już tylko flisz (cenoman), składający się z warstw jasno-szarego piaskowca naprzemian z oliwkowemi ilastopiaszczystemi łupkami. Występujące w nich wtrącenia metro-wych ławic gruboziarnistego zlepieńca stają się coraz częstsze, a wreszcie dominują, budując rozległy, płaski szczyt i połoninę Pirje.

Możemy teraz od szczytu Pirje zwrócić się ku zachodowi dobrą graniczną ścieżką biegnącą najpierw wśród kosodrzewiny, potem przez las. Schodzimy nią na głęboko wciętą przełęcz pomiędzy Pirje a szczytem 1600. Na wysokości około 1480 metrów ścieżka nagle zmienia swój charakter. Z wygodnej, suchej, wysypanej drobnym żwirem kwarcowym, staje

się błotnistą. Przyczyna leży w tem, że wchodzimy tu znowu w obszar zajęty przez łupki krystaliczne. Woda przechodząc swobodnie przez zlepienie, zatrzymuje się na niżej leżących łupkach krystalicznych. Łupki są tu przeważnie kwarcytowe, zawierają bowiem ponad 75% kwarcu. Resztę stanowi serycyt i chloryt. Na ścieżce spotykamy dwukrotnie znaczniejsze wkładki czarnych łupków grafitowo-kwarcytowych. Przechodzimy przełęcz (1350 m) i wciąż po łupkach kwarcytowych zaczynamy wspinać się bardzo stromą ścieżką na szczyt 1600 m. Mniejwięcej na wysokości 1500 metrów widzimy na lewo — już po stronie rumuńskiej — potężne skałki triasowych dolomitów, tworzące strome do 100 metrów wysokie pionowe ściany. Idąc dalej ścieżką graniczną docieramy wreszcie na szczyt 1600 m. Zbudowany jest on z gnejsów plagioklazowych i ortoklazowych. Gnejsy plagioklazowe przedstawiają typ skały zwięzłej, barwy popielato-szarej, o wyraźnej teksturze łupkowej. Obok granicznej strażnicy rumuńskiej występują doskonale odkryte gnejsy ortoklazowe. Mają teksturę słabo łupkową. Wśród białawo żółtawej masy skalnej tkwią gęsto kilkunastomilimetrowe ziarna kwarcu o odcieniu fioletowym oraz ziarna silnie schlorytyzowanego biotytytu. W pobliżu strażnicy gnejsy te wykazują pionowe spękania (diaklazy) zorjentowane w kierunku SW-NE. Są na swej powierzchni bardzo zwietrzałe.

Idąc dalej ścieżką graniczną mijamy wąski pas łupków kwarcytowych, miejscami różowawych, poczem wchodzimy w obszar zajęty przez szeroko rozpostarty kompleks łupków grafitowo-kwarcytowych. Dominują one w budowie góry Łostuń. Pozostały na niej do dziś dnia dobrze zachowane, a pochodzące z czasu wojny, okopy i ziemianki. W nich odsłaniają się wszędzie skały metamorficzne. Sam szczyt Łostuń zbudowany jest z łupków serycytowych, które występują tu w postaci wąskiej wydłużonej soczewki, biegnącej w kierunku S—N. Łupki te, barwy ciemno-szarej z silnym jedwabistym połyskiem, zawierają obok kwarcu i grafitu duże ilości serycytu oraz zmienne ilości chlorytu. Obecność wielkiej ilości serycytu pozwala je dobrze odróżnić od matowych łupków grafitowo-kwarcytowych.

Na wschodnich stokach Łostunia, a dalej także i na grani Mokryńskiej spotykamy wielkie wystąpienie gnejsów plagiok-

klazowych i ortoklazowych. Jest to, obok grani Prełużnego, największe wystąpienie tych skał w górach Czywoczyńskich. Gnejsy tkwią zarówno w kompleksie łupków grafitowo-kwarcytowych, jak i w kompleksie łupków chlorytowych.

Już z opisu profilu potoka Bałasynów okazuje się, że serja krystalinikum charakteryzuje się daleko posuniętą naprzemianległością poszczególnych typów skalnych. Zjawisko to odnajdziemy w jakimkolwiek bądź potoku przecinającym masę krystaliczną. Spowodowało ono konieczność zbierania różnych typów skalnych w serje lub kompleksy o pewnym dominującym typie.

Opiszę teraz profil Albina, potoka, który wypływa z pod góry Suligul i płynąc pomiędzy graniami Czolakin i Albiniec wpada wkońcu do Czarnego Czeremosza.

Rozpocznę opis od płaju granicznego, który trawersuje Suligul po wschodniej stronie. Nawprost potoka Albin widzimy na tej ścieżce (1560 m) łupki krystaliczne, prawdopodobnie serycytowo-kwarcytowe. Schodzimy w dół po stromym, trawiastym stoku, na którym odkrywek nie ma. Na wysokości 1525 metrów bije obfite, główne źródło Albina z łupków krystalicznych, a mianowicie kwarcowo-serycytowych. Odsłaniają się one wyraźniej nieco poniżej (1515 m). Tworzą wyraźne warstwy o kierunku H—0,5, z upadem ku W 33°. Łupki są barwy oliwkowej, mają jedwabisty połysk, wietrzeją rdzawo. Są doskonale łupliwe. Te same warstwy na wysokości 1512 metrów mają kierunek H—12, upad W 30°. Wśród nich tkwi poniżej izohypsy 1500 duża soczewka łupków kwarcytowych. Bezpośrednio poniżej, na wysokości 1470 metrów zjawia się wapień krystaliczny, barwy ciemno szarej z wyraźnie zarysowaną teksturą łupkową. Skałę przecinają drobne żyły białego kalcytu, biegnące skośnie do kierunku łupkowatości. Stok parowu po lewej stronie potoka zasypany jest gęsto bryłami tego wapienia. W samym potoku skała występuje także w formie bryłowej, dlatego też nie można ustalić jej kierunku. Potok płynąc dalej ślizga się na granicy łupków kwarcowo-serycytowych i krystalicznych wapieni.

Na wysokości 1470 do 1460 metrów sypią się z lewej strony potoka fliszowe, drobnoziarniste jasno-szare piaskowce, oraz niewielkie bryły gruboziarnistych zlepieńców (cenoman). Jest to utwór, który buduje główną masę góry Suligul i scho-

dzi północnymi jej stokami aż do tej wysokości. Odnaleźć go można też na wschodnich stokach Suligula w bocznych źródłiskowych potoczkach Albina.

Na wysokości 1467 metrów znikają już krystaliczne wapienie i więcej w tym profilu nie pojawią się. Teraz wchodzimy w kompleks łupków serycytowych, bardzo dobrze odsłoniętych w łożysku potoka. Kierunek ich jest tu najpierw H—9, potem H—8. Upady ku SW zmienne w granicach od 25° do 11°. Wśród nich trafiają się wkładki łupków o większej zawartości kwarcu, poczem następuje niewielkiej miąższości kompleks kwarcytowy. Na wysokości 1454 i 1452 metrów występują w nim wkładki łupków kwarcowo-grafitowo-serycytowych. Zauważyłem też tu półmetrową wkładkę szarego kwarcytu.

Na wysokości 1450 metrów kończy się serja krystaliczna. Wkraczamy teraz we flisz. Zrazu nie ma tu odkrywek, lecz na stromych stokach po obydwu stronach potoka sypią się zwietrzałe łupki ilaste, wewnątrz ciemne, prawie czarne, oraz zwietrzałe piaskowce. Te mają barwę brudno-żółtawą, lecz w środku są czarne. Występuje w nich gęsto kalcytowa strzałka (walanżyn). W r. 1929 widzieliśmy tu wśród tych sypiących się odłamków fliszu czarne pasy, które wskazywały na obecność złoża grafitu znajdującego się niedaleko pod powierzchnią ziemi. Założone na nich później sztolnie (I—1450 metrów, II — 1445 m), w niewielkiej głębokości odkryły złożę grafitowe *in situ*. Złoże to znajduje się tu na samej granicy fliszu i łupków krystalicznych. Flisz wykazał kierunek H—3, ze stromym upadem ku WN i SE. Tworzy więc stromo spiętrzoną fałszywą antyklinę. Poniżej 1440 metrów występują w potoku wyraźnie odsłonięte warstwy czarnego fliszu o kierunku H—3. Są to piaskowce czarne ze stalowym odcieniem, bardzo twarde i zbite, drobnoziarniste. Przegradzane są czarnymi ilastymi łupkami impregnowanymi obficie substancją grafitową. Ukazują się tu też i ławice drobnoziarnistego b. twardego zlepieńca, złożonego z ułamków krystalicznych i drobnych ziarn kwarcu. Warstwy ustawione są prostopadle. Na wysokości 1415 metrów te same warstwy zmieniają nieco kierunek na H—4, upad SE 70°.

Na wysokości 1400 metrów założona sztolnia (nr. V) odkryła soczewki grafitu wtłoczone w piaskowce i łupki fliszowe

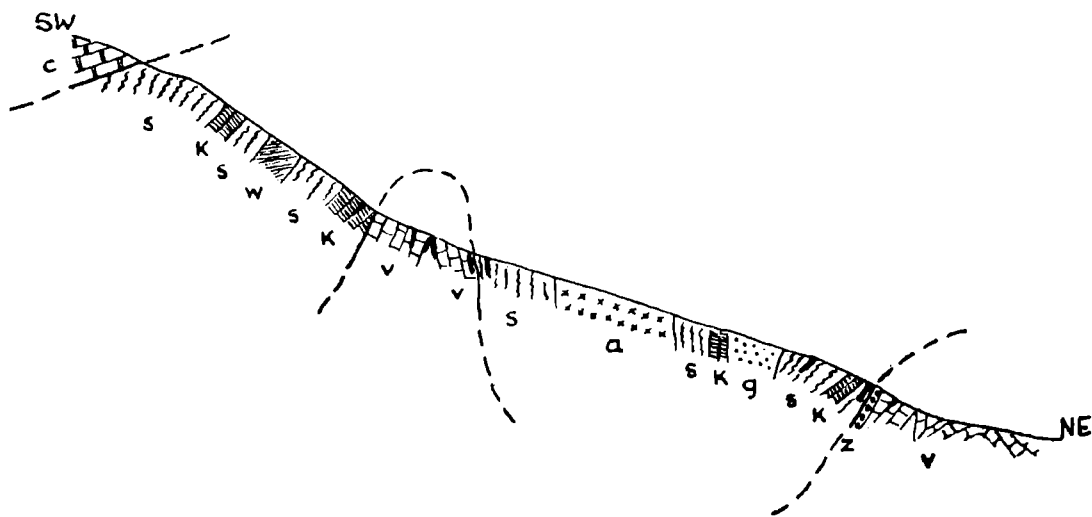
(H—1, upad W 40°). Naprzeciw tej sztolni sypią się na stoku łupki krystaliczne. Granica fliszu i łupków krystalicznych zbliża się szybko do łożyska potoka. Na wysokości 1397 metrów wchodzimy w szeroki pas łupków krystalicznych. Najpierw mamy tu dobrze odsłonięte, miękkie, srebrzyste łupki serycytowe. Te znikają jednakże szybko, a w ich miejsce zjawiają się grube ławice kwarcytów twardych, jasno-szarych z lekkim odcieniem zielonkawym. Ławice dochodzą niekiedy do grubości 4 metrów. Kierunek warstw wynosi tu H—2, upad SE 25°, potem zaś coraz bardziej stromy. Tu i ówdzie tkwią w nich wkładki lub soczewki łupków grafitowych i kwarcowo-grafitowych.

Poniżej wysokości 1390 metrów dolina potoka staje się bardzo wąska. Płynie on tu w czeluści, którą tworzą strome ściany twardych amfibolitów. Skała ta ciemno-zielona, jest jednak na powierzchni mocno zwietrzała i popękana w różnych możliwych kierunkach. Na wysokości 1384 metrów ukazują się warstwy łupków serycytowo-kwarcowych. Ustawione są stromo i silnie sprasowane. Kompleks tych łupków posiada miąższość około 8 metrów. Poniżej (1376 m) zjawiają się ponownie amfibolity, które trwają aż do wysokości 1343 metrów. Tu znów występuje niewielki kompleks łupków serycytowo-kwarcytowych i chlorytowo-serycytowo-kwarcytowych, i wreszcie raz jeszcze mały pokład amfibolitów. Od wysokości 1335 metrów serja krystaliczna składa się kolejno z następujących odmian łupków:

jasno-szare kwarcyty,
łupki serycytowo-muskowitowe,
łupki kwarcowo-mikowe,
srebrzyste łupki serycytowe z granatami,
łupki serycytowo-muskowitowe,
łupki serycytowo-kwarcytowe,
łupki serycytowe z granatami,
gnejsy albitowe,
łupki kwarcowo-grafitowe,
łupki serycytowo-kwarcytowe;

wszystkie ostatnio wymienione typy ujęto ogólnie w kompleks łupków serycytowych. Upady zestawionej powyżej serji zmienne, zarówno ku W jak i E.

Na wysokości 1308 metrów mijamy granicę krystalinikum i fliszu. Bezpośrednio do krystalinikum przypiera gruba ławica zlepieńca, składającego się z odłamków skał krystalicznych i dużych ziarn kwarcu. Powyżej niej występują czarne piaskowce i czarne łupki, wśród których spotykamy miejscami znaczniejsze soczewkowate skupienia grafitu (walanżyn).



Rys. 9. Profil górnego Albina. — Le coupe de haute vallée d'Albin.

- | | |
|-------------------------------------|---|
| c — alb-cenoman | c — albien-cénomaniens, |
| v — walanżyn, | v — valanginien, |
| z — zlepieńce podstawowe walanżynu, | z — les conglomérats basaux de valanginien, |
| s — łupki serycytowe, | s — les schistes à séricite, |
| k — łupki kwarcytowe, | k — les schistes quartzitiques, |
| w — wapienie krystaliczne, | w — les calcaires cristallins, |
| g — gnejsy albitowe, | g — le gneis à l'albite, |
| a — amphibolity. | a — les amphibolites, |
- grube czarne kreski oznaczają złoża grafitu. Les gisements de graphit sont indiqués noir.

Granica fliszu i krystalinikum przebiega niedaleko łożyska potoka, prawie równoległe do niego. Ponieważ zaś potok tworzy liczne zakręty, a kierunek warstw waha się w granicach H—3 do 6, przeto idąc dalej potokiem mijając będziemy kilkakrotnie tę samą ławicę zlepieńca, oraz te same warstwy piaskowców i łupków. Poniżej lewobocznego dużego dopływu, płynącego z pod Czywczyna, warstwy fliszowe mają kierunek H 2 i 3, z upadami skierowanymi przeważnie ku zachodowi. Poniżej wysokości 1250 m spotykamy na niewielkiej przestrzeni jeszcze raz łupki krystaliczne serycytowo-kwarcytowe z wkładkami łupków grafitowo-kwarcytowych. Potok płynąc bowiem ciągle wzdłuż granicy fliszu i krystalinikum, zarywa to ostatnie na pewnej, niewielkiej przestrzeni. Granica ta jednak za-

cznie się teraz szybko od Albina oddalać. W dalszym ciągu profilu występuje już tylko flisz.

Opisany profil górnego Albina jest dość skomplikowany. Niejednokrotnie maskują tu jeszcze właściwą budowę geologiczną drobne zsuwy. Ponadto olbrzymi zsuw, występujący na grzbiecie pomiędzy głównym Albinem a jego pierwszym wielkim dopływem lewobocznym, odrywający się z pod szczytu 1584 m, pokrywa obszar około 3300 metrów kwadratowych i zasłania napewno interesujące szczegóły budowy. Zsuwy powstają tu na granicy fliszu i krystalinikum. Przyczyniają się do tego znakomicie stropowe warstwy serji krystalicznej, składające się ze śliskich łupków serycytowych i grafitowych.

Krystalinikum Wschodnich Karpat podzielili dawniejsi badacze (U h l i g, P a u l, M r a z e c i inni) na dwie wyraźnie zróżnicowane serje, a mianowicie dolną i górną. Kryterjum dla tego podziału był stopień metamorfozy skał tu występujących. Serja dolna składa się ze skał mniej lub więcej masywnych, takich jak grano-dioryty, różne gnejsy, łupki amfibolowe i biotytowe, amfibolity i t. p. Wszystkie te typy reprezentują w serji dolnej metamorfozę głębszą. Serja górna składa się przeważnie z łupków chlorytowych, serycytowych, kwarcytowych i grafitowych, oraz wapieni krystalicznych. Niebrak w niej jednakże gnejsów i amfibolitów, które jednakże zjawiają się na planie dalszym. Serja górna składa się w ogólności ze skał o metamorfozie płytszej i słabszej. Podział starszych autorów utrzymał się do dziś, gdyż znajduje on potwierdzenie w szeregu nowszych badań (M a c o v e i, I. A t a n a s i u, K r ä u t n e r, R e i n h a r d, S t r e c k e i s e n i inni).

Na obszarze Gór Czywczyńskich krystalinikum należy w całości do grupy górnej, której w zupełności odpowiada pod względem swego składu litologicznego. Tu i ówdzie jedynie jakby w postaci drobnych plam zjawiają się miejsca o nieco intensywniejszej metamorfozie, charakteryzujące się występowaniem amfibolitów lub gnejsów.

Wiek krystalinikum wschodnio-karpackiego odnosi się ogólnie do paleozoikum z wyłączeniem permu. Bliższe jednakże zdefinjowanie wiekowe poszczególnych kompleksów napotyka oczywiście na znaczne trudności. Odnośnie krysta-

linikum na obszarze Gór Czywczyńskich — i powiedzmy także ogólnie serji górnej starszych autorów — postawiłbym tezę, że mamy tu do czynienia z karbonem. Przytoczone powyżej dla przykładu opisy profilów świadczą o fakcie, który już kilkakrotnie podkreślałem, że krystalinikum nasze charakteryzuje się naprzemianległym występowaniem szeregu typów skalnych. Uderzające jest tu pod tym względem podobieństwo do takiej samej cechy karpackiego fliszu kredowego i trzeciorzędowego. Mamy tu skały typu „para“. Łupki kwarcytowe przegradzane łupkami serycytowymi, to niewątpliwie nic innego jak dawne również naprzemian osadzone piaskowce i łupki. Mielibyśmy tu zatem do czynienia ze starym paleozoicznym zmetamorfizowanym fliszem. Przychodzi na myśl przedewszystkiem kulm, potężny setki metrów miąższości liczący kompleks łupkowo-piaskowcowo-zlepieńcowy, ubogi w wapienie. Jest on ekwiwalentem wapienia węglowego, jego facją przybrzeżną. Wapienie krystaliczne występują w naszym krystalinikum zupełnie podrzędnie, dlatego też krystalinikum to traktować można jako ekwiwalent facji bardziej wapiennej (wapienia węglowego), a to tembardziej, że ta ostatnia znana jest w bardziej wewnętrznych rejonach gór, gdzie występują znaczniejsze masy wapieni krystalicznych.

Ku stropowi krystalinikum pojawiają się typy skalne zawierające znaczne ilości substancji grafitowej, a więc takie jak łupki grafitowo - kwarcytowe, grafitowo - serycytowe, a gdzieś tam kończą serję prawie czyste łupki grafitowe. Jest to zjawisko bardzo powszechne w całym krystalinikum wschodnio-karpackiem, wielokrotnie podnoszone przez wielu autorów. Naprowadza ono na wniosek, że najgórnieszy odcinek krystalinikum reprezentuje już część karbonu górnego (produktywnego).

Przy sposobności podkreślić należy, że już w roku 1895 *M r a z e c* pewną część krystalinikum, a mianowicie łupki grafitowe i jasne łupki serycytowe z Schelea w dolinie Jiul w południowych Karpatach traktował jako karbońskie.

W górnym Popadyńcu znaleźliśmy wśród łupków grafitowo-kwarcytowych okazy skamieniałej flory. Niestety zachowanie ich nie pozwoliło na oznaczenie. Według opinji *D r a L i l p o p a*, który był łaskaw okazy te oglądnać, reprezentują

one najprawdopodobniej jakiś rodzaj flory karbońskiej. I ten fakt popierałby do pewnego stopnia wysuniętą tu tezę o karbońskim wieku górnej serji krystalinikum wschodnio-karpacciego.

S e r j a p e r m s k o - m e z o z o i c z n a .

Prawie całe jądro krystaliczne Wschodnich Karpat Rumuńskich przykryte zostało ongiś płaszczem osadów permsko-mezozoicznych wykształconych w facji przeważnie wapienno-dolomitycznej. Zwarty ten płaszcz uległ jednak zniszczeniu denudacyjnemu i dziś pozostały po nim jedynie fragmenty w postaci mniejszych lub większych skałek rozrzuconych na wschodnich peryferjach masywu krystalicznego, w szczególności tam, gdzie on wchodzi w kontakt tektoniczny z fliszem.

Badania dawniejsze oraz nowsza rejestracja skałek tych, przeprowadzona przez geologów rumuńskich, pozwoliły na ustalenie ciągu stratygraficznego dawnej pokrywy dolomityczno-wapiennej. Okazało się przytem, że na całej przestrzeni Wschodnich Karpat Rumuńskich istnieją przynajmniej niektóre poziomy stale powtarzające się i wykształcone w jednakowy sposób. Znajdywane skamieliny pojedyncze lub niekiedy nawet całe zespoły faunistyczne umożliwiły ustalenie następstwa warstw. Niemniej jednak w serji tej istnieją jeszcze ciągle pewne poziomy niepewne pod względem stratygraficznym.

Na obszarze Gór Czywczyńskich dawna pokrywa mezozoiczna reprezentowana jest przez izolowane skałki bardzo różnej wielkości. Do największych należy sam Czywczyn, potem Mokrynów Kamień, skałki na Prełukach i w Strymbie. Te ostatnie dają nawet dość jasne wyobrażenie o następstwie warstw. W wielu miejscach skałki ograniczone są do niewielkich rozmiarów, a niekiedy nawet i do luźnie leżących bloków o średnicy półmetrowej. Ale nawet i te najmniejsze jak się okazuje są rozbitemi fragmentami fałdów i o ile w rozmieszczeniu ich widoczna jest pewna konsekwencja mogą oddać dobre usługi w ustaleniu przebiegu pewnych form tektonicznych.

Wobec braku skamielin, dokładniejsze określenie wieku utworów mezozoicznych napotykało nieraz na znaczne trudności i dało się ostatecznie rozwiązać tylko no podstawie po-

równania z bliżej znanymi kompleksami na Bukowinie i w rejonie Tulghes.

Serja permsko-mezozoiczna na obszarze Gór Czywczyńskich przedstawia się jak następuje:

perm — werrukano, kwarcytowe piaskowce
werfen — łupki piaszczyste, piaskowce wapniste
dolny trias — dolomity, wapienie
górnny trias — zlepieńce, łupki piaszczyste
lias — bulaste wapienie (w. z Adneth)
 piaszczyte wapienie z belemnitami
dogger — czarne łupki
oksford-kallowej — warstwy jaspisowe.

P e r m.

Serja permsko-mezozoiczna rozpoczyna się stale zlepieńcami. Jest ich zasadniczo dwa rodzaje. Jedne z nich to zlepieńce gruboziarniste składające się prawie wyłącznie z kwarcu. Lepiszczce mają krzemionkowe, przekryształizowane, wskutek czego są bardzo spoiste i twarde. Zabarcwienie ziarn kwarcu jest albo mleczno-białe, albo różowawe. Stąd też i dwojaka barwa tych skał. Drugi rodzaj zlepieńców to konglomeraty o ziarnie drobniejszym i składzie mineralnym stosunkowo bardziej urozmaiconym. Obok kwarców, które i tu dominują, wchodzą w skład tych zlepieńców przede wszystkim okruchy skał metamorficznych, różnego rodzaju łupki krystaliczne i gnejsy. Skala ziarna jest dość szeroka, gdyż spotykamy okazy gruboziarniste i zupełnie drobnoziarniste. Barwa tych zlepieńców jest czerwona lub czerwona z odcieniem fioletowym. W stanie świeżym są twarde i zbite, wietrzeją jednak stosunkowo dość łatwo.

Obydwa rodzaje zlepieńców określono już dawno mianem werrukana ze względu na bardzo wielkie ich podobieństwo do takichże utworów znanych ze wschodnich Alp. Nazwę tę i tu zatrzymuję, gdyż odpowiada ona zarówno istocie tej skały, jak i jej pozycji stratygraficznej.

Werrukano bardzo rzadko odsłonięte jest w odkrywce w formie warstwy. Na całym obszarze jedynie tylko w potoku Strymba obserwować możemy odkrywkę, gdzie widać łupki krystaliczne kwarcowo-chlorytowe, a na nich spoczywające

niezgodnie grube ławice werrukana. Naogół jednakże o obecności werrukana wnioskować możemy jedynie z luźnych brył tego zlepieńca występujących prawie zawsze w towarzystwie dolomitów i wapieni wyżejległych i to pomiędzy nimi a łupkami krystalicznymi. Tak na przykład w potoku Ryzowatym w górnym jego biegu możemy dzięki bryłom zlepieńca werrukanowego leżących na krystalinikum wyznaczyć ślad wychodzącej w powietrze synkliny, która w bezpośrednim sąsiedztwie na przedłużeniu osi w dolnej części potoka zachowała się w bardzo pięknej i okazałej postaci. W podobny sposób wyznaczyć możemy małą synklinę obwiedzioną werrukanem na połoninie Prełużnej.

Ponad zlepieńcami typu werrukana występują piaskowce i łupki piasczysto-wapniste. Najlepszego profilu dostarcza nam wysoka skałka nad Strymbą, potokiem uchodzącym do Perkałabu do klauzy Rudolfa. Ponad werrukanem spoczywają zgodnie najpierw czerwone piaskowce kwarcytowe, bardzo twarde, w ławicach dochodzących do półmetrowej miąższości. Nad nimi widzimy kilka drobnych warstw różowego piaskowca wapiennego. Te przechodzą szybko w niewielką serję łupkową złożoną z wapienno-piaszczystych łupków, które podścielają już żółtawe brekcjowate dolomity.

Miąższość werrukana i kwarcytowych piaskowców występujących w ich towarzystwie waha się od 10 do 20 metrów.

Zapatorywania na wiek tego podstawowego dla całej serji mezozoiczno-wapiennej zlepieńcowo-piaskowcowego kompleksu były naogół dość zgodne.

Z a p a ł o w i c z [68], a z nim U h l i g w swych wcześniejszych publikacjach [59—60], zaliczyli go do permu. Podobnie też ujmuje sprawę i V e t t e r s [66], który zbadał obszar leżący po prawej stronie Perkałabu. W późniejszych swych pracach U h l i g przypisał werrukanu i piaskowcom wiek dolno-triasowy [61, 62].

P a u l [37—39] umieszcza w swej skali stratygraficznej utworów występujących na Bukowinie kompleks ten pod dolnym triasem jako człon w każdym razie indywidualny. Nie decyduje się jednakże na definitywne przyznanie mu wieku permskiego. Podobnie też i K r ä u t n e r [19—20] wydziela werrukano jako indywidualny człon stratygraficzny poza triasem, opierając się na bardzo wielkiem podobieństwie tych

zlepieńców do werrukana wschodnio alpejskiego i zachodnio siedmiogrodzkiego. Należy więc przypuszczać, że zarówno Paul jak i Kräutner wyrzucając werrukano poza dolny trias skłaniają się raczej do przypisania mu wieku permskiego.

W ostatnich czasach I. A t a n a s i u [3—4] zajmując się budową geologiczną rejonu Tulghes we Wschodnich Karpatach Rumuńskich, znalazł w okolicach Haghimasul Mare w dolomitach leżących powyżej werrukana faunę, na podstawie której zaliczył dolomity te do werfenu (warstwy z Campil). Autor ten przypuszcza, że ponieważ istnieje pewna ciągłość i stały stosunek werrukana do dolomitów werfeńskich, więc werrukano należy do głębszego oddziału werfenu. Pogląd ten nie ma jednakże głębszego uzasadnienia, gdy się weźmie pod uwagę całą geosynklinę alpejską i karpacką i pojawienie się w niej werrukana jako wyrazu pewnego zjawiska o znaczeniu ogólnem.

Jak zatem z powyższego zestawienia wynika, pogląd na kwestję wieku werrukana we Wschodnich Karpatach szedł w dwu kierunkach. Jak dotąd, nie udało się znaleźć w kompleksie tym skamielin, któreby rozstrzygnęły bezwątpienia tę sprawę. Na zdjęciu wydzieliłem wszędzie jako osobny kompleks werrukano i towarzyszące mu czerwone kwarcytowe piaskowce i przypisałem im wiek permski, opierając się przede wszystkim na bardzo wielkiej analogji tego utworu do permskiego werrukana w Karpatach Zachodnich i Wschodnich Alpach. Analogja ta zupełna niemal, zarówno gdy się weźmie pod uwagę wykształcenie litologiczne samej skały i źródło skąd brany był materiał na jej utworzenie, jak też i fakt, że werrukano jest utworem transgredującym na paleozoiczne łupki krystaliczne (Wschodnie Alpy, Karpaty Słowackie, Karpaty Rumuńskie). Ta zgodność wskazuje na powszechność zjawiska i zaznacza nową fazę w rozwoju geosynkliny karpackiej.

W e r f e n.

Ponad podstawowemi permskimi zlepieńcami spotykamy zasadniczo dolomity i wapienie dolomityczne dolno-triasowe. W niektórych jednakże skałkach pomiędzy te dwa utwory wsuwa się jeszcze niewielki kompleks piasczysto-łupkowy,

którego wiek jest przypuszczalnie werfeński. Fakt, że pozornie nie we wszystkich skałkach ten kompleks werfeński występuje jest jasny, gdy się weźmie pod uwagę jego niewielką miąższość i łatwość wietrzenia, a wreszcie i nieszczególne odsłonięcia.

W najlepiej odsłoniętej skałce nad Strymbą obserwować możemy od jej podstawy aż ku 150 metrom wysokiemu szczytowi nieprzerwany niemal kompleks utworów skalnych. Tu ponad werrukanem i czerwonymi kwarcytowemi piaskowcami widzimy około 2 metrowej miąższości kompleks wapnistych, czerwonych lub różowych piaskowców z licznymi blaszkami miki. Są one dość kruche i łatwo łupią się na cienkie warstewki. Ku górze piaskowce te przechodzą w cienką, około 50 cm grubości warstwę łupków wapienno-piaszczystych lub marglistych, barwy jasno różowej i szarej. Nad nimi wznosi się 5-metrowa ławica szarych, brekcjowatych dolomitów, żółtawo wietrzących.

Przytoczony profil możnaby porównać do profilu spągowej części potężnej skałki w Haghimasul Mare w rejonie Tulghes opisaną niedawno przez I. A t a n a s i u [3]. Tam w łupkach wapnistych występujących pomiędzy werrukanem i kwarcytowemi piaskowcami a murem dolomitycznych wapieni na stokach Azovul Mare znalazł A t a n a s i u dość liczną faunę. Tworzy ona następujący zespół:

Myophoria costata,
Myophoria laevigata,
Anoplophora fasaensis,
Gervilleia modiola,
Gervilleia exporrecta,
Pecten discites,
Pecten discites var. minotis.
Naticella cf. costata.

Zespół ten wskazuje na wiek werfeński i to najprawdopodobniej odpowiadający warstwom z Campil.

Wykształcenie litologiczne opisanego kompleksu przypomina bardzo werfeńskie osady serji reglowej i wierchowej w Tatrach: szare margliste łupki i dolomityczno-wapienne brekcje.

Na Bukowinie w wielu miejscach ponad werrukanem

istnieje podobna kolejność osadów. Według P a u l a [35, 39] w paśmie Czarny Dił pomiędzy Perkałabem i Saratą, ponad permskimi zlepieńcami występują wkładki wapnistych łupków i kilkumetrowej miąższości brekcjowaty dolomit. U h l i g [60, 61, 63] wymienia z kilku punktów Bukowiny i północno-wschodniego Siedmiogrodu łupkowe warstwy werfeńskie z taką fauną jak:

Natiria costata,
Myophoria costata, ,
Pseudomonotis cf. angulosa,
Turbo rectecostatus.

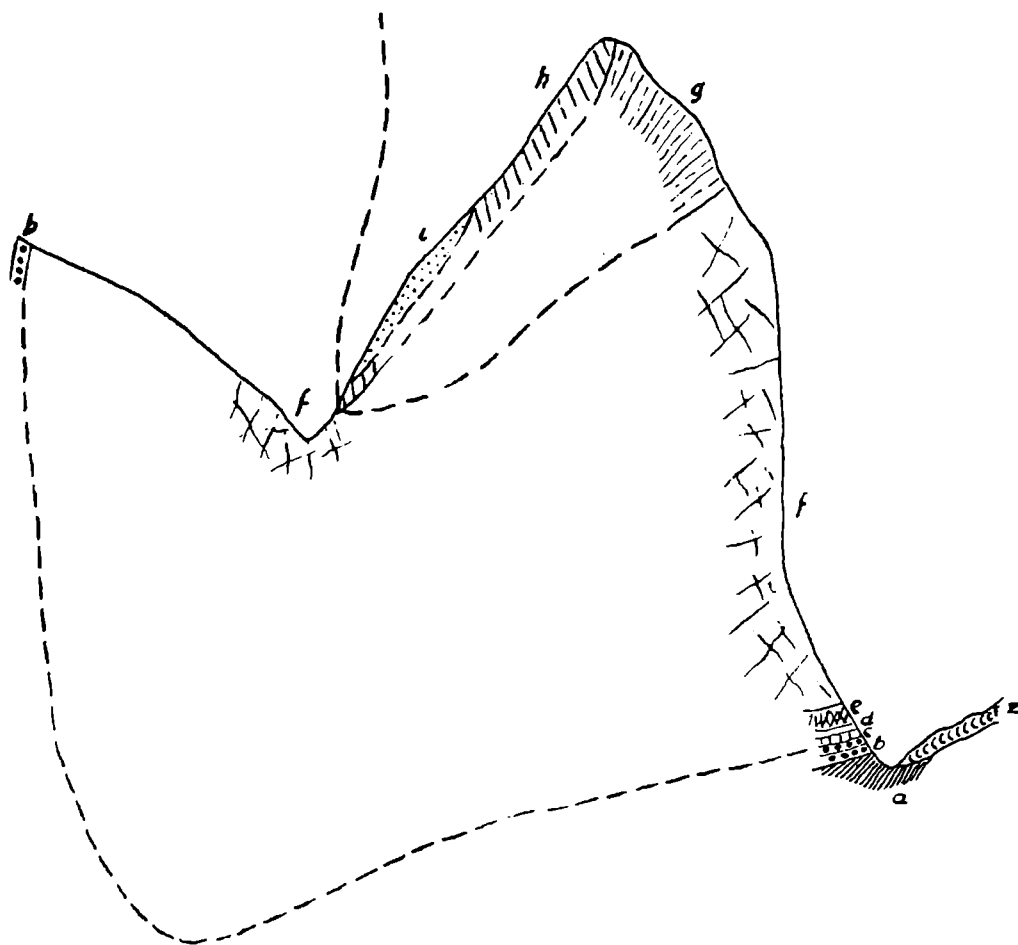
Warstwy te, jak też i wyżej leżące, miałyby mieć wykształcenie facjalne hallstackie i zaliczane były przez U h l i g a do odrębnej serji skałkowej, która dziś istnieje już tylko w formie małych skałeczek i bloków wtopionych w apcie fliszu.

Aczkolwiek odsłonięcia łupków i brekcjowatych wapieni dolomitycznych są w Karpatach Wschodnich Rumuńskich bardzo rzadkie, to jednak istnienie tu werfenu jest już nie ulegające wątpliwości. Tak samo rzecz się ma i w Górach Czywczyńskich.

T r i a s d o l n y.

Gdy śledzimy dalej profil skałki nad Strymbą, widzimy bezpośrednio ponad brekcjowatymi dolomitami około 100 metrów wysoką ścianę litej skały. Są tu dolomity i wapienie mniej lub więcej dolomityczne, barwy szarej. Są one jednostajnie masywne, niewarstwowane. Ku górze przechodzą w partję popekaną z licznymi białymi żyłkami kalcytu. W części stropowej występuje już wyraźne warstwowanie. Wietrzejąc rozpadają się na ostrokrawędziste bloki, które nieraz piargiem zaścielają znaczniejsze obszary zboczy.

Ten typ dolomitycznego wapienia jest stałym poziomem w serji permsko-mezozoicznej w całych Karpatach Wschodnich Rumuńskich i oczywiście także i w Górach Czywczyńskich. Tworzy on tu wszędzie jakgdyby trzon wszystkich skałek mając znaczną przewagę ponad innego rodzaju osadami, które występują już raczej podrzędnie. Wybitnie poziom ten zaznacza się w morfologii. Już z daleka łatwo rozpoznać mo-



Rys. 10. Profil skałki nad Strymbą. — Coupe d'une klippe permio-mézo-zoïque. Vallée de Strymba.

- | | |
|--|--|
| <i>karbon :</i> | <i>carbonifère :</i> |
| a — łupki krystaliczne | a — les schistes cristallins |
| <i>perm :</i> | <i>permien :</i> |
| a — verrukano | b — verrucano |
| c — czerwony piaskowiec kwarcytowy | c — grès rouge quartzitique |
| <i>werfen :</i> | <i>werfenien :</i> |
| d — różowe piaskowce wapniste i łupki piaszczysto-wapniste | d — le grès rougeâtre et les schistes grésocalcaires |
| e — żółtawe dolomity | e — les dolomies jaunâtres |
| <i>trias dolny :</i> | <i>trias inférieur :</i> |
| f — szare dolomity | f — les dolomies grise |
| <i>kallowej-oksford :</i> | <i>callovien-oxfordien :</i> |
| g — brekcjowaty wapień dolomityczny z czerwonymi żyłkami, oraz z wkładkami czerwonych wapnistych łupków i jasno-szarych wapieni drobno-warstwowanych | g — le calcaire dolomitique bréchiforme; les intercalations des schistes calcaires rouges et des calcaires grise à couches minces. |
| h — jasno-szare wapienie płytowe | h — les calcaires |
| i — jaspisy | i — les jaspes |
| z — zsuwisko. | z — glissement. |

żemy szczyty zbudowane z dolomitu lub wapienia. Są one ostre, stożkowate, a z ich zalesionych stoków sterczą nieraz iglice, kominy i turnie. Tworzą też niekiedy poszarpane pro-

stopadłe ściany, jak naprzykład nad Strymbą lub na Mokrynowym Kamieniu, dodając krajobrazowi wiele malowniczości.

Strop dolomitów i wapieni dolomitycznych zaznacza się niekiedy bardzo charakterystycznie przez to, że w części stropowej skała jest bardzo gęsto poprzecinana licznymi żyłami i gniazdami barwy żywo czerwonej. Żyły te i gniazda wypełnia czerwona substancja składająca się głównie z tlenków żelaza, prawie zupełnie odwapniona. Przypuszczam, że mamy tu do czynienia z bardzo starem, kopalnym zwietrzeniem, które nastąpiło niemal bezpośrednio po osadzeniu się wapieni, a więc w triasie. Wynurzone na pewien okres czasu uległy na swej powierzchni zwietrzeniu, dzięki któremu powstał produkt typu „terra rossa“. Po ponownym zalaniu przez morze produkt tego zwietrzenia wypełnił jednostajnie szczeliny i gniazda i następnie uległ diagenezie. Najwyraźniej zjawisko to obserwować możemy w skałce w potoku Prełuczny i na wapiennej czapce Rotundula.

Co się tyczy sprawy wieku dolomitów i wapieni dolomitycznych, to już dawno P a u l 35, 37, 39, a potem S a v a A t h a n a s i u [6] uznali je za dolno triasowe. Podobnie też początkowo sądził i U h l i g [58, 59], później jednakże zmienił zdanie i zaliczył utwór ten do permu, oznaczając cały ten poziom jako „Verrucano-Dolomit“. Podstawę do takiego poglądu dało mu znalezienie w dolinie Tatarki koło Breazy warstw werfeńskich z fauną, leżących jakoby na dolomitach. Później jednakże okazało się, że jest to serja odwrócona. Tego samego zdania co U h l i g był też i V e t t e r s [66].

W późniejszej literaturze spotykamy prawie zawsze tendencje do przypisania dolomitom wieku triasowego. Cytowana już fauna znaleziona przez I. A t a n a s i u w Haghimasul Mare, przesądza ostatecznie sprawę wieku dolomitów, jako dolno-triasowych. Mimo tego jednak niepodobna ściśle określić jak daleko w górę triasu one sięgają. Wprawdzie w dolomitycznych wapieniach Czywczyna znaleźliśmy w cienkich płytkach mikroskopijne szczątki jakiejś fauny, o czym zresztą wspomina także i Z a p a ł o w i c z [68], ale okazały się one zupełnie nieoznaczalne. Dotychczas zresztą nie jest znana fauna z dolomitów, ani z ich części środkowej, ani ze stropowej.

W serji tak zwanej skałkowej, to jest w skałkach tkwią-

cych w apcie, znalazł swego czasu U h l i g na Bukowinie ponad poziomem werfeńskim wapienie rafowe z *Halobia austriaca* i ramienionogami wskazującymi na wiek carnien. Wynika z tego, że we Wschodnich Karpatach Rumuńskich górny trias jest reprezentowany, natomiast istnieją wątpliwości co do występowania triasu środkowego.

Potęźnie rozwinięty jest poziom dolomitów dolno-triasowych na Czywczynie. Góra ta zbudowana jest w ten sposób, że jej podstawę tworzy flisz na którym spoczywa nasunięta potężna czapa złożona z dolomitów i bazaltów. W podobny sposób zbudowana jest i Popadia, tworząca jakby miniaturę Czywczyna. Na Budyjowskiej Wielkiej, na jej stoku południowym spotykamy wielką ilość mniejszych i większych skałek leżących na fliszu. Wśród wapieni dolomitycznych Czywczyna i jego sąsiedztwa występuje skała wylewna oznaczona przez Z a p a ł o w i c z a [68] jako porfiryt, przez K r e u t z a [22] jako andezyty (porfiryty) pochodzące z magmy typu sodowo-lampro-sjenitowego. Na podstawie szeregu nowych analiz chemicznych i mikroskopowych oznaczono ją ostatnio jako bazalt albitowy [57]. Kwestja wieku bazaltów czywczyńskich nie jest jeszcze zupełnie jasną. Istnieją tu dwie możliwości, które przedyskutujemy w jednym z następnych rozdziałów.

T r i a s g ó r n y ?

Jak już wspomniałem, to sprawa jak daleko w górę triasu sięgają dolomity, z powodu braku jakichkolwiek skamielin nie jest rozstrzygnięta. Utał się pogląd w literaturze, że obejmują one prawdopodobnie także i dolną część środkowego triasu.

Na południowych stokach Czywczyna znaleźliśmy niewielkiej miąższości warstwy, które mogą należeć do górnego triasu. Profil przedstawia się następująco: Gdy idziemy od strony Czolakina ścieżką okalającą Czywczyn od południa, wchodzimy po minięciu wąskiego pasa krystalinikum we flisz. Gdy następnie pozostawimy ścieżkę i zaczniemy po stoku wchodzić ku szczytowi, znajdziemy się na kontakcie nasunięcia czapy Czywczyńskiej na flisz. Obecnie przechodzimy serję odwróconą. Bezpośrednio na fliszu spoczywa kompleks składający się z płyciastych cienko-warstwowych zlepieńców o bardzo drobnem ziarnie. W skład zlepień-

ców tych wchodzą ziarna bazaltów, dolomitów i łupków krystalicznych. Bardzo duża ilość łusek srebrzystej miki daje skale tej barwę srebrzysto-szarą. Drugim typem skały, która ze zlepieńcami występuje naprzemianlegle są szaro-zielonkawe wapienne fyllity. Kompleks cały ma miąższość około 40 metrów i zapada ku południowemu zachodowi. Ponad nim występują masywne dolomity z bazaltami.

Zaznaczyłem już, że istnienie środkowego triasu we Wschodnich Karpatach Rumuńskich nie jest stwierdzone paleontologicznie. Istnieją jednakże ponad dolomitami dolno-triasowemi w kilku punktach kompleksy skalne, o których sądzi się, że reprezentują trias środkowy i górny. Tak na przykład H a u e r [10] i Z a p a ł o w i c z [68] stwierdzili, że bezpośrednio nad dolomitami występują w kilku miejscach w Marmaroszy łupki, piaskowce i wapienie, które mogłyby odpowiadać środkowemu triasowi. V a d a s z [64] w Haghimasul Mare spotkał ponad dolomitami serję skał bardzo różnych i zmiennych: brunatne wapienie, piaskowce mikowe, wapienie piaszczyste, łupki margliste i łupki wapniste. V a d a s z sądził, że serja ta reprezentuje wszystkie piętra środkowego i górnego triasu. Opisany kompleks zlepieńców mikowych i wapiennych fyllitów, który na całym obszarze Gór Czywczyńskich napotkaliśmy jedynie tylko na Czywczynie, mógłby więc należeć do górnego triasu, a to tembardziej, że w stropie dolomitów dolno-triasowych zaznacza się, jak to stwierdziliśmy poprzednio, kopalne zjawisko wietrzenia. Musiała więc po ich osadzeniu się zaistnieć przerwa w sedymentacji trwająca przez część lub może nawet cały środkowy trias.

J u r a.

L i a s.

Aby poznać następne, wyższe człony stratygraficzne serji permsko-mezozoicznej przenieść się musimy w okolice klauzy bałtagulskiej. Poniżej tej klauzy wpada do Czarnego Czeremosza z prawej strony obok wielkiej skałki mały potok bez nazwy spływający z pod grzbietu Prełuków. Idąc tym potokiem spotykamy w pobliżu ujścia dolomity i werrukano. Następuje dalej serja krystaliczna złożona przeważnie z łupków

chlorytowo-kwarcytowych. Mniejwięcej na wysokości 1350 metrów widzimy bardzo źle odsłonięte zlepieńce werrukanowe, a bezpośrednio nad nimi dolomity dolno-triasowe. Ponad ich stropem występuje około trzy metrowej miąższości warstwa czerwonego bulastego wapienia z kilkoma wkładkami czerwonych marglistych łupków. Jest to znów jedyny punkt w Górach Czywczyńskich, gdzieśmy napotkali na ten charakterystyczny utwór skalny. Leży on bardzo wyraźnie ponad dolno-triasowemi dolomitami, jest więc od nich młodszymi bez wątpienia. Ponieważ jednak odbiega bardzo znacznie od innych typów skalnych występujących tu w serji permsko-mezozoicznej, przeto skłania do poszukania jakiegoś odpowiednika w innych rejonach Karpat. Otóż okazuje się, że istotnie w kilku punktach Karpat Rumuńskich znaleziono utwór do którego z wielkiem prawdopodobieństwem można porównać bulasty wapień z pod Prełuków. Mógłby to być jedynie tylko dolny lias, którego istnienie wymienia Uhlig [60, 61] z trzech miejsc we Wschodnich Karpatach Rumuńskich, a mianowicie z Alsó Rakos w Górach Persańskich, z Haghimasul Mare i z Valea Seaca koło Campulung na Bukowinie. Wszędzie są to czerwone bulaste wapienie (Knollenkalk), odpowiadające wapieniom z Adneth facji wschodnio-alpejskiej. Wapienie te występują według Uhliga w formie resztek denudacyjnych jako soczewki o grubości nie przekraczającej 3 metrów. Ich dolno-liasowy wiek potwierdzają amonity. Tak naprzykład w Haghimasul Mare ponad noryckimi wapieniami hallstackimi występuje niewielka soczewka czerwonych bulastych wapieni ze znaczną ilością czerwonych marglistych łupków wapiennych. Te ostatnie zawierają bardzo bogatą faunę składającą się z 46 form, odkrytą najpierw przez Herbicha [11], potem ponownie eksploatowaną i opracowaną przez Vadasza [64]. Fauna ta wskazuje na wiek dolno-liasowy odpowiadający warstwom z Adneth.

W czerwonych wapieniach pod Prełukami niestety nie udało się znaleźć skamielin. Odkrywka jest niewielka, warstwy są słabo odsłonięte, a gęste zalesienie nie pozwoliło na dokładne prześledzenie tego utworu. Jedynie więc na podstawie litologicznego podobieństwa z wymienionymi wystąpieniami

w Karpatach Rumuńskich i na podstawie położenia stratygraficznego, określam wiek tych wapieni jako dolnoliasowy.

W innym znowuż miejscu znalezione zostały dalsze człony jury. Powyżej klauzy bałtagulskiej wpada do Czarnego Czeremosza z prawej strony potok zwany Prełuczny, spływający z pod szczytu 1568 położonego na grzbiecie Prełuków. Wąska dolina tego potoka jest jedną z najpiękniejszych w Górach Czywczyńskich. Po przejściu serji łupków krystalicznych dochodzimy do odsłoniętej serji permsko-mezozoicznej. Widzimy najpierw nieszczególnie odkryte werrukano i rudoczerwonawe kwarcytowe piaskowce. Kilka kroków dalej wchodzimy w część doliny bardzo wąską. Po obydwu stronach potoka wznoszą się strome, prostopadłe ściany dolomitów dolno-triasowych. Wznoszą się one na około 50 metrów wysoko, tworząc w górze poszarpane iglice. Obserwować tu też możemy piękne zjawisko krasowe polegające na tem, że woda potoka wchodząc w dolomity znika w nich w podziemnych pieczarach i szczelinach i pojawia się znów na powierzchni dopiero u spągu dolomitu. W części stropowej dolomitów widzimy partję skały z licznymi czerwonymi gniazdami i żyłami, o czem wspomniałem już poprzednio.

Ponad dolomitem spoczywa zgodnie kilka grubych ławic bryłowatego wapienia. Jest on niezwykle twardy, barwy prawie czarnej. Wietrzeje brudno-żółtawo. U swego stropu wapień ten staje się bardziej piaszczysty. Ogólna miąższość wynosi około 20 metrów. W skale tej udało się znaleźć skamieliny, które rzucają nieco światła na wiek jej i jej podobnych wapieni występujących na Bukowinie. Zespół fauny jest bardzo charakterystyczny. Mamy tu znaczną ilość nieoznaczalnych koralii, dwie małże, z których jedna oznaczona została jako *Pecten* sp. oraz zadziwiające mnóstwo belemnitów. Te niestety mimo swej wielkiej ilości są niemal, że nieoznaczalne, dzięki daleko posuniętej pseudomorfozie. Belemnitami była łaskawa zając się p. Z o f j a S k o ł o z d r ó w n a, która określiła je ogólnie jako liasowe na podstawie krótkiej niesymetrycznie położonej alweoli. Jeden okaz lepiej zachowany p. S k o ł o z d r ó w n a oznaczyła jako *Belemnites brevis*.

Ze względu na swój pokrój i zawartość znacznej ilości belemnitów piaszczyste te wapienie zbliżają się bardzo do utworu znanego dobrze w kilku miejscach na Bukowinie.

Chodzi tu mianowicie o bardzo twarde, prawie czarne, wapieniste piaskowce z belemnitami. Odkrył je S a v a A t h a n a s i u [6] w grupie górskiej Rarau, położonej na południowy zachód od Campulung (Paraul Carugarului). S. A t h a n a s i u stwierdził, że zawierają one wielką ilość belemnitów, przy czym „niestety okazy widoczne są w przekroju podłużnym, albo w poprzecznym, co nie pozwala na bliższe oznaczenie. Przekroje belemnitów są okrągłe, grubości palca i zdają się być podobne do pewnych form z jury lub dolnego neokomu“.

Niedawno K r ä u t n e r [19] opracowując ponownie pasmo Rarau znalazł belemnitowe piaskowce w miejscach podanych przez S. A t h a n a s i u, a ponadto stwierdził, że rozprzestrzenienie ich jest daleko większe. Obok szczytów Adam i Eva koło Pojorata, leżą one na dolomitach dolno-triasowych, a więc tak samo jak i w naszym potoku Prełęcznym. Poziom ten o niewielkiej miąższości występuje jednak zawsze w tych samych okolicznościach. Belemnity według K r ä u t n e r a nie są oznaczalne. Autor ten określa wiek tych belemnitowych piaskowców jako doggerski.

Położenie warstw, wielka ilość belemnitów znalezionych w potoku Prełęcznym z jednej strony, i te same cechy charakterystyczne łącznie ze znacznym podobieństwem litologicznym piaskowców belemnitowych z obszaru Rarau (Belemnitenführende Sandsteine) z drugiej strony, skłaniają mnie do porównania tych utworów, a następnie i do ich zidentyfikowania. Tembardziej wydaje mi się to możliwym, że wiek belemnitowych piaskowców z pasma Rarau nie został do tej pory zupełnie ściśle określony. Przypuszczam zatem, że i w jednym i w drugim przypadku mamy tu do czynienia z tym samym poziomem wieku liasowego.

Ponad piaszczystemi wapieniami liasowymi albo bezpośrednio na triasie występują gdzieśgdzie (Klauza Bałtaguł, Prełuki, Rotunduł) czarne krzemieniste łupki. Ich miąższość nie przekracza 5 metrów. Ze względu na położenie możnaby łupki te zaliczyć z bardzo wielkiem prawdopodobieństwem do doggeru.

K a l l o w e j - o k s f o r d.

Poza opisanymi poprzednio czerwonymi wapieniami, belemnitowymi piaskowcami i czarnymi łupkami wieku liasowo-

doggerskiego, nie spotykamy w Górach Czywczyńskich już innych poziomów jury dolnej i średniej. Dopiero dolny malm, a w szczególności piętra kallowej i oksford są u nas reprezentowane przez kompleks tak zwanych „warstw jaspisowych“. Kompleks ten w całych Wschodnich Karpatach Rumuńskich jest niezmiernie stały, podobnie jak poprzednio wyróżnione werrukano i dolno-triasowe dolomity.

Główną masę tych warstw stanowią ciemno-czerwone i ciemno-zielone jaspisy, występujące we formie łupkowej. Pod uderzeniem młotka rozpadają się na ostre kańciaste odłamki. Są bardzo twarde. Spąg warstw jaspisowych tworzą niekiedy jasno szare, różowawe lub jasno zielonkawe krzemieniste łupki, doskonale, prawie liściasto uwarstwione. Szczególnie ładnie odsłonięte są one na przekroju skałki nad Strymbą. Wśród jaspisów pojawiają się czasem soczewki ciemno-czerwonych wapieni, gęsto przetykanych białymi żyłkami kalcytu. Obok tego zauważyć też możemy i wkładki jasnego, nieco żółtawego wapienia, o brekcjowatej strukturze. Ostrokańciaste drobne elementy wapienne są tu spojone lepiszczem wapiennem barwy czerwonej. Wkładki tego typu brekcjowatego wapienia obserwował też i V e t t e r s [66] w warstwach jaspisowych Czarnego Diłu, pomiędzy Saratą a Perkałabem, co zresztą i sam mogłem potwierdzić. Ku stropowi przechodzą warstwy jaspisowe w element klastyczny, mianowicie w czerwone, mikowe, drobnoziarniste, kruche piaskowce, z wkładkami ilastych czerwonych łupków. Jak więc widzimy, w skład warstw jaspisowych wchodzi kilka rozmaitych typów skalnych. Z nich w każdym razie jaspisy występują stale. Ogółem kompleks ten nie jest zbyt gruby. Maksymalnie liczyć można miąższość jego na około 50 metrów, z reguły jednakże występuje w miąższości mniejszej.

P a u l [37, 39] przypisywał warstwom jaspisowym wiek górno-triasowy. U h l i g i V e t t e r s umieszczali te warstwy w średnim, względnie górnym triasie. Podobnie i Z a p a ł o w i c z [68].

W roku 1922 ogłosił J e k e l i u s [14] nowe dane, dotyczące utworów mezozoicznych w Górach Haghimasul Mare. Znalazł on tam następujące stosunki: Ponad liasem występuje szarobrunatny wapień z domieszką części piaszczystych i krzemion-

ki. Powyżej zalega wapień oolityczny z bardzo bogatą fauną. Zespół tej fauny odpowiada bardzo ściśle trzem poziomom bajosu-batu, a mianowicie poziomowi z *Parkinsonia Parkinsoni*, *Parkinsonia ferruginea*, i *Oppelia aspidoides*. W tychże górach występują też typowe warstwy jaspisowe z wkładkami czerwonych i szaro-zielonych wapieni. Leżą one bezpośrednio pod warstwami z *Aspidoceras acanthicum*. W ten więc sposób warstwy jaspisowe, które do tego czasu uważane były za triasowe, znalazły się w poziomie pomiędzy *Oppelia aspidoides* a *Aspidoceras acanthicum*. Wiekowo odpowiadałyby one piętru kallowejsko-oksfordzkiemu. Ta teza *Jekeliusa* weszła ostatnio do literatury rumuńskiej i została też potwierdzona przez inne obserwacje.

Z nowych zdjęć wykonanych na Bukowinie okazuje się, że *Uhlig* mylnie rozszerzył pojęcie warstw jaspisowych także i na utwory, które z temi warstwami nie mają nic wspólnego, a pod względem wiekowym są od nich dość odległe. *Athanasius i Macovei* [5] znaleźli koło Campulung na Bukowinie w warstwach określonych przez *Uhliga* jako jaspisowe, otwornicę z gatunku *Orbitulina lenticularis*, a więc formę aptieńską. Warstwy skalne w których otwornica ta została znaleziona są już fliszem i nie należą do serji permsko-mezozoicznej. Według *Kräutera* [19] w apcie bukowińskim występują czerwone krzemionkowe łupki, które przypominają jaspisy prawdziwe, jednakże niemi nie są. Dokładniejsze zbadanie petrograficzne jaspisów i radjolarytów Wschodnich Karpat problem warstw jaspisowych wyjaśni lepiej.

W każdym razie, w obecnym stanie rzeczy, pojęcie warstw jaspisowych należałoby ograniczyć jedynie tylko do tego kompleksu, który często we Wschodnich Karpatach Rumuńskich a w Górach Czywczyńskich niemal z reguły towarzyszy wszelkim wystąpieniom serji permsko-mezozoicznej, przede wszystkim dolno-triasowym dolomitom. Z tego też powodu nie ma przeszkód do przypisania kompleksowi warstw jaspisowych wieku kallowejsko-oksfordzkiego, podobnie jak w rejonie Tulghes.

Warstwy jaspisowe pięknie w Górach Czywczyńskich rozwinięte, kończą wapienną serję permsko-mezozoiczną. Tytonu, który wymieniany jest na Bukowinie w postaci jasno-żółtawych wapieni, u nas w tej serji już nie ma.

Reasumując kwestję stratygrafji serji permsko-mezozoi-
cznej stwierdzić należy, że w Górach Czywczyńskich — i to
oczywiście na obszarze ziemi polskiej — występują zasadniczo
i stale trzy główne poziomy: permskie podstawowe zlepieńce
wraz z piaskowcami kwarcytowemi, dolno-triasowe dolomity
rozpoczynające się kompleksem piaskowcowo łupkowym oraz
kallowejsko-oksfordzkie warstwy jaspisowe. Opisane wystą-
pienia problematycznego triasu środkowego, a dalej liasu
i doggeru są podrzędne i sporadyczne.

F l i s z.

Trzecim głównym składnikiem budowy geologicznej Gór
Czywczyńskich jest flisz. W swem wykształceniu facjalnem
odbiega on znacznie od tego fliszu, z którego zbudowane są
pasma górskie bliżej brzegu Karpat położone. Pod względem
facjalnym i wiekowym zbliża się do fliszu bukowińskiego,
a nawet rzecz można często jest z nim identyczny.

Wiekowo flisz w Górach Czywczyńskich reprezentuje
krótko mówiąc kredę dolną i środkową. Fakt istnienia w Mar-
maroszy i sąsiednich rejonach fliszu neokomskiego stwierdzili
już dawno H a u e r [10], P a u l i T i e t z e [43, 44], na Buko-
winie P a u l [41, 42].

Z a p a ł o w i c z [68] wydzielił w swej obszernej pracy
zasadniczo dwa odrębne poziomy:

a) poziom górny, jako cenoman, wykształcony w postaci
mikowych piaskowców i zlepieńców, oraz

b) poziom dolny, jako neokom składający się z ciemnych
piaskowców z czarnymi łupkami i wapieni ze strzałką.

Poziom dolny podzielił Z a p a ł o w i c z na dwie strefy,
a mianowicie na strefę południową przyległą do masywu kry-
stalicznego, oraz strefę północną występującą na Czarnohorze
wraz z oligocenem.

Obchodzącą nas tu bliżej strefę południową dzieli dalej
Z a p a ł o w i c z na jeszcze trzy podstrefy: południową,
środkową i północną. Asumpt do tego podziału dał Z a p a ł o-
w i c z o w i — jak można z tekstu wnioskować — zmieniający
się skład litologiczny fliszu dolno-kredowego przy przejściu
od południa ku północy. Dla podstrefy południowej charak-
terystyczne miały być brekcjo-zlepieńce, występujące w „po-
bliżu krystalinikum“ oraz dominujące masywne krzemion-

kowe piaskowce z wtrąceniami czarnych fyllitowych łupków. W podstrefie środkowej, która przypadłaby mniej więcej na opracowany przez nas obszar, głównymi typami skalnymi są ciemne wapniste piaskowce „hieroglifowe“, wtrącenia czarnych łupków ilastych o pokroju grafitowym i wreszcie czarne lub ciemno-szare wapienie. Masowe gruboławicowe piaskowce strefy południowej schodzą na plan dalszy. Wreszcie w ostatniej neokomskiej podstrefie *Z a p a ł o w i c z a*, w podstrefie północnej, występują jedynie tylko piaskowce strzałkowe i hieroglifowe. Autor podkreśla, że ogólnym zjawiskiem dla południowej strefy dolnej kredy jest fakt powolnego zanikania masywnych piaskowców, względnie ich przekształcanie się w utwory drobno warstwowe w kierunku liczącym od południa ku północy.

Jak widzimy z powyższego zestawienia, ujął *Z a p a ł o w i c z* skład neokonu niejako w profilu poziomym, i podzielił go raczej facjalnie w formie pewnych rejonów. Zobaczymy dalej czy nie uda nam się podziału *Z a p a ł o w i c z a* przekształcić — oczywiście z pewnymi modyfikacjami — w przekrój pionowy, stratygraficzny.

Co się tyczy górnego poziomu kredowego, to *Z a p a ł o w i c z* oznaczył wiek jego jako cenoman na podstawie znalezienia w zlepieńcach, w kilku miejscowościach, skamieliny *Exogyra columba*.

Z u b e r, który kartował dla Atlasu Geologicznego Galicyi arkusz Hryniawa, na którym znajdują się Góry Czywczyńskie, oznaczył występujący tu flisz generalnie jako „piaskowiec magórski“ [71, 74].

P a u l [39], który zbadał budowę geologiczną całej Bukowiny, podał dla kredy następujący schemat stratygraficzny:

2. średni piaskowiec gruboziarnisty, reprezentujący gault,
3. dolny piaskowiec reprezentujący w całości neokom, a rozpadający się na trzy poziomy dalsze, a mianowicie na
 - a. górny, wykształcony w postaci margli hydraulicznych,
 - b. średni, występujący pod postacią zlepieńca z Munczela, piaskowców ze zwęglonemi roślinami, margłowapieni aptychowych, wapieni z *Rhynchonella lata*,
 - c. dolny, w skład którego wchodzi piaskowce i wapienie z belemnitami i czarne łupki z Pojorata.

Wymienione tu poziomy odpowiadają według P a u l a ściśle cieszyńskiej serji fliszowej, od górnych do dolnych łupków cieszyńskich z ogniwami pośrednimi. Stratygraficzne zróżniczkowanie fliszu bukowińskiego, przeprowadzone przez P a u l a, poparte zostało bardzo przekonująco licznymi przewodniami skamieniałościami.

W roku 1930 K r ä u t n e r [19] skartował pasmo Rarau położone niedaleko Campulungu na Bukowinie. Zastosował on na swej mapie, odnośnie do fliszu następujący schemat stratygraficzny:

apt — składający się z trzech poziomów litologicznych; licząc od góry są to zlepieńce, piaskowce i margle z łupkami ilastymi;

barrem — wykształcony w postaci czarnych łupków podobnych do łupków spaskich; i wreszcie

walanżyn—hoteryw, czyli tak zwane „warstwy z Sinaja, w których skład wchodzi czarne łupki, szare wapienie, ciemno-szare, niebieskawe piaskowce.

Tak się przedstawia ujęty w krótkim rzucie historycznym podział fliszu kredowego przeprowadzony przez kilku badaczy.

W różnicowaniu fliszu wchodzącego w skład budowy geologicznej Gór Czywczyńskich natknęliśmy się na trudności zasadniczej natury. Jedną z nich to brak skamielin. Inna, to zbyt mały obszar zbadany, gdyż ograniczony przedewszystkiem do krystalinikum, którego poznanie było głównym celem przeprowadzonych badań. Przy obszarze kilkakrotnie większym, do stratygrafji fliszu, która jak wiadomo jest problemem trudnym, możnaby było zebrać znaczną lub wystarczającą ilość obserwacyj. Pozatem także możnaby było uzyskać szersze podstawy do określenia wzajemnych stosunków facjalnych.

Wydzieliłem jednakże mimoto następujące poziomy:

cenoman,

apt,

walanżyn—hoteryw,

infrawalanżyn.

Wydzielając powyższe poziomy stratygraficzne kredowego fliszu w Górach Czywczyńskich, oparłem się przede wszystkim na takich cechach litologicznych, które specjalnie

charakteryzowały poszczególne kompleksy. Respektowałem przytem w najszerszych możliwych granicach wyniki badań geologicznych dawniejszych i współczesnych, zdając sobie sprawę, że jednak obserwacje zebrane przez nas w obrębie fliszu są jeszcze nieco za skąpe w stosunku do samego problemu.

I n f r a w a l a n ż y n.

W jednym z poprzednich rozdziałów opisałem krótko profil potoka Prełuczego, dochodząc w opisie do liasowych wapieni z belemnitami. W normalnej serji stratygraficznej powinny być wapienie liasowe przykryte przez warstwy jaspisowe. W profilu tym jednakże nie spotykamy tego kompleksu. Gdy od odkrywki z liasem zwrócimy się dalej w górę potokiem prawobocznym, spotykamy bezpośrednio na wapieniach leżącą zgodnie i zapadającą ku SW serję skał składającą się z następujących skał: u spągu kompleksu występują czerwone łupki radjolarytowe, czerwone łupki krzemionkowe, różniące się jednak bardzo wyraźnie od prawdziwych jaspisów, następnie drobnoziarniste czerwone piaskowce, nieco wapniste, w warstwach około 20 cm grubych. W dalszym ciągu profilu warstwy są silnie zaburzone i wtórnie sfałdowane. Występują tu dalej ciemne, prawie czarne wapienie z kalcytową strzałką i wreszcie na brzegu lasu, na znacznie-szej przestrzeni czarne, piasczysto-ilaste łupki, silnie sprasowane. W całości kompleksu występuje w nim, charakterystyczna dla fliszu naprzemianległość typów skalnych. Mimo wszystko jednak, w dolnej części kompleksu przeważają skały czerwone z łupkami radjolarytowymi. Te, w niedalekim równoległym potoku trwają na daleko większej przestrzeni. Górna część kompleksu jest „czarna“. Warstwy te przylegają od strony Wesnarki niezgodnie do łupków krystalicznych. Okalają one od południowego-zachodu szczyt 1579, poczem widoczne są w potoku spływającym do Maskatyna, poczem w dalszym ich przedłużeniu gubią się szybko na zboczach grzbietu Prełuczego. Ogólna miąższość opisanego kompleksu wynosi około 200 m.

O ile dolna część kompleksu, a więc część „czerwona“ przypomina bardzo górne partje warstw jaspisowych, o tyle jednak całość jego oraz charakterystyczna naprzemianległość

warstw czarnych łupków i wapieni robi wrażenie raczej fliszu. Jest to utwór jakby przejściowy, który niejako balansuje pomiędzy warstwami jaspisowymi, a raczej ogólnie mówiąc pomiędzy mezozoiczną pokrywą łupków krystalicznych, a typowym fliszem. Jako taki też przejściowy utwór określam ten kompleks.

Ponieważ najdolniejsze warstwy fliszu oznaczyłem (patrz następny rozdział) jako walanżyn, a o warstwach jaspisowych wiemy, że są wieku kallowejsko-oksfordzkiego, przeto oznaczyłem pierwotnie wiek kompleksu przejściowego ogólnie jako malmo-neokom [57]. Profesor Nowak zwrócił mi uwagę, że dla warstw tych odpowiedniejszy byłby termin infrawalanżyn, jako obejmujący utwory przejściowe od jury do kredy. Termin ten zachowuję.

Infrawalanżyn występuje w Górach Czywczyńskich jedynie tylko na grzbiecie Prełuków. Wszędzie pozatem flisz rozpoczyna się charakterystycznym zlepieńcem. Poza granicami Państwa, a mianowicie na Bukowinie w okolicach Kirlibaby i Campulung, podobne warstwy rozwinięte są na znacznie szerszą miarę. Krätner [19] wydzielił podobny kompleks składający się z czerwonych łupków i piaskowców jako utwór przejściowy pomiędzy jurą a kredą. Określił go nazwą „podstawowy horyzont warstw z Sinaja“. Miałem sposobność zwiedzić występywanie tego horyzontu w dolinie Mołdawy na jej przełomie pomiędzy Pojorata a Campulung. Warstwy przejściowe tworzą tam jądro antykliny pokryte warstwami z Sinaja na skrzydłach (walanżyn—hoteryw). Jak wynika z badań Krätnera, to jego horyzont przejściowy występuje na bardzo znacznych obszarach od północno-zachodnich krańców Bukowiny aż conajmniej do pasma Rarau włącznie. Występuje on także i wtedy, gdy brak jest warstw jaspisowych.

Z powyższych uwag wynika, że „horyzont podstawowy warstw z Sinaja“ wydzielony przez Krätnera oraz wydzielony przezemnie infrawalanżyn w Górach Czywczyńskich są poziomami identycznymi. Istnienie tego poziomu jako wyraźnie przejściowego pomiędzy jurą pokrywy permsko-mezozoicznej a fliszem, wskazuje na to, że w pewnym rejonie geosynklinali karpackiej zmiana warunków sedymentacji odbyła się na drodze ewolucyjnej, wolno i bez przerw. Poza

tym rejonem morze jurajskie cofnęło się na krótki czas, poczem w dolnej kredzie szybko wkroczyło ponownie. Zjawisko to zaznaczyło się wyraźnie osadzeniem się ławicy zlepieńca transgresyjnego występującego prawie z reguły u spągu utworów fliszowych i oczywiście tam, gdzie nie ma warstw przejściowych infrawalanżynu.

W a l a n ż y n — h o t e r y w.

Następnym poziomem fliszowym, który da się na obszarze Gór Czywczyńskich wydzielić, byłby poziom odpowiadający „warstwom z Sinaja“ lub „warstwom aptychowym“ wyodrębnionym już dawno w Rumunji przez T e i s s e y r e ' a i P a u l a [56, 39]. Kompleks osadów wchodzących w skład tego poziomu jest bardzo charakterystyczny ze względu na ich ciemne, niekiedy nawet zupełnie czarne zabarwienie, pochodzące od rozpylonego w nich grafitu.

Poziom ten określony wiekowo jako „walanżyn — hoteiryw“ składa się z dwu nierównomiernych części:

- a) zlepieńców podstawowych i
- b) wapieni, łupków i piaskowców.

a) Zlepieńce podstawowe występują w spągu całej serji fliszowej z reguły wszędzie tam, gdzie nie ma przejściowego poziomu infrawalanżynu. Składają się one z jednej lub kilku ławic, osiągając maksymalną miąższość 40 metrów. Zlepieniec jest bardzo twardy, o silnie przekryształizowanym wapiennym lepiszczu, drobno i średnioziarnisty, przecięty bardzo licznymi żyłami kalcytu. W skład jego wchodzi okruchy przede wszystkim skał metamorficznych. Odnajdujemy tu elementy serji krystalicznej. Rzadziej występują ziarna wapieni, dolomitów i jaspisów.

Zlepieniec podstawowy tworzy naogół stały horyzont występujący na kontakcie krystalinikum i fliszu, i to przede wszystkim na wschodniej i północno-wschodniej granicy krystalinikum. Bardzo dobre jego odsłonięcia znajdujemy w Dobryniu, w najgórniejszym jego biegu, w Albinie, w Łostuniu (poniżej starej klauzy), w potoku Czymirnym, we wschodnich potokach spływających z Rotundula do Czarnego Czeremosza, w dopływach prawobocznych Maskatyna i w Białym Czeremoszu, 1 km poniżej klauzy Perkałab. Poziom zlepieńca wydzielony został na mapie osobno ze względu na bar-

dzo charakterystyczną i indywidualną jego pozycję stratygraficzną.

Zaznacza on niewątpliwie transgresję morza fliszowego na serję krystaliczną lub na ocalałe w tym czasie resztki jej pokrywy permsko-mezozoicznej. W stosunku do podłoża, na które zlepieniec transgreduje, zachowuje się on w swem położeniu niezgodnie. Widać to wyraźnie szczególnie w odsłonięciach jego kontaktu z łupkami krystalicznymi.

Wydzielony w Górach Czywczyńskich zlepieniec podstawowy znany jest już i ze Wschodnich Karpat Rumuńskich. Występuje on w dolinie Bicaz (M a c o v e i, [27]), w rejonie Thulges (I. A t a n a s i u, [3]). Nie istnieje zaś na Bukowinie, gdzie pomiędzy pokrywą permsko-mezozoiczną a fliszem rozpościera się regularnie utwór przejściowy („Bazalhorizon“, K r ä u t n e r, [19]).

b) Druga — nierównomiernie szerzej rozwinięta część wałanzynu—hoterywu składa się z wapieni, łupków i piaskowców występujących w różnych względem siebie stosunkach. Wapienie są barwy ciemnej, prawie czarnej z lekkim odcieniem niebieskawym. Są silnie zdiaklazowane, a szczeliny wypełnione białą strzałką kalcytową. Ławice wapieni dochodzą do grubości jednego metra i powtarzają się w profilu kilkanaście razy. Pomiedzy niemi występują warstwy czarnych zgrafitowanych iłołupków o lśniącej powierzchni. Niekiedy występują tu wtrącenia czarnych iłów z grafitem (np. Albin). Drugim typem skały zjawiającej się naprzemian z wapieniami i grafito-iłołupkami są ciemne lub czarne piaskowce również z żyłami kalcytu. Zarówno piaskowce, jakoteż i wapień pokrywają się w czasie wietrzenia jasno-brązową skorupą.

Zaznaczyć należy, że czarne łupki odgrywają tu rolę dominującą, podczas gdy wapień i piaskowce schodzą na plan drugi. W przybliżeniu ilość łupków wynosi około 75%. Z tego powodu możnaby tę część dolnego neokomu określić jako poziom łupkowy w przeciwstawieniu do następnego poziomu — górnieszego — poziomu piaskowcowego.

Gdy w profilu przechodzimy do coraz wyższych warstw, to skład litologiczny dolnego neokomu przekształca się w ten sposób, że materiał psamityczny zrazu równoważy się z materiałem pelitycznym, a następnie bierze nad nim górę. Rów-

nocześniej zanikają zupełnie ławice czarnych wapieni. Ławice piaskowców stają się coraz częstsze i coraz grubsze, dochodząc do miąższości 3 i 4 metrów. Tracą przytem swą ciemną barwę i stają się coraz bardziej szare. Charakterystyczne są jednakowoż zawsze występujące pomiędzy ławicami piaskowców wtrącenia łupków ilastych, zawsze czarnych od obecności w nich pyłu grafitowego, który nadaje całemu opisywanemu piętru swoistą cechę. Praktycznie rzecz biorąc, strop walanżynu—hoterywu wyznaczyć można na ten moment w którym znikają wkładki czarnych iłółupków. Oczywiście wobec braku skamieniałości może to być narazie granica jedynie konwencjonalna.

Piętro walanżyn—hoteryw rozpada się więc w Górach Czywczyńskich na trzy poziomy; są to licząc od dołu:

1. poziom zlepieńca podstawowego,
2. poziom łupkowy,
3. poziom piaskowcowy.

Poziomy łupkowy i piaskowcowy na mapie nie zostały wyróżnione z następujących przyczyn. O ile w potokach, bocznych dopływach Czarnego Czeremosza i Maskatyna, flisz odsłania się naogół bardzo dobrze, o tyle na zalesionych stokach i połoninach brak jest decydujących odkrywek. Interpolacja zaś punktów pewnych, wobec ich oddalenia (liczonego wzdłuż kierunku warstw), dochodzącego nieraz i do 2 km, nie dałaby obrazu rzeczywistego. Flisz na przedpolu masy krystalicznej jest bardzo silnie zaburzony i tworzy szereg lokalnych fałdów, niekiedy kartograficznie zupełnie nieuchwytnych. Przejście pomiędzy poziomem łupkowym a piaskowcowym jest bardzo długie i niejednolite. Z tych więc przyczyn flisz dolno-neokomski potraktowany został nieco ogólniej.

Dla przykładu jak wygląda serja najdolniejszych ogniw fliszu w Górach Czywczyńskich, podam typowy dla tej serji profil Dobrynia.

Dobryń wypływa na zachód od przełęczy, która oddziela Czywczyn od położonego na południe odeń szczytu 1584. Źródła znajdują się wśród fliszowych czarnych ilastych łupków. Poniżej moczarowatej platformy, na stoku, w który Dobryń wcina się już kilkumetrowym parowem, odsłonięte są takie same czarne łupki z wtrąceniami czarnych wapieni i ciemnych wapnistych, drobnoziarnistych piaskowców ze strzałką

kalcytowa. Kierunek warstw H—12, upad 10—20° ku E, to jest pod Czywczyn. Poniżej wysokości 1400 m spotykamy kilka grubych ławic drobnoziarnistego, podstawowego zlepieńca w towarzystwie szarych piaskowców i czarnych wapieni, zapadających płasko ku E. Po lewej stronie potoka w niedalekiej odległości spotykamy kwarcytowe jasne łupki krystaliczne. W dalszym ciągu profilu na znacznej przestrzeni występują czarne łupki grafitowo-ilaste z rzadkimi wtrąceniami ciemnych piaskowców. Łupki te są silnie pogięte i sprasowane. Ich ogólny kierunek wynosi H—11. Z lewej strony potoka (zachodniej) pokazują się ciągle sypiące się ze stoku łupki krystaliczne, co wskazuje na niedaleką ich granicę geologiczną. Idąc dalej w dół mijamy kilkakrotnie ławice zlepieńca podstawowego, czarne wapienie i łupki. Potok płynie teraz wzdłuż kierunku warstw (H—10—11). Dopiero począwszy od punktu w którym Dobryń skręca ostro ku północnemu wschodowi, aby ten kierunek zachować przez dłuższy czas, warstwy fliszu przecinać będziemy skośnie do ich biegu. Powtarzają się niemal bez przerwy odkrywki czarnych łupków, alternujących z cienkimi ławicami czarnych wapieni i piaskowców. Podstawowych zlepieńców już nie spotykamy. Kierunki warstw fliszowych są naogół stałe (H—1, 12, 11, 10), ale zapady zmieniają się ustawicznie. Całość ciągle silnie pogięta i potrzaskana czyni wrażenie jakiegoś sprasowanego śródfałdzia. Na wysokości około 1300 m odsłaniają się po obu stronach potoka łupki sercytowo-kwarcytowe. Posiadają one kierunek H—11. W potoku widoczne są na przestrzeni około 50 m. Wzdłuż swego kierunku kryją się w stokach doliny Dobrynia i nie pojawiają się już na powierzchni. Jest to więc izolowana wśród dolno-neokomskiego fliszu wyspa krystaliczna, która się wyłania zapewne na kulminacji osi jednostki antyklinalnej przebiegającej w głębi. Wytlumaczeniem istnienia tej wysepki krystalicznej zajmiemy się jeszcze bliżej w części tektonicznej. Poniżej tego miejsca zjawiają się coraz częściej ławice piaskowców, które przybierają na miąższości coraz bardziej. Wśród nich spotykamy wtrącenia czarnych łożupków. Jest to już poziom piaskowcowy walanżynu—hoterywu. Ten stan rzeczy trwa aż do miejsca, w którym do Dobrynia wpływa potok z prawej strony płynący z pod Czolakina. Tu mniejwięcej kończy się występowanie czarnych łupków

grafitowo-ilastych. Tu więc byłby strop walańzynu—hoterywu. Teraz wkraczamy w serję osadów młodszych (apt — patrz następny rozdział), które występują nieprzerwanie prawie aż do ujścia Dobrynia. Przechodzimy teraz przez szeroko rozpostartą synklinę aptu. Na jej północno-wschodnim skrzydle pojawi się przed ujściem Dobrynia do Czarnego Czeremosza znów poziom piaskowcowy walańzynu—hoterywu. Będą to potężne ławice twardych, drobnoziarnistych, szarych piaskowców z wtrąceniami czarnych łupków grafitowo-ilastych.

Podobne do opisanych stosunki odnajdziemy też i w następnym ku południowi potoku, w Albinie. I w nim też tuż przy granicy masy krystalicznej spotykamy ławice zlepieńca podstawowego, potem pofałdowany mocno poziom łupkowy, dalej poziom piaskowcowy. Następnie przejdziemy wpoprzek synklinę wypełnioną aptem i znów wejdziemy w poziom piaskowcowy walańzynu—hoterywu.

Czarny Czeremosz minawszy wschodnią granicę krystalikum pod Prełukami płynie długi czas prawie ciągle w „czarnym dolnym neokomie“. Raz będzie to poziom łupkowy, to znów poziom piaskowcowy.

Co się tyczy wieku najdolniejszego ogniwa fliszu, to autor przyjął ten wiek jako walańzyn—hoteryw, opierając się na analogjach z fliszem bukowińskim i wschodnio-karpacko-rumuńskim, gdzie oddawna znana jest fauna kopalna.

P a u l [39, 41] znalazł w Campulung na Bukowinie w piaskowcach tej serji formę *Aptychus Didayi* Coq., która odpowiada równie dobrze piętru hoteryw, aczkolwiek wchodzi też i w barrem. Tę samą skamielinę podaje H e r b i c h [13] z górnego Trotuszu.

H e r b i c h [11, 12] cytuje z okolic Brasov i z okolic Varghis w Górach Persańskich *Peregrinella peregrina* v. Buch., znalezioną w licznych egzemplarzach oraz *Haploceras Gra-sianum* d'Orb., znaleziony w Czik Bankfalva (Menesag) w rejonie Mercurea Ciuciului. Te dwie ostatnie formy ograniczone są ściśle do piętra hoteryw.

Gdy przy pomocy cytowanej fauny obecność hoterywu we fliszu wschodnio-karpackim jest ściśle określona, to obecność walańzynu jest tu już tylko raczej prawdopodobna. Opieramy się tu na następujących przesłankach. Po pierwsze znaleziono w Karpatach Rumuńskich faunę odpowiadającą

najdolniejszemu neokomowi, mianowicie piętru berriasien. Faunę tę złożoną z takich form jak *Hoplites Chaperi* Pict., i *Hoplites (Berriasella) Carpathicus* Zitt. cytuje z Piatra Arsa koło Sinaja P o p o v i t z i - H a t z e g [33]. Aczkolwiek fauna ta pochodzi z pokryw wapieni tytońskich, to jednak istnienie jej świadczyć może o pewnej ciągłości dolnego neokomu od berriasa do hoterywu (M a c o v e i, 26). Po drugie, jak wykazałem już poprzednio, istnieje na obszarze Gór Czywczyńskich i Bukowiny pewna facja przejściowa, mogąca odpowiadać jedynie tylko najstarszemu neokomowi i po części też granicznej jurze, a więc infrawalanżyn, który wiąże się bezpośrednio, bez luki z czarnymi łupkami fliszowemi. Istnienie tej facji prowadzi również do wniosku o ciągłości dolnego neokomu we wschodnio-karpackim fliszu. Po trzecie wreszcie możemy snuć w tym względzie i analogje z fliszem Karpat Śląskich. Tam, jak to wykazał N o w a k [32], dolne łupki cieczyńskie odpowiadają piętru berrias.

Piętro walanżyn—hoteryw czyli „warstwy z Sinaja“ rozprzestrzenione są w Karpatach Rumuńskich i na Bukowinie bardzo szeroko. W niektórych partjach Bukowiny południowej występują pasem do 12 km szerokim (M a c o v e i 26). Począwszy od doliny Mołdawy z wolna zanurzają się pod młodsze ogniwa kredy. Razem z całą płaszczowiną Pietrosa w północnej Marmaroszy pojawiają się pod nasunięciami magórkami, a ich ekwiwalenty pojawiają się znowu w Karpatach Zachodnich.

Co się tyczy górnej granicy wiekowej opisaney „czarnej“ kredy, to prawdopodobnie nie sięga ona zbyt daleko poza hoteryw. Wprawdzie forma *Aptychus Didayi* wchodzi i w barrem, to jednakże wydaje się, że litologiczne wykształcenie opisanego kompleksu, zwłaszcza w części stropowej jest zasadniczo różne od tych warstw, które zwykliśmy określać we Wschodnich Karpatach jako barrem. Gdy górna część piętra walanżyn—hoteryw przybiera, jak widzieliśmy, postać gruboławicowych piaskowców z podrzędnymi wtrąceniami czarnych łupków, to łupki spaskie z jednej strony, a „czarne łupki“ (M a c o v e i, 26, I. A t a n a s i u, 3, V a d a s z, 65, M u r g e a n u, 30) z drugiej strony, na Bukowinie i w Siedmiogrodzie, wykształcone są zupełnie odmiennie. Tego rodzaju warstw

w najbliższym sąsiedztwie masy krystalicznej Gór Czywczyńskich nie spotykamy.

A p t.

Ponad walanżynem—hoterywem występuje serja piaskowcowo-łupkowa z kilkoma charakterystycznymi cechami makroskopowymi, które pozwalają na jej osobne wydzielenie. W skład tej serji wchodzi przede wszystkim piaskowce. Są one niebieskawo-szare lub żółtawo-szare, drobno- i średnioziarniste. Lepiej posiadają wapienne lub ilaste. Są stosunkowo dość kruche, a wietrzejąc przybierają barwę brązową i łatwo rozpadają się i tworzą często na stokach piargi złożone z ostrokrawędzistych odłamków. Ławice tych piaskowców posiadają różną miąższość, zmienną w granicach od cienkich kilkucentymetrowych płyt do potężnych 5—6 metrowych pokładów. Zmienność ta odbywa się tak szybko, że cienkie warstwy występują niekiedy naprzemian z bardzo grubymi. Powierzchnia warstw piaskowców pokryta jest gęstą siecią hieroglifów, które w pewnych ławicach osiągają kolosalną wielkość, dochodząc w średnicy do grubości ludzkiego ramienia. Cienkopłytowe warstwy przepełnione są bogatym detrytusem roślinnym, niekiedy nawpół zwęglonym. Na powierzchni warstw występują bardzo często odciski liści lub łodyg, niestety, według opinii prof. K u l c z y ń s k i e g o, nieoznaczalne. Wreszcie charakterystyczna dla piaskowców tej serji jest obecność w ich składzie mineralnym ziarn muskowitu różnej wielkości. Miko ta, stale występująca, pozwala nam na odróżnienie tych piaskowców od piaskowców dolnego neokomu, które jej prawie nie zawierają.

Piaskowce przegradzane są gęsto iłołupkami, margło-łupkami i łupkami piaszczystymi. Nie mają one jednak nigdy barwy ciemnej lub czarnej. Są raczej jasne: jasno-szare, zielonkawo-szare lub oliwkowe. Iłołupki i margło-łupki na powierzchni swej są gładkie, jedwabiste. Łupki piaszczyste zawierają duże ilości drobniutkich ziarn miki. Na powierzchni pokryte są gęsto licznymi, bardzo drobnymi hieroglifami. Cały ten materiał pelityczny wietrzeje żółtawo.

W serji tej nie udało mi się zaobserwować jakichś osobnych poziomów podobnych do tych, które zgodnie wydzielają w apcie geologowie rumuńscy. Ci dzielą apt na trzy poziomy;

licząc od dołu są to poziomy: łupkowy, piaskowcowy i zlepieńcowy. Zostawiając narazie na boku kwestję poziomemu zlepieńcowego, podkreślam, że w obrębie aptu na obszarze Gór Czywczyńskich nie widziałem zróżnicowania na poziom łupkowy i piaskowcowy.

Dla opisanej serji łupkowo-piaskowcowej przyjąłem wiek apcki, opierając się w tym względzie przede wszystkim na wynikach nowszych badań na Bukowinie. Jak już wspomniałem poprzednio, stwierdzono, że w południowych regjonach Bukowiny zalegają zgodnie ponad „warstwami z Sinaja“ czarne łupki barremskie, odpowiadające swą facją „łupkom spaskim“ (K r ä u t n e r, 19, M a c o v e i, 26). W rejonach fliszu położonych jeszcze bardziej na południe piętro barremskie przyjmuje według I. A t a n a s i u i M a c o v e i'a [5] dwójką postać. W pobliżu masy krystalicznej jest ono rozwinięte w facji detrytycznej (łupki, piaskowce, zlepieńce), natomiast w strefie marginalnej we facji wyłącznie łupkowej („warstwy z Audja“ „łupki spaskie“). Tego zróżnicowania facjalnego w obrębie fliszu nie ma ani na Bukowinie, ani w Górach Czywczyńskich. Tu panuje jedynie facja łupkowa (K r ä u t n e r 19). Barrem atoli nie występuje wszędzie. Jest on tu ograniczony do stosunkowo niewielkiego obszaru. Ponad nim, a tam gdzie go nie ma ponad hoterywem, zalega zgodnie serja łupków i piaskowców, której wiek na podstawie znalezionej fauny wyznaczony został na apt.

W spągowej części tej serji, mianowicie w piaskowcach, znaleziono na Bukowinie na Batca Marcusanu (w dolinie Valea Seaca koło Campulung) formę *Orbitulina lenticularis* (K r ä u t n e r, 19, 21).

M u r g e a n u [30] znalazł również w spągowej części tej serji w marglach w dolinie Ialomita liczne *Orbituliny* (*Orb. lenticularis* i *Orb. conoidea*) i belemnity apckie. Wreszcie o wieku tych utworów świadczyć mają także i synchroniczne w stosunku do utworów klastycznych skałki wapieni kaprotynowych z bogatą fauną apcką opisaną przez D. S t e f a n e s c u [51].

Na wycieczce odbytej w roku 1931 do Rumunii mogłem stwierdzić wielkie podobieństwo utworów apckich do opisywanej serji w Górach Czywczyńskich. Dlatego też zgodnie z geologami rumuńskimi przyjmuję dla niej wiek apcki.

W granicach zdjętego obszaru apt występuje daleko skromniej aniżeli walanżyn i hoteryw. Również i tektonika jego w swych szczegółach jest odmienna, gdyż utwór ten wypełniając synkliny, leży znacznie spokojniej i bardziej prawidłowo. Doskonałych profilów tego poziomu dostarcza przede wszystkim Dobryń, Albin, Popadyniec i ich dopływy.

A l b ? — c e n o m a n .

Geologowie rumuńscy zaliczają do aptu również i potężny kompleks zlepieńców, które mają być według nich najgórniejszym poziomem tego piętra. Zlepieńce te znane są powszechnie pod nazwą „konglomeratów z Bucegi“. Uważane były dawniej za cenomańskie. Obecnie ograniczono wiek cenomański jedynie tylko do pewnych utworów występujących na obszarze położonym po wewnętrznej stronie masywu krystalicznego, w szczególności w basenie Dambovicioary. Gdy zaś „warstwy z Komarnika“, o których sędzono dawniej, że są wieku cenomańskiego, zaliczono po badaniach M r a z k a, M a c o v e i ̂ a i P o p e s c u - V o i t e s t i [26, 67] do aptu, więc tem samem również i leżące powyżej nich konglomeraty z Bucegi włączono także do aptu.

Nie jestem kompetentny do wypowiedzenia się w sprawie wieku konglomeratów z Bucegi, mogę jedynie podać swój sąd o potężnie rozwiniętych zlepieńcach zajmujących stosunkowo bardzo znaczne obszary w Górach Czywczyńskich. Przypominają one jednakże swem charakterystycznym ułożeniem, wykształceniem i składem mineralnym bardzo owe konglomeraty z Bucegi.

Na szczytach Suligula, Pirje, Steviory, Dealul Comana, Comanowej, Hnitesy i Palenicy występują ogromne masy gruboziarnistych zlepieńców¹⁾. Petrograficznym ich składem zajęła się p. Dr. T u r n a u. Wykazała ona obecność w nich przede wszystkim skał metamorficznych niemalże wszystkich tych, które występują w krystalicznym trzonie marmaroskim (informacje ustne). Pozatem znaleźliśmy w zlepień-

¹⁾ W pierwszej fazie badań nazwane one zostały „zlepieńcem suligulskim“ [57]. Ze względu na nierozwiązane jeszcze stosunki stratygraficzne fliszu, oznaczono je jako najdolniejszy poziom fliszowy. Omyłka ta powstała wskutek nierozróżnienia jeszcze w tej fazie badań „podstawowych zlepieńców“ walanżynu.

cach odłamki wapieni, dolomitów, jaspisów a także i piaskowców i łupków fliszowych. Skala grubości ziarna jest w nich ogromna. Obok partji zupełnie drobnoziarnistej zjawia się nagle odcinek skały złożony z dużych ostrokańcistych bloków. Na jednej ze skałek występujących na Comanowej obserwować można w zlepieńcu bloki łupków grafitowo-kwarcowych, dochodzące do 1-metrowej średnicy. Ławice zlepieńca przegradzane są warstwami gruboziarnistych szarych piaskowców. Wietrzeje łatwo i rozpada się na gruz, w którym dominuje żwir kwarcowy. Bardziej zwarte partje opierają się wietrzeniu i pozostają w postaci malowniczych, fantastycznych skałek (np. Comanove).

Występowanie opisanego poziomu zlepieńcowego ograniczone jest w Górach Czywczyńskich do części zachodniej, podczas gdy neokom sfałdowany jest głównie na przedpolu masy krystalicznej. Według zdjęć Z a p a ł o w i c z a [68, 69] poziom zlepieńcowy rozwinięty jest szeroko na całej Marmaroszy.

Zlepieniec jest szczytotwórczy. Nie występuje prawie zupełnie w głęboko wciętych dolinach potoków. Ułożony jest dysharmonicznie zarówno w stosunku do podłoża krystalicznego, jak i do reszty fliszu. Zalega płasko (np. na Palenicy zapad jego wynosi średnio 14° ku zachodowi). W całości tworzy on szereg sztywnych płyt, odkłutych od dawniejszego podłoża i mających swą indywidualną tektonikę.

Przez Z a p a ł o w i c z a poziom ten wydzielony został osobno pod nazwą „górnokredowego zlepieńca“. Wiek jego określam nieco szerzej niż Z a p a ł o w i c z, a mianowicie jako cenoman, ewentualnie alb? — cenoman. Opieram się w tym względzie przede wszystkim na kopalnej faunie znalezionej w tym poziomie w różnych miejscach. I tak sam Z a p a ł o w i c z cytuje z wielu miejsc na Marmaroszy (Borsa, Ruszpoljana, Sojmul, D. Ghilu) formę *Exogyra columba* znaną w licznych egzemplarzach. Obok niej występują też:

Exogyra conica Gein.

Turritella multistriata Reuss,

Vola sp. aff. *quinquecostata* Sow.,

Inoceramus striatus Mannt.

Na podstawie powyższego zespołu określa Zapałowicz wiek tego poziomu jako plener (górny cenoman).

Prof. Rogala znalazł w dolinie Tibou (Tibaului, Cibou) w zlepieńcach również formę *Exogyra columba* (informacja ustna).

Z Marmaroszy również i z północno-zachodniej Bukowiny pochodzą egzemplarze tego gatunku zebrane przez Kräutnera [21].

Szajnoch [52] opracował faunę zebraną przez Altha w dolinie Tibou, położonej na północ od Kirlibaby, a mianowicie na zachodnich stokach góry Jedul. W zespół tej fauny wchodzi pomiedzy innymi:

Acanthoceras Mantelli Sow.,
Hoplites conf. Neptuni Gein.,
Ostrea (Alectryonia) carinata Schloth.,
Exogyra columba Lam.

Z tego samego prawdopodobnie miejsca cytuje Paul [39, 41] następujące formy:

Exogyra columba Desh.,
Ostrea vesicularis? Lam.,
Ostrea carinata Lam.

Wreszcie na wycieczce odbytej w roku 1932 z prof. Rogalą znaleźliśmy w górnym biegu potoka Czymirnego pod połoniną Pirje duży odłamek amonita. Ten został przez p. Dr. Kokozyńską oznaczony jako *Mantelliceras Mantelli* (*Acanthoceras Mantelli* Sow.).

Z całej zestawionej powyżej fauny, która została znaleziona w jednym rejonie geologicznym (Marmarosza, Góry Czywczyńskie, północno-zachodnia Bukowina) ograniczone są jedynie do cenomanu następujące formy:

Exogyra columba,
Inoceramus striatus,
Acanthoceras Mantelli,
Mantelliceras Mantelli.

Inne trwają od aptu lub gaultu do turonu i senonu¹⁾.

¹⁾ Jedna z nich, mianowicie *Turritella multistriata* znana jest tylko ze senonu. Ze względu, jednak na duży odskok od reszty, należałoby raczej domniemywać błędnego oznaczenia.

Prof. Nowak [32] zakwestjonował cenomański charakter fauny Altha-Szajnoch z Tibou i jej poprawne oznaczenie, ponieważ w „osiowej strefie geosynkliny karpackiej nie ma nigdzie śladów istnienia cenomanu“. Wydaje mi się jednakowoż, że okolice północno-wschodniej Bukowiny pod względem geologicznym można traktować jako jedną całość z Marmaroszą, gdzie występowanie cenomanu nie jest kwestjonowane. Gdy dalej nie przeprowadzono jeszcze rewizji cytowanych faun, to mogę raczej pozostać przy dawniejszym poglądzie. Uprawnia wreszcie do tego i obecność licznych egzemplarzy tak charakterystycznej dla cenomanu *Exogyra columba*.

Na tem kończy się w granicach zdjętego obszaru Gór Czywczyńskich serja fliszowa. Nie udało mi się znaleźć śladów eoceńskiej transgresji w dawnym „triplex confinium“, o których wspomina Zapalowicz [69].

Bazalt albitowy występujący na Czywczynie, Budyjowskiej i Popadji odpowiada pod względem swego składu mineralnego w zupełności kredowym względnie eoceńskim cieszyńskim ze Śląska (szczegóły w cz. I). Ta frapująca zgodność każe przypuszczać, że bazalty nasze powstały mniej więcej w tym samym czasie i w podobny sposób. Mielibyśmy więc do czynienia z intruzją, która odbywała się w związku z powstawaniem płaszczowiny bukowińskiej, a więc w okresie zawartym pomiędzy cenomanem a eocenem. Mechanizm intruzji był prawdopodobnie taki sam jaki przyjmuje Nowak dla cieszyńców.

Na Budyjowskiej Wielkiej i na Czywczynie obserwować możemy piękne odkrywki brekcji bazaltowo-dolomitycznej alternującej z pokładami litego dolomitu lub bazaltu. Ponadto wśród składników domniemanego górno-triasowego zlepieńca ze wschodnich stoków Czywczyna znalazły się w pewnej ilości okruchy bazaltów. Te dwa fakty wskazywałyby na dolno-triasowy wiek intruzji. Dlatego też wiekowe zidentyfikowanie bazaltów czywczyńskich z cieszyńskimi śląskimi jest tylko prawdopodobnem, a rzecz sama może być rozstrzygnięta dopiero po zbadaniu potężnych wystąpień bazaltów na Marmaroszy.

Tego rodzaju intruzje skał wylewnych znane są we Wscho-

dnich Karpatach Rumuńskich prawie w całej serji permsko-mezozoicznej oraz we fliszu, począwszy od Marmaroszy aż po Trotusz. Są to różne typy bazaltów, diabazów, diabazo-porfirytów, melafirów i innych. Na Bukowinie [19] znane są w okolicach Campulung diabazy wieku kredowego. W rejonie Thulges [3, 4] znane są diabazy i diabazy uralitowe z Piatra Runcului, diabazo-porfiryty z Haghiesul. Są one wieku triasowego. Jak wynika z mapy Zapalowicza, bazalty Czywczyna mają znaczne rozprzestrzenienie na Marmaroszy, gdzie występują w potężnych pokładach na Farcaulu i Mihaileculu.

Tektonika.

Zanim przejdziemy do szczegółowego rozpatrzenia tektoniki Gór Czywczyńskich, zestawimy pokrótce dotychczasowe poglądy na strukturę Karpat marmaroskich, bukowińskich i wschodnio-rumuńskich. Charakterystycznym jest, że w tym względzie odbył się w ostatnich czasach wśród części geologów rumuńskich powrót do dawniejszych poglądów z czasów przed powstaniem teorii płaszczowinowej.

Zapalowicz [68] widział pierwotnie w budowie geologicznej Marmaroszy kilka prostych fałdów zakorzenionych na miejscu. Zdawał sobie jednak sprawę, czemu kilkakrotnie daje wyraz w swej pracy, że takie prymitywne rozwiązanie sprawy nie jest dostateczne, gdyż nie objaśnia wielu bardzo faktów pozostających ze sobą w pewnej sprzeczności. Podobnie jak Zapalowicz, zapatrywał się i Paul [39], który swe geologiczne zdjęcie Bukowiny interpretował tektonicznie jako proste lub pochylone antykliny miejscowe. S. Athanasiu [6] widział we Wschodnich Karpatach jedną potężną antyklinę, która ujawniała w profilu poprzecznym powtarzające się serje, a to wskutek istnienia izoklinalnych upadów. Tak samo rzecz ujmowali Hauer [10] i Herbich [12]. Wszyscy ci badacze przypuszczali, że na Bukowinie i w Siedmiogrodzie istnieje rozległy trzon górski zbudowany z łupków krystalicznych. Po zewnętrznej stronie trzonu ułożył się pas utworów wapiennych mezozoicznych, a dalej ku wschodowi, równoległe do niego pas utworów fliszowych.

Uhlig [61] w swej pierwszej koncepcji zwrócił przede wszystkim uwagę na fakt, że krystalinikum Wschodnich

Karpat tworzy najbardziej rozległe kulminacje łuku karpackiego. Trzony te zbudowane są z szeregu antyklin i synklin. Najważniejszą synkliną tu występującą jest tak zwana „synklina brzeźna“ (marginalna—Randmulde), wypełniona utworami permsko-mezozoicznymi. Położona jest po zewnętrznej stronie trzonu krystalicznego. Synklina ta od wschodu, od rejonu fliszowego, ograniczona jest wąską antyklinalną strefą łupków krystalicznych, które w stosunku do niej tworzą zewnętrzne skrzydło. Szerokość marginalnej synkliny jest zmienna od 11 km w Siedmiogrodzie do 2 km na Bukowinie. Zbudowana jest niesymetrycznie, albowiem jej część zachodnia jest znacznie stronsza. Skrzydło wewnętrzne zbudowane jest regularnie, zewnętrzne natomiast wykazuje szereg zaburzeń natury łuskowej. W obszarze graniczącym z Górami Czywczyńskimi, mianowicie w okolicy Saraty (dopływ Perkałaba) oś synkliny podnosi się bardzo znacznie. Dalej ku północnemu zachodowi, w Marmaroszy, właściwa budowa synkliny i wogóle jej istnienie, zamaskowane są według Uhlig a przez występujące tu płaskie kry-płyty górnej kredy.

Po powstaniu teorii płaszczowinowej zmieniły się zwolna i poglądy na budowę Wschodnich Karpat. Starano się przy jej pomocy rozwiązać tektonikę i tej części łuku karpackiego. Jeden z pierwszych pionierów teorii płaszczowinowej w zastosowaniu do Karpat, — L i m a n o w s k i [23, 24], zrekonstruował dwie płaszczowiny w rejonie Marmaroszy. Jedna z nich, niższa, płaszczowina „B“ składa się z fylitów, na których leżą zmetamorfizowane utwory permsko-mezozoiczne, zachowane jednakże w porozrywanych płatach. Ponad płaszczowiną „B“ przesunęła się druga, wyższa, płaszczowina „A“, która składa się z krystalicznych utworów, spoczywających w jej jądrze okrytem pokrywą permsko-mezozoicznych utworów niezmetamorfizowanych. Te ostatnie jednak, w miarę przesuwania się płaszczowiny „A“ ku północnemu wschodowi, odkłuły się od swego krystalicznego jądra, które pozostało w tyle, tworząc liczne czapki tektoniczne na zmetamorfizowanej serji płaszczowiny niżejległej „B“. W ujęciu L i m a n o w s k i e g o, skałki Budyjowskiej, Czywczyna, Popadji i Prełuk byłyby szczątkami płaszczowiny „A“, pływającymi na różnych ogniwach płaszczowiny „B“ lub na fliszu. L i m a n o w-

s k i odróżnia wyraźnie dwie facje fliszu: jedną po południowej stronie wyspy marmaroskiej, drugą po jej stronie północnej. „Flisz na północy wyspy nie jest dalszym ciągiem fliszu południowych zatok, ale wynurza się z pod wyspy, czyli z pod starszych warstw Marmaroszy“. Flisz ten jest wieku dolno-kredowego, a równolegle do niego przebiega pas utworów górnokredowych, które skolei zapadają pod dolną kredę. W ten sposób dochodzi L i m a n o w s k i do tezy o odwróconej serji fliszowej leżącej na przedpolu masy marmaroskiej.

Koncepcja L i m a n o w s k i e g o była w zasadzie słuszna. Rozchodziło się już tylko o szczegóły. To też w roku 1907 U h l i g podejmując ideje L i m a n o w s k i e g o pozostaje nadal przy koncepcji dwu płaszczowin [62]. Dolną nazywa bukowińską, górną zaś siedmiogrodzką lub transsylwańską. W skład pierwszej wchodzi przede wszystkim utwory krystaliczne, werrukano, dolomit permo-triasowy, warstwy jaspisowe, tyton i neokom aptychowy. Płaszczowina ta najechała razem ze swem jądrem krystalicznym na neokomski flisz. W płaszczowinie wyższej, siedmiogrodzkiej, nie istnieje już krystalinikum, a w skład jej wchodzi łupki werfeńskie, wapień muszlowy, górny trias z wapieniami hallstackimi, lias, dogger, kimeryd i wapień tytońsko-neokomski we facji koralowej. Luki stratygraficzne tłumaczy U h l i g wytłoczeniami płaszczowinowemi. Płaszczowina bukowińska zachowała się prawie zupełnie, natomiast siedmiogrodzka na Bukowinie w postaci kilku soczewek ocalałych od erozji, na Marmaroszy zaś uległa całkowitemu zniszczeniu.

Z a p a ł o w i c z, który niemal że do czasów wojny kontynuował w Marmaroszy swe badania botaniczne i geologiczne, nie przychylił się do poglądów płaszczowinowych. Jeszcze w roku 1912 [70] pisze, że „moje pierwotne wyobrażenia o tektonice tych gór, wykazujących cały szereg linii uskoko- wych, w tem kilka bardzo wielkich i cały szereg wielkich szczytów skał wybuchowych, w tem potężną miazgę Trojagi, pozostały niezmienione“.

W roku 1914 N o w a k [31], dając syntezę tektoniczną Wschodnich Karpat, zajął się także i Marmaroszą. Potwierdzając istnienie obu płaszczowin Uhligowskich, zajmuje się N o w a k mechaniką powstania płaszczowiny bukowińskiej.

W okolicy Dubowa na Zakarpackiej Rusi widnieje na powierzchni normalna antyklina z górną kredą w stropie. Jest to element, z którego dalej ku południowemu wschodowi przedziera się płaszczowina bukowińska. Dzieje się to w ten sposób, że oś fałdu Dubowa podnosi się ku SE. Pojawiają się w postaci rozszerzającego się klina utwory krystaliczne, które teraz tworzą jądro fałdu izoklinalnego, obalonego ku północnemu wschodowi; oś jego podnosi się stale w kierunku południowo-wschodnim. Jeszcze dalej ku SE pochylenie fałdu staje się coraz bardziej znaczniejsze, a jądro jego kładzie się na dolnej kredzie śródfałdzia. Nasunięcie wzmagą się coraz bardziej i na Bukowinie dochodzi już do maksimum. Dolna kreda ułożona na przedpolu masy marmaroskiej organicznie przynależy do płaszczowiny bukowińskiej, której jest śródfałdziem. Skalki Budyjowskiej, Czywczyna, Czolakina i inne pływają już na kredzie. Na północny wschód od płaszczowiny bukowińskiej wydzielił Nowak kredową płaszczowinę Pietrosa, która skolei nasuwa się na tektoniczną grupę czarnohorsko-kostrzycką, wyodrębnioną ostatnio przez Świderskiego [53].

Płaszczowinowa interpretacja Karpat rumuńskich, rozbudowana tam głównie przez Popescu-Voitesti [67], została zaniechana przez geologów Instytutu bukareszteńskiego. W pracach Macovei'a, I. Atanasiu, Kräutnera i innych [26, 4, 5, 17-21] widzimy powrót do dawnej tezy Uhlig'a o „marginalnej synklinali“. W tym duchu interpretowane są profile geologiczne, a wielkie nasunięcia płaszczowinowe sprowadzone zostały jedynie do skromnych złuskowań o znaczeniu raczej lokalnym, które jedynie komplikują prostą w założeniu synklinę brzeżną.

O ile tego rodzaju interpretacja budowy tektonicznej w zasadzie jest możliwa — oczywiście w ramach dotychczasowych zdjęć — bądź to na Bukowinie, bądź też w rejonie Thulges czy gdzieindziej, o tyle zdjęcia dokonane przez nas w Górach Czywczyńskich dadzą się w jedynie możliwy sposób zinterpretować w myśl płaszczowinowej syntezy Uhlig'a i Nowaka.

Zwróćmy uwagę na izolowane wystąpienia łupków krystalicznych w północno-zachodniej części obszaru zdjętego, na grani Prełucznego, na Czolakinie i na Albińcu. Pierwsze

z nich występuje na wysokości 1500 m i wyżej, drugie i trzecie na wysokości 1400 m i wyżej. Jeśliby to były antyklinalne wypiętrzenia¹⁾ o charakterze łusek, to w takim razie na linii tych trzech wystąpień powinniśmy spotkać łupki krystaliczne w dnach dolin Dobrynia i Albińca, które na tej linii wcięte są do wysokości niższej od 1200 m. Łupków tych jednakowoż nie ma tu wcale. Różnica wysokości pomiędzy dnami dolin a wystąpieniami łupków krystalicznych wynosi conajmniej 200 m. Gdyby więc przyjąć, że ma się tu do czynienia z undulacją osi ewentualnej łuski, to amplituda sfalowania musiałaby być tak znaczna, że elewacje łupków krystalicznych na Czolakinie i Popadyńcu musiałaby mieć formę niemal iglic, co mało zdaje się być prawdopodobnem. Jeżeliby zaś miały to być porwaki tektoniczne w obrębie złuskowanego fliszu, to niezrozumiałem wydaje się, dlaczego istnieją one w miejscach najwyższych wzniesień morfologicznych, a niema ich zupełnie na stokach gór i w dolinach potoków²⁾. Mogą to więc być tylko czapki tektoniczne pływające na fliszu, resztki zniszczonego większego fałdu szarjowanego ongiś na fliszu. Podobnie ma się sprawa i z mnóstwem większych i mniejszych skałek permo-mezozoicznych, rozsianych na Budyjowskiej i okolicznych szczytach. Sam Czywczyn również tworzy potężną 250 metrowej miąższości czapę spoczywającą na fliszu kredowym.

Mamy zatem w Górach Czywczyńskich do czynienia z masami nasuniętymi od południowego zachodu, z których jedne zakorzenione są jeszcze w głębi, inne zaś straciły już kontakt ze swemi korzeniami. W ten sposób interpretować możemy budowę geologiczną tych gór na zasadach wyłożonych przez U h l i g a, a potem sprecyzowanych przez N o w a k a. Jak widać ze stratygraficznego przeglądu serji krystalicznej i permsko-mezozoicznej, to występują tu zasadniczo te elementy, które zestawił dla jednostki bukowińskiej U h l i g z poprawkami oczywiście wynikającymi z nowszych badań

1) Tak tę rzecz w dyskusji zemną interpretowali geolodzy rumuńscy.

2) Jedno małe wystąpienie łupków krystalicznych wśród fliszu określiłem jako porwak tego typu. Rozchodzi się o niewielką dwu-metrowej miąższości soczewkę, występującą wśród walanżynu pod Prełukami w potoku płynącym na północ od przełęczy „Hlistowate“.

geologicznych. Nie ma natomiast śladów takich utworów, któreby uprawniały do przyjęcia jeszcze innej jednostki takiego rzędu jak płaszczowina bukowińska, a mianowicie jednostki tektonicznej wyżejległej, jak to przyjmował **L i m a n o w s k i** [23, 24].

Łupki krystaliczne i osady serji permsko-mezozoicznej reprezentują w Górach Czywczyńskich jedynie tylko północno-wschodni rąbek, część czoła **p ł a s z c z o w i n y b u k o w i ń s k i e j**, które tu przebiega na przestrzeni około 40 km w granicach ziem Polskich. W obrębie odcinka tego wielkiego elementu tektonicznego ujawnia się szereg interesujących szczegółów, które poniżej zestawimy.

Już pierwszy rzut oka na wykonaną mapę geologiczną informuje nas o tem, że przez zdjęty obszar przebiega jedna główna i zwarta masa zbudowana z łupków krystalicznych i z resztek ich pokrywy sedymentacyjnej permsko-mezozoicznej. Na wschód i północ od tej masy, która tworzy geologiczny kręgosłup Gór Czywczyńskich, rozpościera się obszar zajęty przez dolno-kredowy flisz. W północno-zachodniej części tego obszaru (Popadja, Czywczyn, Budyjowska Wielka), widnieje mnóstwo większych i mniejszych płatów krystalicznych i permsko-triasowych pływających na fliszu. Na zachód i południowy zachód od masy krystalicznej rozpościera się obszar zajęty znów wyłącznie przez cenomański flisz.

Rozpocznijmy od głównej masy krystalicznej i rozpatrzmy przebieg jej począwszy od doliny Perkałabu (Białego Czere mosza). Tu szerokość jej wynosi 5 km. Jak wynika ze zdjęcia **V e t t e r s a** [66] ponownie opublikowanego niedawno przez **K r ä u t n e r a** [21], masa ta już na Bukowinie podnosi się stale, osiągając maksimum elewacji na Czarnym Dile. Na kulminacji tej łączy się prawdopodobnie z drugą masą krystaliczną, której drobna część widoczna jest w dolinie Perkałabu na południe od Paturnicy.

Począwszy od Perkałabu ku północnemu zachodowi, to jest ku Czarnemu Czeremoszowi, krystalinikum stosunkowo dość szybko obniża się. Już na linii Chitanka-Prełuki szerokość jego redukuje się do jednego blisko kilometra. Mamy tu zatem do czynienia z poprzeczną depresją, którą nazwać można „depresją Chitanki“. W niej budowa geologiczna kompli-

kuje się bardzo. Zachowały się tu wielkie płyty osadów permsko-mezozoicznych i fliszu zafałdowanych w krystalinikum.

Postępując dalej ku północnemu zachodowi widzimy znowu dość szybkie wznoszenie się krystalinikum, które już na linii Czarnego Czeremosza osiąga szerokość 2,5 km. W dalszym ciągu szerokość rośnie już wolniej a masa krystaliczna osiąga maksimum elewacji na grani Rotundula. Potem jednak znowu następuje obniżenie. Szerokość krystalinikum spada do 1 km na grzbiecie Pirje-Balaseni. Poczynając od tej depresji wznosi się kulminując na Mokryniu. Na zachód od Łostunia łączy się ono, jak wynika z mapy *Z a p a ł o w i c z a*, szerokim pasem z masą krystaliczną Riu Vaser'u.

Na północnych stokach grzbiету Mokrynia masa krystaliczna znika z powierzchni ziemi nieco ponad dnem doliny Popadyńca. Zanurza się pod flisz stosunkowo dość nagle i to najprawdopodobniej w formie silnie wygiętej fleksury. Wskazywałyby na to obie granice krystalinikum (wschodnia i zachodnia), które nie łączą się ze sobą w sposób zwolna zbieżny, lecz nagle, tworząc wzdłuż Popadyńca linię zlekka łukowato wygiętą.

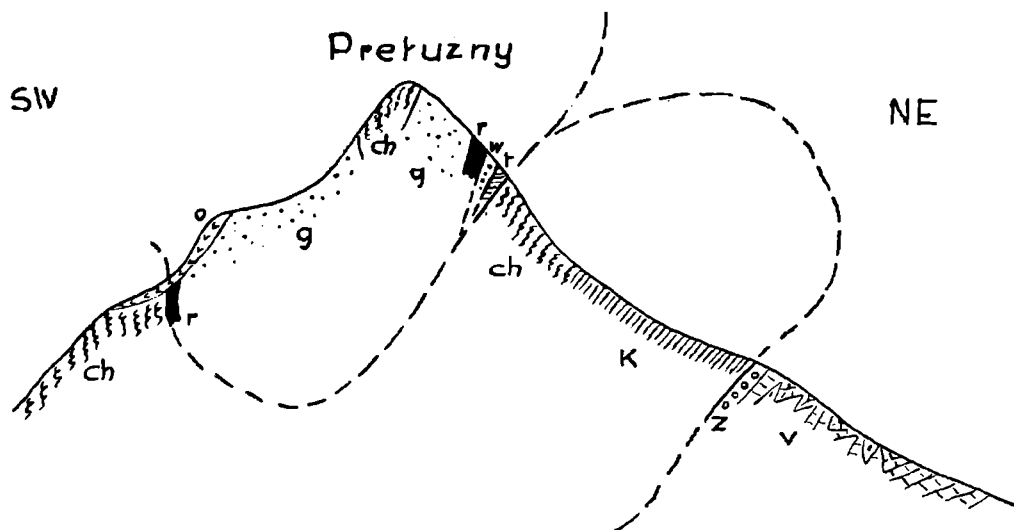
Opisana główna masa krystaliczna Gór Czywczyńskich stanowi dla siebie pewną całość, którą nazywam „*f a ł d e m M o k r y n i a*“. W południowo-zachodnim jego odcinku, a mianowicie na Prełukach i na grzbiecie Prełużnym występuje ponadto jeszcze druga nasunięta na fałd Mokrynia i na nim spoczywająca jednostka, znacznie mniejsza, którą nazywam krótko „*e l e m e n t e m P r e ł u ż n e g o*“. Element Prełużnego jest w stosunku do fałdu Mokrynia wyżejległym. Element ten ujawnia się tu w wyraźnej formie przedewszystkiem dzięki istnieniu kompleksu rodonitowo-rodochrozytowego.

Tam, gdzie element Prełużnego nasunięty jest na fałd Mokrynia, stratygrafia obu jednostek w zestawieniu przedstawia się jak następuje:

Fałd Mokrynia jednostka dolna	Element Prełużnego jednostka górna
—	infrawalanżyn
trias	trias
perm	perm
łupki serycytowe	łupki serycytowe

łupki kwarcytowe
 łupki serycytowo-chlorytowe
 —
 gnejsy

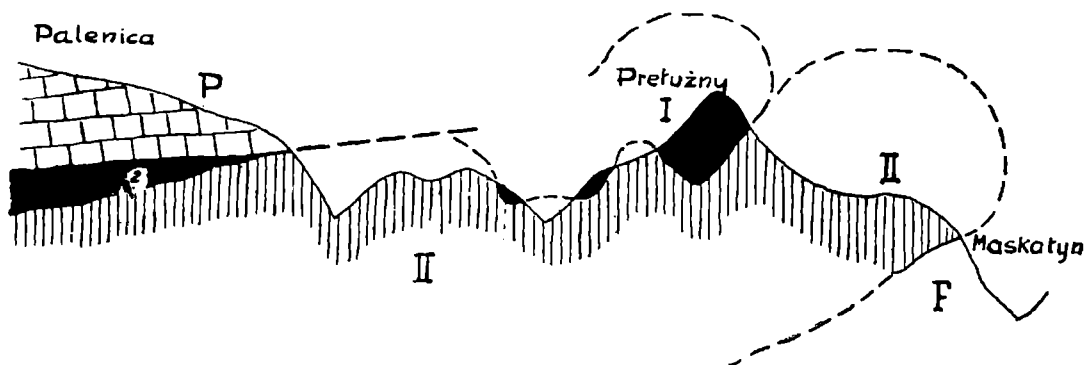
łupki kwarcytowe
 łupki serycytowo-chlorytowe
 rodonity i rodochrozyty
 gnejsy



Rys. 11. Schematyczny profil grani Prełużnego. — Coupe schématique de Prełużny.

v — walażyn — piaskowce, łupki
 z — walażyn — zlepieńce podstawowe
 t — trias — dolomity
 w — perm — werrukano
 r — kompleks rodonitowo-rodochrozytowy
 k — łupki kwarcytowe
 ch — łupki serycytowo-chlorytowe
 g — gnejsy
 o — zsuwisko

v, z — valanginien
 t — trias
 w — verrucano
 r — les rhodonites et dialogites
 k — les schistes quarzitiques
 ch — les schistes à séricite et chlorite
 g — les gneis
 o — éboulement.



Rys. 12. Profil strukturalny od Palenicy do Maskatyna. — Coupe structurale de Palenica à Maskatyn.

I — element Prełużnego
 II — fałd Mokrynia
 P — płyta Palenicy
 F — flišz płaszczowiny Pietrosa

I — l'unité charriée de Prełużny
 II — les pli de Mokrynia
 P — la plateau de Palenica
 F — fliš de la nappe de Pietros.

Z powyższego zestawienia wynika, że w jednostce górnej występuje infrawalanżyn oraz kompleks rodonitowo-rodochrozytowy, których w dolnej jednostce brakuje. Oba te poziomy nie są znane w żadnej części Gór Czywczyńskich. Już ten fakt świadczy niewątpliwie o tem, że na Prełukach i Prełużnym zachodzi jakieś zróżnicowanie tektoniczne w obrębie krystalinikum i jego pokrywy permsko-mezozoicznej. Poza tem zresztą pod względem facjalnym nie obserwujemy — jak to wykazują badania petrograficzne zestawione w części I. — żadnych zróżnicowań w obrębie serji krystalicznej. I w jednej i drugiej jednostce występują takie same kompleksy łupków serycytowych, kwarcytowych i serycytowo-chlorytowych i takie same gnejsy.

W całości, nasunięty element Prełużnego przedstawia się jako synklina pływająca na fałdzie Mokrynia. Główną masę tej synkliny stanowi kompleks łupków serycytowo-chlorytowych oraz gnejsy wraz z towarzyszącymi im rudami manganowemi. Dokoła synklina Prełużnego obrzeżona jest fragmentami pokrywy permsko-mezozoicznej. W południowo-wschodniej części, a więc na grzbiecie Prełużnego i jego stokach, serja permsko-mezozoiczna została wytłoczona i zredukowana do drobnych rozmiarów. Widzimy ją tu w formie niewielkich klinów złożonych z werrukana i dolomitu. W części zachodniej, pomiędzy Chitanką a Prełukami pokrywa permsko-mezozoiczna zachowała się w stosunkowo bardzo znacznych rozmiarach. Jest ona tu jeszcze wtórnie sfałdowana w drugą synklinę, której dno wypełnia szeroko rozpościerający się kompleks infrawalanżynu. W tej części cała jednostka górna komplikuje się. Komplikacja polega tu na tem, że pomiędzy serją permsko-mezozoiczną a krystalinikum zjawia się podłużna dyzlokacja oraz na przykryciu przez flisz. Ten ostatni obserwujemy na profilu Chitanka-Prełuki jako płytką synklinę zafałdowaną pomiędzy krystalinikum a werrukano permskie. Wąski pasek łupków krystalicznych, który na krótkiej przestrzeni oddziela synklinę fliszową od permu zaznacza tu stromy antyklinalny wysad krystalinikum. Skomplikowane tutaj stosunki tektoniczne pozostają niewątpliwie w ścisłym związku z istnieniem w tem miejscu poprzecznej depresji Chitanki, w którą wchodzi tępym klinem półwysep nasuwających się od południa mas zlepieńców potężnej płyty

kredowej Palenicy. Ten zgniata leżące przed nim masy skalne, powoduje dyzlokacje i wyciśnięcia i wreszcie zaklinowuje w krystalinikum część pokrywy fliszowej.

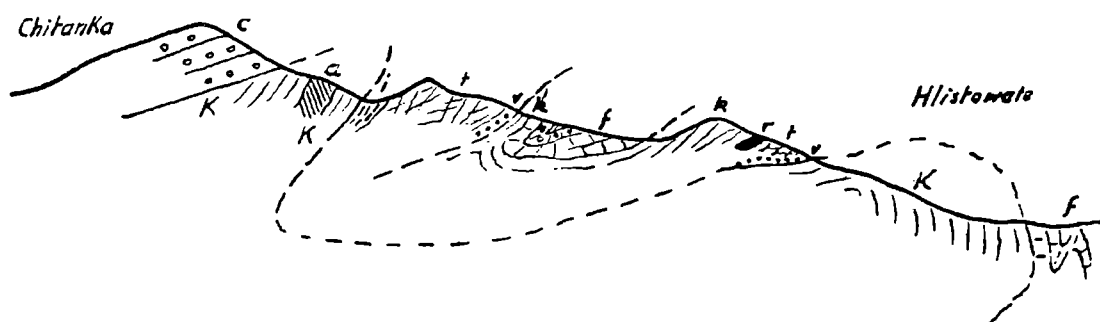
Gdy teraz przesuniemy się nieco dalej na zachód, a mianowicie na wschodnie stoki Czarnego Czeremosza w Bałtagule, zauważymy tu szereg skałek serji permsko-mezozoicznej. Kierunek tych wystąpień jest poprzeczny w stosunku do biegu całego elementu Prełużnego i fałdu Mokrynia. Ten fakt świadczyłby o tem, że tu element Prełużnego zamyka się i wychodzi w powietrze. To znów pozostawałoby w związku z podnoszeniem się osi całego fałdu Mokrynia począwszy od depresji Chitanki w kierunku grani Rotundula.

Jeśli chodzi o kwestję odległości, z której pochodzi element Prełużnego, to jest ona trudna do ustalenia, albowiem płyta kredowa Palenicy pokrywa sobą ogromny obszar maskując zupełnie stosunki panujące wśród krystalinikum leżącym pod nią. Być może, że element Prełużnego ma swe korzenie właśnie pod nią, być może, że jeszcze dalej na południe. Brak nam do rozstrzygnięcia tej sprawy odpowiednich materiałów. W każdym razie gnejsy występujące na południowo-zachodnich stokach doliny potoka, spływającego do Strymby niemal tuż przed północnym brzegiem płyty Palenicy, układają się w sposób intersekcyjny, świadczący o tem, że przynależą one jeszcze do elementu Prełużnego. Zdaniem mojem są one już tylko luźnemi jego szczątkami.

Uwolniony od przykrywającej synkliny Prełużnego fałd Mokrynia przebiega w kierunku północno-wschodnim kilkakrotnie zwiększając i zmniejszając swą szerokość. Tuż poza maksymalną elewacją, występującą na grzbiecie Mokrynia, masa krystaliczna znika z powierzchni ziemi nieco ponad dnem doliny Popadyńca. Zanurza się popod flisz, jak to już podkreśliliśmy, nagle, najprawdopodobniej w formie fleksury. W przedłużeniu fałdu Mokrynia, na grzbiecie Albińca, na Czywczynie i td. widzimy szeroko rozpostarte masy fliszowe. Na nich jednak spoczywają większe i mniejsze czapki, złożone z utworów krystalicznych i wapiennych, oraz bazaltu. W sumie tworzą one resztki leżącego, odkłutego i nasuniętego elementu, który nazywam „f a ł d e m C z y w c z y n a”.

Stosunek fałdu Czywczyna do fałdu Mokrynia jest wyżejległy. Jest to dygitacja, która straciła już swój kontakt

z fałdem Mokrynia. Stosunek obu fałdów wyjaśniają nam także szczegóły, występujące w budowie geologicznej dolnego biegu potoka Ryzowatego. Widzimy tu synklinę w łupkach krystalicznych, wypełnioną częściowo permem, triasem i jurą. Niewielka synklina Ryzowatego wychodzi ku południowi w powietrze, a ślad jej znaczą liczne bryły permskiego werrukana, wyciągnięta w długi prosty szereg. Na małym grzbieciku, położonym na zachód od Ryzowatego, a schodzącym do Popadyńca, występują utwory krystaliczne w formie wypustki lub języka. Dokładnie na jego przedłużeniu, na Albińcu znaj-



Rys. 13. Profil Chitanka-Przełęcz Hlistowate. — Le coupe de Chitanka à col de Hlistowate.

I. Fałd Mokrynia:

- a — amfibolity,
- K — łupki krystaliczne,

II. Element Prełuźnego wyżejległy:

- k — łupki krystaliczne,
- r — kompleks rodonitowo-rodochrozytowy,
- v — werrukano
- t — trias dolny, dolomity,
- i — infrawalanżyn, łupki, piaskowce,

III. f — flisz,

IV. c — alb-cenoman „płyty Palenicy“.

I. Le pli de Mokryn :

- a — les amphibolites,
- K — les schistes cristallins,

II. L'unité de Prełuźny :

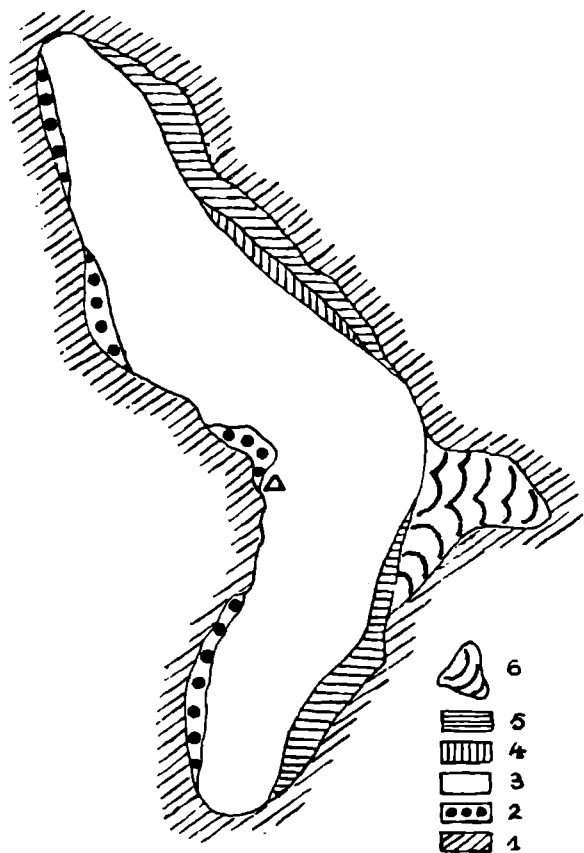
- k — les schistes cristallins,
- r — les rhodonites et dialogites,
- v — verrucano,
- t — les dolomies de trias inférieur,
- i — infravalanginien,

III. f — flish,

IV. c — albien-cenomanien de la plateau de Palenica.

duje się czapka krystaliczna, spoczywająca na fliszu. Mielibyśmy więc tu do czynienia z łukowym przegubem fałdu Mokrynia i fałdu Czywczyna. W dolinie Ryzowatego fałd Mokrynia zaczyna się więc rozdzielać na dwie dalsze jednostki. Jedna z nich szybko zanurza się w formie fleksury, przyczem być może odgrywają tu pewną rolę i domniemane uskoki poprzeczne, których jednakże dla braku odsłoneń nie dało się stwierdzić. Druga jednostka podnosi się zwolna, a równocześnie odrywa się od poprzedniej. Pomiedzy dwoma temi elementami zamknięte są wielkie masy fliszu dolno-kredowego, które występują tu w formie śródfałdzia.

Fałd Mokrynia, a więc jednostka dolna tej części Gór Czywczyńskich, kryje się popod flisz, przebiega głęboko pod grzbietem Albińca i pod Czywczynem. Ujawnia się ona jednakże jeszcze raz na północ od Czywczyna, a mianowicie w dnie doliny Dobrynia na wysokości około 1300 metrów.



Rys. 14. Synklina Rotundula. — Synclinale de Rotundul.

1. Łupki krystaliczne,
2. verrucano,
3. dolomity triasowe,
4. dogger — czarne łupki,
5. warstwy jaspisowe,
6. zsuwisko.

1. Les schistes cristallins,
2. verrucano,
3. les dolomies de trias inferieur,
4. les schistes noirs de dogger,
5. les couches des jaspes,
6. eboulement.

Występuje tutaj niewielka wysepka łupków krystalicznych, wynurzająca się z dolnej kredy fliszu. Jest to niewątpliwie jakaś kulminacja tej wgłębnej jednostki.

W zestawieniu stratygraficznem krystalinikum oznaczono kompleks łupków chlorytowych jako element starszy, kompleks łupków kwarcytowych jako element średni, a kompleks różnych serycytowych jako najmłodszy. W związku z tem, zdjęcie wykazało w fałdzie Mokrynia szereg licznych anty-

klin i synklin, których wiek odnieśćby należało do okresu przedpermskiego. Główną część masy krystalicznej tworzą tu łupki kompleksu serycytowo-chlorytowego siodłowo wypiętrzone. W nich istnieją drobne synkliny wypełnione łupkami wyższych kompleksów. Nie ciągną się one długimi, regularnymi pasami, lecz z reguły są raczej bardzo płytkie i szybko wygasające. Niemniej jednak dadzą się zaobserwować pewne konsekwentne obszary łękowe. Tak na przykład większej synklinie w środkowej Strymbie, wypełnionej łupkami kwarcytowymi i grafitowo-kwarcytowymi, odpowiada w dokładnym jej przedłużeniu synklina na grzbiecie Rotunda, wypełniona łupkami grafitowo-kwarcytowymi.

W północno-zachodniej części fałdu Mokrynia (na północnych stokach Mokrynia) w miarę zbliżania się do granicy, na której fałd ten zanurza się, obserwujemy konsekwentne zamykanie się kompleksu chlorytowego, otoczonego kompleksem wyższym kwarcytowym i grafito-kwarcytowym. W obrębie tej wyższej serji widzimy skrócenie kierunku, zaznaczające się bardzo wyraźnie w przebiegu naprzykład łupków grafitowo-kwarcytowych. Zjawisko to wypływa prawdopodobnie stąd, że w czasie fałdowania istniał na Mokryniu opór, brakło natomiast na zachód od tego grzbieta, gdzie krystalinikum fleksurowo, gwałtownie obniża się. Skrócenie kierunku byłoby tu wyrazem dążności do otoczenia i obejścia ogniska oporu.

Drugorzędne synkliny w obrębie fałdu Mokrynia bynajmniej nie są zbudowane zupełnie regularnie. Kompleksy łupków krystalicznych są śliskie (łupki chlorytowe, muskowitzowe, grafitowe), a wskutek tego podatne były do przesuwania się jednych w stosunku do drugich. Z tego też względu w profilach rzadko występuje regularne, symetryczne następstwo warstw.

Z obserwacji ułożenia permskiego werrukana w stosunku do utworów zmetamorfizowanych wynika, że leży ono na nich niezgodnie. Wypływa stąd wniosek, że przed osadzeniem się permsko-mezozoicznej pokrywy odbyły się ruchy górotwórcze wcześniejsze, które sfałdowały paleozoiczne krystalinikum. Ruchy te odnieśćby należało do fazy hercyńskiej w najogólniejszym tego słowa znaczeniu. Resztki pokrywy permsko-mezozoicznej spoczywają na różnych kompleksach łupków krystalicznych. Zjawisko to dobrze występuje naprzykład

w profilu Czarnego Czeremosza, gdzie jedne ze skałek leżą na łupkach kompleksu chlorytowego, inne na łupkach kompleksu grafitowego. Zasadniczo wszystkie skałki permsko-mezozoiczne z wyjątkiem tych, które położone są na północno-wschodnim brzegu fałdu Mokrynia, leżą w synklinach. Niejednokrotnie zauważyć można, jak z obydwu stron masy dolomitowej (trias) snują się wąskie pasemka werrukana, (perm) reprezentujące skrzydła synklin. Oczywiście jasnym jest, że synkliny te są już wynikiem ruchów późniejszych, najprawdopodobniej odbywających się w okresie kredowym. Mielibyśmy zatem w obrębie fałdu Mokrynia strukturę tektoniczną będącą wynikiem bardzo długiego fałdowania.

Zachowanie się szczątków pokrywy permsko-mezozoicznej w jej partjach łękowych jest zupełnie zrozumiałe, gdy uprzytomnimy sobie, że tu ściśnięte i zafałdowane w łupkach krystalicznych jak w imadle utwory tejże pokrywy, osłonięte były przed niszczącym działaniem czynników erozyjnych i denudacyjnych.

Łęki pokrywy mezozoicznej nie zawsze były regularnie wykształcone pod względem tektonicznym. Większość zachowanych resztek przedstawia łęki silnie pochylone w kierunku postępowym z jednym skrzydłem południowym (doskonale widoczne np. na Rotundulu). Brakuje natomiast skrzydeł północnych, które wzdłuż tektonicznej płaszczyzny symetrii zostały oderwane i przesunięte. Dlatego jura, najczęściej w postaci warstw jaspisowych, spoczywa bezpośrednio i niezgodnie na łupkach krystalicznych. W czasie fałdowania pokrywy mezozoicznej tworzyły się często wzdłuż osi rodzących się synklin pęknięcia, rozrywające je na dwie części.

Inny charakter tektoniczny mają skałki wapienne, tkwiące na północno-wschodnim brzegu fałdu Mokrynia, to jest na kontakcie tektonicznym z fliszem. Tam gdzie zachowana jest bardziej kompletna serja (np. na stokach prawobocznych dopływów Maskatyna), spotykamy w profilu werrukano leżące na krystalinikum, na niem zaś zgodnie wapienie i dolomity triasowe, poczem jurajskie warstwy jaspisowe. Do tych ostatnich przylega bezpośrednio neokom fliszowy, najczęściej w postaci podstawowego zlepieńca. Ułożenie tych skałek nie jest już łękowe. Można je określić jako normalnie zacho-

wane resztki pokrywy permsko-mezozoicznej, oddzielającej krystalinikum od fliszu. Skałki te leżące u czoła fałdu były oczywiście najbardziej narażone w ciągu ruchu górotwórczego na zgniecenie. Z tego też powodu większość z nich nie przedstawia całkowitej serji, lecz jedynie tylko szczątki, silnie zredukowane resztki. W większości przypadków łupki jaspisowe zostały wyprasowane. Dolomity i wapienie podczas ciśnienia górotwórczego strzaskane zostały na bardzo drobne odłamki, sklejone następnie wtórnie kalcytem. Stąd też posiadają one nieco inny wygląd i czynią wrażenie wapieni krystalicznych. Przypuszczam, że z tego właśnie powodu R. Z u b e r [74] nazywał je wapieniami krystalicznymi i nie zaliczał ich do triasu, lecz do paleozoicznej („archaicznej“) serji łupków krystalicznych.

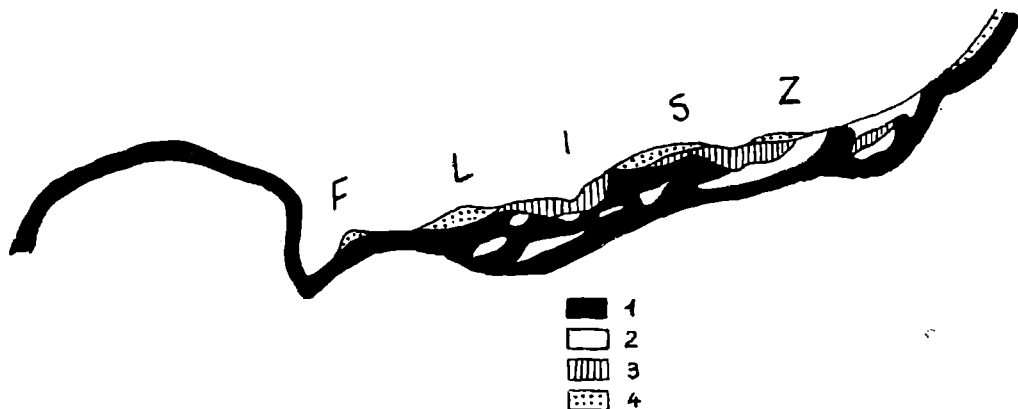
Niektóre ze skałek, a w szczególności dolomity i wapienie triasowe, oderwane zostały od reszty pokrywy lub od substratum krystalicznego i tkwią dziś we fliszu, już poza obrębem fałdu Mokrynia, co prawda w niewielkiej od niego odległości. Tu należy grupa większych i mniejszych bloków wapiennych na wschodnim krańcu grzbietu Mokrynia.

Północno-wschodni brzeg fałdu nie tworzy bynajmniej linii prostej, lecz w rzucie kartograficznym brzeg ten wykazuje rozliczne wygięcia, które są konsekwencją tego faktu, iż fałd Mokrynia jest jednostką silnie pochyloną, prawie że leżącą.

Z fliszem neokomskim kontaktuje krystalinikum niejednokrotnie różnymi swymi kompleksami. Smugi różnych kompleksów metamorficznych układają się skośnie w stosunku do brzegu tektonicznego fałdu ujętego jako całość. Przyczyna tego skośnego układu tkwi w tej okoliczności, że krystalinikum nasze sfałdowane zostało już raz przed okresem permskim.

Oдноśnie do omawianego brzegu, na uwagę zasługuje tu zjawisko podwójnego sfałdowania występującego pomiędzy potokiem Czimirnym a bocznym Łostuniem (od Rotundula po grzbiet Balaseni). W profilu Czimirnego widzimy, jak flisz wdziera się w krystalinikum w postaci pewnego rodzaju zatok. Tu więc na czole fałdu Mokryńskiego oddziela się pewna partja skalna, która narazie jeszcze z resztą połączona jest w głębi. Powierzchniowo jednakże oddzielona jest już synkliną wypełnioną fliszem. Partja ta znajduje się w pewnym

stadium procesu, prowadzącego do zupełnego jej oderwania od głównej masy. Sądzę, że obserwujemy tu moment rodzenia się porwaka tektonicznego. Gdyby ruch górotwórczy posunął się dalej, albo gdyby oddzielający się kompleks miał mniejsze wymiary, to widzielibyśmy go zapewne jako izolowaną zupełnie wyspę wśród fliszu położoną w pewnej odległości przed brzegiem fałdu Mokrynia. Tego rodzaju porwak tektoniczny zaobserwować możemy w profilu potoka, spływającego ze



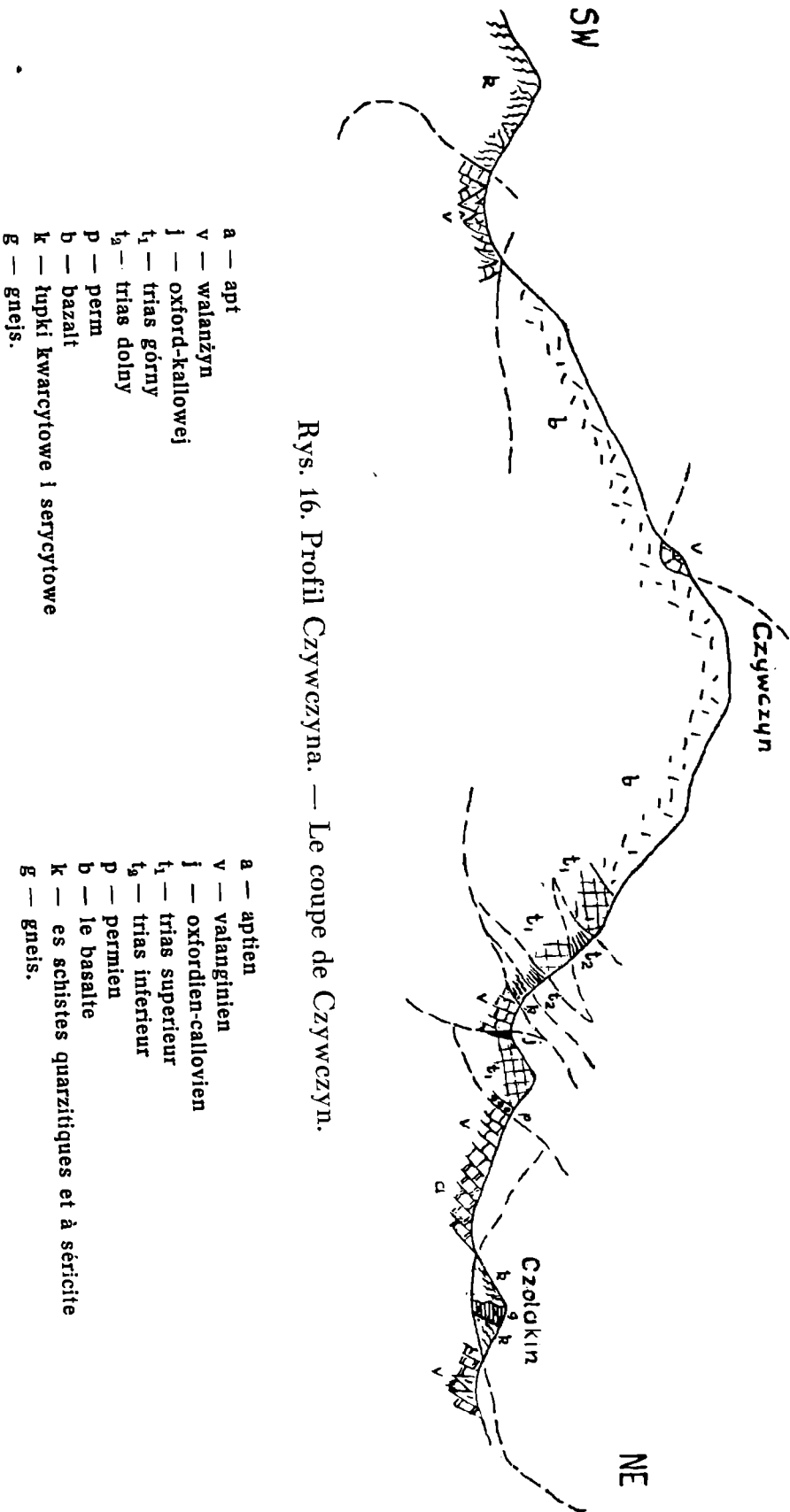
Rys. 15. Fragment granicy nasuniętego fałdu Czywczyna. Północne stoki Czywczyna. — Le fragment de limite de pli charrié de Czywczyn.

- 1 — bazalt,
- 2 — dolomit triasowy,
- 3 — brekcja dolomityczno-bazaltowa,
- 4 — brekcja tektoniczna.

- 1 — le basalte,
- 2 — le dolomie de trias inferieur,
- 3 — la brèche de basalte et de dolomie,
- 4 — la brèche tectonique.

wschodnich stoków Prełuków do Czarnego Czeremosza. Na wysokości około 1340 m widzimy wśród czarnych wapieni i czarnych grafitowo-ilastych łupków neokomskich soczewkę złożoną z łupków serycytowych i kwarcytowych. Soczewka ta posiada miąższość około 8 metrów. Otulające ją z obydwu stron utwory fliszowe i znaczna odległość od głównej masy krystalicznej wskazują bardzo wyraźnie na fakt, że mamy tu do czynienia z tektonicznym porwakiem.

Jak już wspomniano poprzednio, zwartej jednolitej jednostce fałdu Mokrynia przeciwstawia się jego dygitacja w postaci oderwanego, pływającego fałdu Czywczyna, który rozbity na szereg większych lub mniejszych skałek, spoczywa na fliszu. Niekiedy zniszczenie tego fałdu poszło już tak daleko, że występuje on w formie skupienia luźnych bloków np. dolomitu triasowego lub bazaltu. Największą i najbardziej zwartą masę tworzy sam Czywczyn. Serja skalna występująca

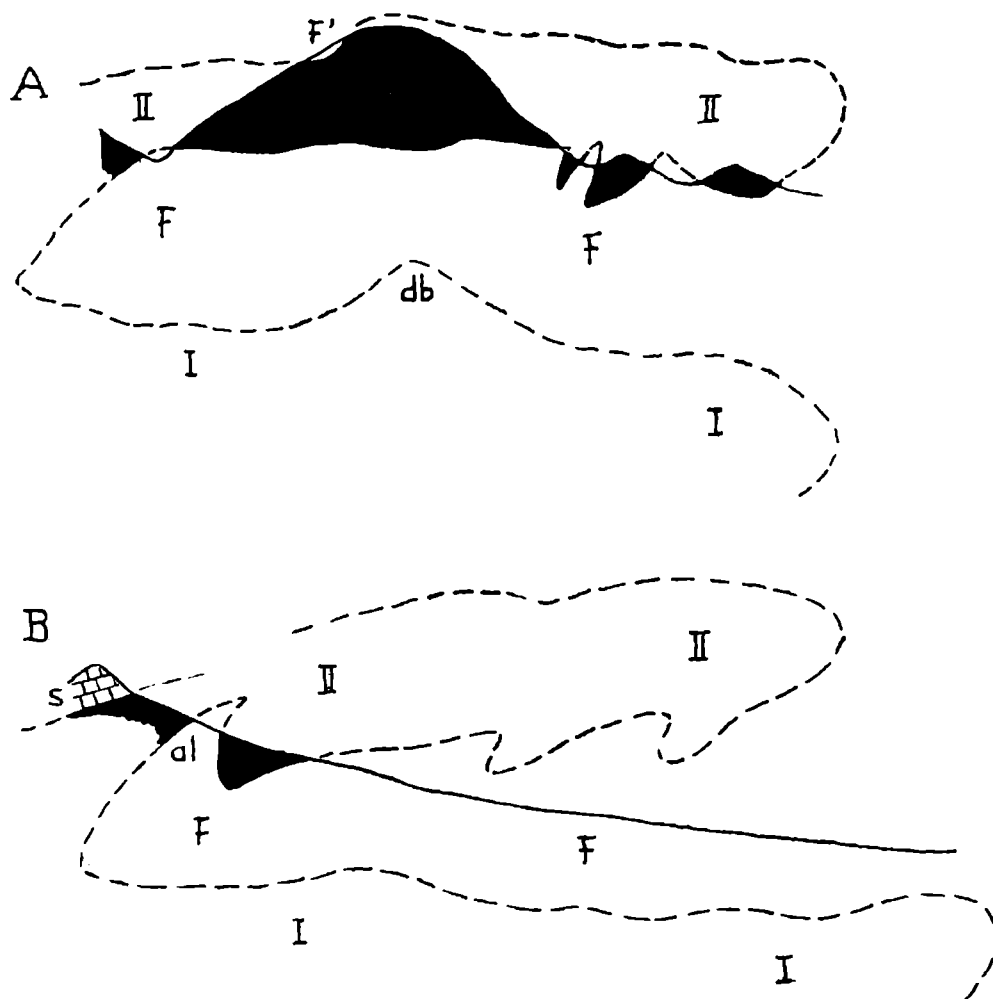


Rys. 16. Profil Czywczynna. — Le coupe de Czywczyn.

- a — apt
- v — walanżyn
- j — oxford-kallowej
- t₁ — trias górny
- t₂ — trias dolny
- p — perm
- b — bazalt
- k — łupki kwarcytowe i serycytowe
- g — gnejs.

- a — aptien
- v — valanginien
- j — oxfordien-callovien
- t₁ — trias superieur
- t₂ — trias inferieur
- p — permien
- b — le basalte
- k — es schistes quarzitiques et à séricitte
- g — gnejs.

w czapie czywczyńskiej jest odwróconą. Na górnym triasie wykształconym w facji piaskowcowo-zlepieńcowej spoczywają odwrócone wapienie z bazaltami.



Rys. 17. Dwa profile strukturalne: A przez Czywczyn-Czolakin, B przez Suligul-Albin. — Deux coupes structurales: A Czywczyn-Czolakin, B Suligul-Albin.

I — wglębny fałd Mokrynia,
db — jego kulminacja na linii Dobrynia.
II — fałd Czywczyna.
F — flisz leżący w śródfałdziu,
F¹ — resztki fliszu zachowane na stokach
Czywczyna,
al — okno tektoniczne Albina,
s — płyta cenomańska Suligula.

I — le pli profond de Mokryń,
db — l'élévation de Dobryń de ce pli.
II — le pli de Czywczyn,
F, F¹ — flish,
al — la fenêtre tectonique d'Albin,
s — la plateau cenomanienne de Suligul.

Zachowane do dziś resztki jednostki czywczyńskiej tworzą w szczegółach pewnego rodzaju chaos, tak, że tektoniczne powiązanie wszystkich skałek razem w profilu i zrekonstruowanie fałdu Czywczyna napotyka na pewne trudności. Chaotyczny układ niektórych skałek i anormalne, niekiedy wręcz

niekonsekwentne kontakty, tłumaczyć się dają przede wszystkim okolicznością, że podczas powstawania fałdu Czywczyna pokrywa permsko-mezozoiczna była już silnie zniszczona i to napewno do tego stopnia, że w wielu miejscach wyzierało z pod niej podłoże krystaliczne. Ten kompleks skalny, który dziś tworzy czapkę Czywczyna zachował się lepiej, ponieważ twarde skały bazaltowe skuteczniej mogły przeciwstawić się czynnikom erozyjnym. W masie bazaltowej Czywczyna można by dopatrywać się ewentualnie nawet jednego z licznych w tych okolicach dawnych centrów erupcyjnych. Ale już skałki rozsiane na Budyjowskiej Wielkiej i Małej w ogromnej ilości, atoli w niewielkich stosunkowo rozmiarach, reprezentują odcinek fałdu Czywczyńskiego bardzo rozbity. Tu też i miąższość bazaltów ogromnie spada. Nie tworzą one większej zwartej masy lecz występują w warstwach alternujących z wapieniami triasowymi.

Jednostka czywczyńska po oderwaniu się i usamodzielnieniu się rozpoczęła marsz w kierunku północno-wschodnim na podłożu fliszowym, stanowiącym dla niej śródfałdzie. W profilu Dobrynia i Albina, a szczególnie w ich bocznych dopływach, flisz w pobliżu masy czywczyńskiej jest niezwykle silnie zaburzony i spękany. Śródfałdzie fliszowe w czasie fałdowania „chwyciło”, że się tak wyrażę, z przetaczających się ponad niem obcych mas mniejsze kompleksy skalne. Widoczne to jest bardzo dobrze w górnym Albinie w sztolniach założonych tu w poszukiwaniu za grafitem. Tu wśród piaskowców fliszowych (walanżyn-hoteryw) znajdowaliśmy soczewki łupków kwarcowo-grafitowych i grafitowych, których stratygraficzna przynależność do serji metamorficznej nie ulega wątpliwości. W podobny sposób tłumaczyć można i kilkudziesięciometrowej grubości pasemko łupków krystalicznych tkwiących u wschodniego podnoża Czywczyna. Jest ono wklonowane we flisz, ale w swej części środkowej sąsiaduje bezpośrednio z triasem z jednej a z jaspisami jurajskimi z drugiej strony. Dalej ku wschodowi nieco ponad przełęczą oddzielającą Czywczyn od Czolakina występuje znów serja: jura — trias — perm. Jej pozornie prawidłowe ułożenie prowadzi do wniosku, że pokrywa mezozoiczna odwróconego skrzydła fałdu czywczyńskiego, w tych szczególnie miejscach, gdzie była cienką, ulegała łatwo pękaniu albo też i lokalnemu,

drugorzędnemu fałdowaniu. Przełęcz pomiędzy Czywczynem a Czolakinem zbudowana jest z fliszu. Sam zaś Czolakin jest niewielką krystaliczną czapkę tektoniczną, spoczywającą również na fliszu. To krystalinikum należy pod względem tektonicznym do jądra fałdu Czywczyna.

Na północno-wschodnich stokach Suligula zjawiają się bardziej zwarte masy łupków krystalicznych. I te przynależą również do fałdu Czywczyna. Z pokrywy permsko-mezozoicznej pozostały tu wapienie triasowe z bazaltami, oraz werrukano permskie występujące na północnych stokach górnego Albina, na Popadji i na północnych stokach Lustona.

W źródliskowej części potoka Albińskiego strukturę tektoniczną maskuje znacznych rozmiarów zsuwisko (długości 950 m, szerokości 375 m). Jest ono spowodowane przedewszystkiem bardzo śliskim podłożem złożonym z łupków serycytowych i grafitowych oraz istnieniem poziomego wodnego na granicy fliszu i krystalinikum. Zsuw jest w ciągłym ruchu i dają się w nim zaobserwować z roku na rok bardzo wyraźne zmiany. Z pod krystalinikum wyłania się tu flisz. Tektonicznie tworzy on fałszywą antyklinę i zarazem okno tektoniczne, które nazywam „o k n e m A l b i n a”.

W tektonice fliszu przeciwstawić możemy dwa obszary różniące się pod względem strukturalnym. Jeden z nich położony jest na przedpolu fałdu Mokrynia. Tu flisz zgarnięty jest przez nasuwający się nań fałd krystaliczny. W pobliżu bezpośredniego kontaktu z krystalinikum warstwy piaskowców, łupków i wapieni walanżynu i hoterywu wykazują niezwykle zaburzenie w układzie. Pokłady skalne są zdiaklazonowane, zawierają szereg drobnych, lokalnych sfałdowań, upady i kierunki zmieniają się ustawicznie. W pewnej jednakże odległości od brzegu fałdu Mokrynia flisz ułożony jest już znacznie spokojniej. Z licznych pomiarów okazuje się, że flisz zapada pod fałd Mokrynia.

Na północnych stokach Balaseni pojawia się synklina wypełniona piaskowcami i łupkami apckimi. W kierunku północno-zachodnim oś jej stale się obniża, synklina pogłębia się i rozszerza, osiągając w profilu Dobrynia szerokość 4 km. Na wschód od tego łęku występuje znowu antyklinalne spiętrzenie walanżynu i hoterywu. W niem żłobi swą dolinę Czarny Czeremosz. Jedynie w okolicy Stefulca wchodzi Czarny Cze-

remosz na krótkiej przestrzeni w nową formę synklinalną, której główne rozprzestrzenienie przypada na zachodnie stoki Gór Ludowych.

Odmienny pod względem tektonicznym obszar reprezentują utwory fliszowe występujące na zachód od fałdu Czywczyna i Mokrynia. Główną ich składową są zlepieńce albieńsko-cenomańskie. Tu i ówdzie ukazuje się pod nimi apt, a nawet i strzępy walanżynu i hoterywu. Ułożenie tych utworów cechuje przede wszystkim spokój i dysharmonja w stosunku do innych elementów tektonicznych Gór Czywczyńskich. Mamy tu do czynienia z mniejszemi i większemi sztywnemi „płytami“, odkłutemi i płasko nasuniętymi. Odkłucie następowało najczęściej w obrębie ilastych łupków apckich, podścielających alb-cenoman, lub też w ich stropowej części.

Już Zapalowicz [68], zauważył charakterystyczne i odmienne ułożenie tych utworów, które nazwał „górnokredowemi płytami“. Nazwę tę uważam za bardzo trafną i zachowuję ją nadal. Na obszarze Gór Czywczyńskich mamy dwie tego rodzaju jednostki, a mianowicie „płytę Suligula“ i „płytę Palenicy“.

Pierwsza z nich zajmuje niewielki stosunkowo obszar Suligula i Lustonu, druga zaś pokrywa szeroką przestrzeń od Pirje aż po Hnitesę i poprzez Palenicę wchodzi daleko ku wschodowi wciskając się klinem w depresję Chitanki. Miąższość jej przekracza znacznie 250 metrów. Jej średnie nachylenie wynosi około 15° ku południowemu zachodowi. Wesnarka, Palenica, Comanove i Hnitesa łącznie tworzą pod względem morfologicznym rozległy płaskowyż pochylony inwersyjnie w kierunku północno-wschodnim. Wiąże się w ten sposób kształt powierzchni ziemi z charakterem budowy podłoża. W swej części południowo-wschodniej płyta Palenicy wykazuje lekkie sfałdowanie. Z pod albu-cenomanu wylania się płasko antyklinalnie spiętrzony apt. Ten wysad posiada jeszcze płytkie synklinalne zakłębienie wypełnione zlepieńcami cenomańskimi.

Badania wykonane na obszarze Gór Czywczyńskich i zebrane obserwacje dostarczają pewnych danych do odtworzenia zgrubsza ewolucji tektonicznej tego skrawka gór. Jak już wspomnieliśmy poprzednio, mamy w Górach Czywczyń-

skich do czynienia wyłącznie z serją górną łupków krystalicznych. Sedymentacja, która złożyła osady, miała charakter wybitnie diastroficzny. Bliski ład — zapewne wczesno-paleozoiczny, kaledoński — dostarczał materiału z którego powstała serja osadów piasków i ilów układających się naprzemian, w facji kulmowej. Nastąpiła potem diagenеза złożonych osadów, które przeradzają się w piaskowce i łupki. Z równoczesnym tonięciem sedymentów występują pierwsze objawy metamorfozy. Najprawdopodobniej w górnym karbonie rozpoczyna się ruch orogeniczny połączony z wynurzeniem. Utwory skalne twardsze jak np. kwarcyty, mniej podatne do fałdowania, mają tendencję do pękania, dzięki czemu następuje w nich czasem zbrekcjonowanie. Wśród łupków krystalicznych kompleksu serycytowo-chlorytowego obserwowaliśmy niekiedy występowanie brekcji z wybitnymi objawami sylifikacji i chlorytyzacji, która nastąpiła w dalszym stadium metamorfozy.

Ruchy karbońskie ułożyły krystalinikum nasze w szereg fałdów prawdopodobnie jeszcze stosunkowo dość prostych. Na wynurzone i sfałdowane w ten sposób podłoże przychodzi transgresja werrukana pod sam koniec permu. Zlepienie te, tworzące podstawę serji permsko-mezozoicznej mają w sobie obok przeważającego materiału kwarcowego, także znaczną ilość różnych łupków krystalicznych. Jest to dowodem, że transgresja permska spotkała na swej drodze utwory zmetamorfizowane już poprzednio.

Podłoże krystaliczne tonie stosunkowo dość szybko, gdyż ponad werukanem i niewielką serją piaskowców kwarcytowych i werfeńskich łupków piasczysto-wapnistych zalega odrazu gruba, lita warstwa dolomitów i wapieni dolno-triasowych. W ten sposób w dość głębokim morzu narasta zwolna na substratum krystalicznym płaszcz utworów mezozoicznych.

Pod koniec dolnego triasu następuje wynurzenie się dna. Wiemy już, że strop dolomitów dolno-triasowych przykryty piaszczystymi wapieniami liasowymi (patrz profil potoka Prełuźnego), wykazuje daleko posunięte sfosylizowane objawy zwietrzenia o typie „terra rossa“. Nie znajdujemy na obszarze Gór Czywczyńskich warstw środkowo-triasowych. Dopiero w górnym triasie pewna przynajmniej część wynurzonego ładu dostaje się ponownie pod powierzchnię morza. Z okresu

tego pozostały osady bardzo drobnych zlepieńców, piaskowców i łupków piasczysto-wapnistych (Czywczyn). Przypisaliśmy im wiek górno-triasowy na podstawie analogji z podobnemi utworami z Haghimasul Mare.

Lias i dogger jest okresem, o którym trudno powiedzieć coś bardziej pewnego. Mamy w naszym obszarze tu i ówdzie osady piaszczystych wapieni liasowych i czarnych krzemienistych łupków doggerskich, ale nie mają one tak powszechnego znaczenia jak dolomity dolno-triasowe lub zamykające serję warstwy jaspisowe. Mogą być zatem dwie ewentualności: albo tylko niektóre odcinki naszego obszaru pokryte były w liasie i doggerze morzem, albo też był on cały pokryty morzem a drobne stosunkowo osady pochodzące z tego okresu zostały następnie zniszczone bądź to przez wytłoczenie tektoniczne, bądź też poprostu przez denudację.

Na przełomie doggeru i malmu powstały osady warstw jaspisowych (kallowej-oksford) równie powszechnie i konsekwentnie występujące jak dolomity dolno-triasowe. W ich stropie widzimy zazwyczaj piaskowce świadczące o spłyceciu morza i bliskiem jego cofnięciu się.

Mezozoiczna pokrywa substratum krystalicznego zachowała się nam dziś jedynie tylko w silnie zredukowanych szczątkach i to przeważnie tylko tam, gdzie zafałdowana wkrótce potem w krystalinikum w formie łęków, ocalała przed zniszczeniem. Nasuwa się pytanie, czy pokrywa ta zalegała na całym krystalinikum jednolitym płaszczem, czy też w ciągu okresu triasu-jury tworzyły się pewne obszary synklinalne w których osadzała się ta pokrywa, inne zaś, wyłonię, były od niej wolne. Z obserwacji uszeregowania tych skałek wapiennych we Wschodnich Karpatach Rumuńskich okazuje się, że raczej ta druga ewentualność jest bardziej prawdopodobna. Nie jest więc wykluczone, że krystalinikum nasze sfałdowane już poprzednio w górnym karbonie, podlega następnie dalszym, chociaż już słabszym ruchom.

Po osadzeniu się warstw jaspisowych intensywność ruchów fałdowych wzmagają się znacznie. Zapewne w okresie kimeryjskim różnicują się już wyraźnie różne jednostki przyszej płaszczowiny bukowińskiej, takie jak np: fałd Mo-

krynia i element Prełużnego. Widzimy, że osady fliszowe dolno-kredowe „ścinają“ serje skalne obu tych fałdów.

Pewien kompleks łupków, wapieni, łupków radjolarytowych i piaskowców określiliśmy jako infrawalanżyn i przypisaliśmy mu charakter przejściowy pomiędzy głęboko-morskimi osadami serji permsko-mezozoicznej a diastroficznymi utworami fliszu neokomskiego. Właściwy jednakże flisz, tam gdzie brak jest infrawalanżynu, transgreduje na warstwy jaspisowe lub na krystalinikum w formie „zlepieńca podstawowego“ w okresie walanżynu. Osadzają się teraz przez walanżyn i hoteryw piaszczyste wapienie i łupki, zawierające całą masę miazgu grafitowego, pochodzącego ze stropowych składników krystalinikum. Potem zalega serja piaskowcowa z wkładkami czarnych łupków grafitowo-ilastych. Barrem, który znany jest na Bukowinie we facji łupków spaskich, w Górach Czywczyńskich nie został odnaleziony. Nie jest wykluczone, że przyszłe badania na obszarze płaszczowiny Pietrosa wykażą i tu jego obecność. Apt cechuje się spłyceniem morza. Grube warstwy piaskowców i piaszczysto-ilastych łupków z mnóstwem materiału roślinnego wskazują na jeszcze bardziej diastroficzny charakter sedymentów. W albie i cenomanie morze oscyluje bardzo intensywnie. W pobliżu krystalinikum jest ono tak płytkie, że powstają w niem grube warstwy zlepieńców. Niekiedy składnikami ich są potężne, zupełnie nieotoczone bryły skał krystalicznych. W ten sposób od walanżynu aż po cenoman włącznie tworzy się zwarta pokrywa fliszowa, zalegająca na całej Marmaroszy na formacjach wgłębnych.

Do intensywniejszych ruchów dochodzi w okresie pomiędzy cenomanem a eocenem, który jak wynika z obserwacji dawniejszych autorów, transgreduje na sfałdowany dolno-kredowy flisz. Założony pierwotnie plan strukturalny rozwija się konsekwentnie dalej. Płaszczowina bukowińska odbywa ruch ku wschodowi i wewnątrznie różnicuje się coraz bardziej. W związku z tem pokrywa fliszowa dąży do usamodzielnienia się. Pęka na osi krystalinikum marmaroskiego, odkłuwa się od swego substratum, przesuwa się na front płaszczowiny bukowińskiej i w obrębie Gór Czywczyńskich, a zapewne także i na Bukowinie zawija się pod nią. Powstaje z niej odrębna

już jednostka, zwana płaszczowiną Pietrosa, która skolei nasuwa się na grupę fałdów czarnohorsko-kostrzyckich. W usamodzielnianiu się płaszczowiny Pietrosa odróżnić jeszcze należy dysharmonicznie sfałdowane i indywidualnie ułożone płyty zlepieńcowe albieńsko-cenomańskie. Podczas gdy walażyn, hoteryw i apt zawierające dużo łupków, bardzo podatnie fałdują się i zostają zgarniane przez płaszczowinę bukowińską na jej froncie, to grube i sztywne zlepieńce wyzejległe odkłuwają się odrazu i układają się płasko, pozostając w tyle.

Magma, która wielokroć razy intrudowała w dolnym karbonie w osady kulmowe (szczegóły w I-szej części), ponownie wylewa się albo w triasie, albo być może w kredzie-eocenie w związku z tworzeniem się płaszczowiny bukowińskiej.

Góry Czywczyńskie położone na krańcu naszego kraju, tworzą zaledwie skrawek wielkiego rejonu geologicznego. To też skromne wyniki tej pracy mogą być traktowane jedynie jako zapoczątkowanie systematycznych prac na obszarze, gdzie zbiegają się granice trzech sąsiadów.

Kończąc pozwalam sobie złożyć podziękowanie tym wszystkim, którzy bądź w polu, bądź w pracowni współdziałali wraz ze mną w powstawaniu tej pracy.

Przedewszystkiem najserdeczniej dziękuję kierownikowi ekspedycji Profesorowi J. T o k a r s k i e m u, dzięki któremu miałem możność wzięcia udziału w wyprawie naukowej w przepiękny obszar naszych gór. Ścisła współpraca z Profesorem w ciągu pięciu lat i dyskusje w Jego pracowni pozostaną na zawsze w mej wdzięcznej pamięci.

Z kierownikami grupy petrograficznej i górniczej K. S m u l i k o w s k i m i M. K a m i e ń s k i m pozostawałem w stałym kontakcie i zawdzięczam im długi szereg cennych wskazówek i obserwacji.

Jako uczestnicy grupy geologicznej współpracowali wraz ze mną najlepsi koledzy i towarzysze — O. P a z d r o w a, W. N e c h a y i J. W d o w i a r z.

Za współpracę tę niech wymienieni przyjmą moje serdeczne podziękowanie.

Żywe zainteresowanie i życzliwą opiekę nad powierzoną mi pracą zawdzięczam Profesorom J. Nowakowi i W. Rogali, którzy nie szczędzili mi nigdy swych rad, cennych uwag i wskazówek, za co składam Im osobno gorące podziękowanie.

Z Zakładu Geologicznego Uniwersytetu
Jana Kazimierza. 1932-33.

SPIS LITERATURY.

1. Alth A. „Ein Ausflug in die Marmaroscher Karpathen“. Mitteilungen der k. u. k. Geographischen Gesellschaft 1858.
2. Anastasiu V. „Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie) — Terrains secondaires“. Thèses présentées à la Faculté des Sciences de Paris. Nr. 967. 1898.
3. Atanasiu Ion S. „Cercetari geologice in Imprejurimile Tulghesului“. (Etudes géologiques dans les environs de Tulghes). Anuarului Institutului Geologic al României. Vol. XIII.
4. Atanasiu Ion. „La masse cristalline et les dépôts mézozoïques des Monts Haghimas“. Assoc. pour l'Avancement de la Géologie des Carpathes. II-ème Reunion. Roumanie.
5. Atanasiu I. si Macovei G. „Structura geologica a Vaei Bistritei între Pângarati si Bistricioara“. Dari de Seama ale Sedinterlor Institutului Geologic al României. Vol. VIII.
6. Athanasiu Sava. „Geologische Studien in den nordmoldauischen Karpathen“. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Wien Bd. XLIX.
7. Codarcea Alexandru. „Étude Géologique et Pétrographique de la Région Ocna de Fer — Bocsa Montana (Banat, Roumanie)“. Anuarului Institutului Geologic al României. Vol. XV.
8. Gesell A. „Geologie der Máramaros“ Jahrbuch des ungarischen Karpathen-Vereins Bd. VIII.
9. Harta Geologica a Romaniei. Institutul Geologic al României. Atlas Geologic Foaia Nr. 1. 1926.
10. Hauer F. und Richthoffen F. „Bericht über die geologische Uebersichtsaufnahme in nordöstlichen Ungarn“. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Bd. X.
11. Herbich F. „Neue Beobachtungen in den ostsiebenbürgischen Karpathen“. Verhandlungen d. Geologischen Reichsanstalt. 1873.
12. Herbich F. „Das Szeklerland“. Mitteilungen a. d. Jahrbuch d. ungarischen Geologischen Anstalt. Budapest 1878.
13. Herbich F. „Ueber Kreidebildungen der Siebenbürgischen Ostkarpathen“. Verhandlungen d. k. k. Geologischen Reichsanstalt. 1886.
14. Jekelius E. „Der mittlere und obere Jura im Gebiete des Hagimasul mare in Siebenbürgen“. Bulletin de la Section Scientifique de l'Académie Roumaine. VII.
15. Kober L. „Die Bauelemente der Ost- und Südkarpathen“. Anzeiger d. Akademie d. Wissenschaften in Wien. Jahrgang 66.

16. K o r d i u k B. „Geologische Exkursion in das Quellengebiet der beiden Tscheremosch-Flüsse“. Sitzungsberichte d. mathem.-naturw.-ärztlichen Sektion d. Sevcenko-Gesellschaft d. Wissenschaften in Lemberg. X.
17. K r ä u t n e r Th. „Câteva date asupra geologiei Muntilor Rodnei si Bârgaului cu o privire critica asupra literaturii geologice a acestei regiuni“. Dari de seama ale Sedintelor Institutului Geologic. XII.
18. K r ä u t n e r Th. „Studii geologice in Muntii Rodnei“. Dari de seama ale Sedintelor Institutului Geologic al Romaniei. XIII.
19. K r ä u t n e r Th. „Cercetari geologice in Civeta Marginala mezozoica a Bucovinei cu privire speciala la regiunea Rarauului“. Anuarului Institutului Geologic al României. XIV.
20. K r ä u t n e r Th. „Observatiuni Geologice in Muntii Bistritei si Bargaui“. Dari de seama ale sedintelor Institutului Geologic al Romaniei. XIV.
21. K r ä u t n e r Th. „Geologia Regiuni cursului superior al Bistritei Aurui, vail Tibaulii si Cârlibabei“. Dari de seama ale sedintelor Institutului Geologic al României. XV.
22. K r e u t z St. „Skały wybuchowe Czywczyna“. Sprawozdania z czynności i posiedzeń Polskiej Akademji Umiejętności. XXXIV.
23. L i m a n o w s k i M. „Rzut oka na architekturę Karpat“. Kosmos XXX.
24. L i m a n o w s k i M. „Sur la genèse des Klippes des Carpathes“. Bull. de la Société Géologique de France. 1906.
25. Ł u n i e w s k i-Ś w i d z i ń s k i. „Z wycieczki geologicznej na Czywczyn i Łostuń“. Wszechświat 1931.
26. M a c o v e i G. „Aperçu géologique sur les Carpathes Orientales“. Association pour l'Avancement de la Géologie des Carpathes. II-ème Réunion en Roumanie. 1917.
27. M a c o v e i G. et A t a n a s i u I. „Structura geologica a Vaei Bistritei între Pângarati si Bistricioara“. Dari de Seama ale sedintelor Inst. Geol. al României. VIII.
28. M e y e r E. „Contribution à l'étude des Carpathes roumaines entre la Dambovita et le Buzau“. Bulletin des Laboratoires de Géologie, Géographie, Minéralogie et Paléontologie de l'Université de Lausanne. 45.
29. M o j s i s o v i c s. „Über norische Bildungen in Siebenbürgen“. Verhandlungen d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1875.
30. M u r g e a n u G. „Crétacé et Tertiaire des environs de Petrosita et Bezdead“. Comptes rendus d. séances de l'Institut Géologique de Roumanie. 1926.
31. N o w a k J. „Jednostki tektoniczne Polskich Karpat Wschodnich“. Archiwum Naukowe Dział II. Tom II.
32. N o w a k J. „Zarys tektoniki Polski“. Kraków 1927.
33. P o p o v i c i - H a t z e g. „Études géologiques des environs de Campulung et Sinaia“. 1898.
34. P a u l K. M. „Aus dem südwestlichen Teile der Bukowina“. Verhandlungen d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1872.
35. P a u l K. M. „Beiträge zur Geologie der Bukowina“. Verhandlungen d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1873.

36. Paul K. M. „Vorlage des geologischen Detailkarte des Wassergebietes der Suczawa in der Bukowina“. Verhandlungen d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1874.
37. Paul K. M. „Die Trias in der Bukowina“. Verhandlungen d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1874.
38. Paul K. M. „Centrales Hügelland der Bukowina“. Verhandlungen d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1875.
39. Paul K. M. „Grundzüge der Geologie der Bukowina“. Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1876.
40. Paul K. M. „Vorlage der geologischen Uebersichtskarte der Bukowina“. Verhandlungen d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1876.
41. Paul K. M. „Petrefactenfund im Karpathen-Sandstein“. Verhandlg. d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1877.
42. Paul K. M. „Ammonitenfunde im Karpathen-Sandstein“. Verhandlungen d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1879.
43. Paul C. M. und Tietze E. „Studien in der Sandsteinzone der Karpathen“. Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1877.
44. Paul C. M. und Tietze E. „Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen“. Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1879.
45. Pawłowski St. „Z badań nad zlodowaceniem Polskich Karpat“. Czasopismo Geograficzne. XI.
46. Reinhard M. „Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete der Kristalliner Schiefer der Süd- und Ostkarpathen“. Anuarul Institutului Geologic al României. IV.
47. Reinhard M. und Atanasiu J. „Geologische Beobachtungen über die Kristalliner Schiefer der Ost-Karpathen“. Anuarul Institutului Geologic al României. XII.
48. Savul M. „Sisturile cristaline si zacamintele de manganiz din regiunea Sarul Dornei, Distr. Câmpulung“. Anuarul Institutului geologic al României. XII.
49. Simionescu J. „Über die Geologie des Quellengebietes der Dambovicioara“. 1898.
50. Stachiewicz J. „Kilka spostrzeżeń geologicznych w południowo-zachodniej Bukowinie“. Kosmos 1911.
51. Stefanescu D. „Cercetari geologice in basinul superior al raului Suceava, Bucovina“. Dari de seama ale sedintelor Institutului geologic al României. X.
52. Szajnoch W. „Ueber eine cenomane Fauna aus den Karpathen der Bukowina“. Verhandlungen d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1890.
53. Świdorski B. „Budowa geologiczna Karpat Pokuckich“. Biuletyn Stacji Geologicznej w Borysławiu. 7.
54. Świdorski B. „Sprawozdanie z badań nad geologią Czarnohory“. Posiedzenia naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego. 30.
55. Świdorski B. „Geologja płaszczowiny czarnohorskiej w dorzeczu Prutu i jej dalszy przebieg w kierunku północno-zachodnim“. Posiedzenia naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego. 33.

56. Teisseyre W. „Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes“. Guide des excursions du III-ème Congrès International du Pétrole. Bucarest 1907.
57. Tokarski J. „Sprawozdanie z badań petrograficzno-geologicznych na obszarze Karpat Krystalicznych w dorzeczu górnego Czeremosza“. Posiedzenia naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego. 30.
58. Uhlig V. „Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen“. Sitzungsberichte d. Akademie d. Wissenschaften. Wien 1897. Abt. I.
59. Uhlig V. „Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der Goldenen Bistritz“. Sitzungsberichte d. Akademie d. Wissenschaften. 1898.
60. Uhlig V. „Ueber die Klippen der Karpathen“. Comptes rendus de Congrès International de Géologie. IX. 1903. Wien.
61. Uhlig V. „Bau und Bild der Karpathen“. Wien 1903.
62. Uhlig V. „Über die Tektonik der Karpathen“. Sitzungsberichte der Akademie d. Wissenschaften. 1907. Abt. I.
63. Uhlig V. „Das Vorkommen der Werfener Schiefer im Valea Seaca bei Kimpolung (Câmpulung) in der Bukowina“. Mitteilungen d. Geologischen Gesellschaft. Wien. 1910.
64. Vadasz E. „Geologische Beobachtungen im Persanyer Gebirge und Nagy Hagymas“. Jahresbericht d. k. ungarischen Geologischen Anstalt. 1915.
65. Vadasz E. „Petrefacten der Barrème-Stufe aus Erdely (Siebenbürgen)“. Centr. f. Mineralogie, Geologie und Palaeontologie. 1911.
66. Vettors H. „Kleine Beiträge zur Geologie der Bukowina“. Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1905.
67. Voitesti J. P. „Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques“. Revista Muzeului Geologic al Universitatii din Cluj. III.
68. Zapałowicz H. „Geologische Skizze des östlichen Theiles des Pokutisch-Marmaroscher Grenz-Karpathen“. Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1886.
69. Zapałowicz H. „Ze strefy roślinności karpackiej VII.“. Kosmos 1912.
70. Zapałowicz H. „Okres lodowy w Karpatach Pokucko-Marmaroskich“. Kosmos 1912.
71. Zuber R. „Studia geologiczne we Wschodnich Karpatach“, cz. III. Kosmos 1884.
72. Zuber R. „Skały krystaliczne z nad źródeł Czeremosza“. Rozprawy Polskiej Akademji Umiejętności. 1886.
73. Zuber R. „Die kristallinen Gesteine vom Quellgebiete des Czeremosz“. Tschermak's Mitteilungen. 1886.
74. Zuber R. „Atlas Geologiczny Galicyi“. Zeszyt II.
75. Zuber R. „Neue Karpathenstudien“. Jhrb. d. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1902.

CZEŚĆ TRZECIA.

KOPALINY.

Wśród badań terenowych pasma gór czywczyńskich zwracano baczną uwagę również na występowanie użytecznych kopalin. Już podczas pierwszej ekspedycji natrafiono u źródlisk potoku Albin na obfite pokłady minerału, z wejrzenia bardzo podobnego do grafitu. W tym okresie skonstatowano również obecność w rejonie Albina i Popadyńca nieznanых dotąd szczaw typu burkuckiego. Wreszcie pod koniec badań terenowych znaleziono bogate pokłady rudy manganowej w rejonie Prełużnego.

Szczegółowe badanie wymienionych kopalin stało się przedmiotem osobnego studjum, którego wyniki podajemy w tej części.

Grafit.

Grafit występuje w omawianym obszarze w stropowej serji łupków krystalicznych, na granicy tej serji i nasuniętych mas fliszu. Wśród badań geologicznych znaleziono około 16 warstw w postaci łupków grafitowych i kwarcowo-grafitowych. Iły grafitowe, zauważone w części fliszowej w źródłiskach potoku Albin, są pochodniami tych skał, zalegających w serji krystalicznej *in situ*.

Do godnych uwagi złoża grafitu należą przede wszystkim występujące w górnej części potoku Albin, od wysokości 1240 m do 1480 m. Łupki kwarcowo-grafitowe zauważono ponadto w górnej części prawobocznego dopływu potoku Łostuń, na południowy wschód od szczytu Czarny Groń (mniej więcej na wysokości 1420—1450 m), w dolnej części potoku Czimirny (od 1300 do 1340 m) oraz w dolinie Czarnego Czeremoszu, w pobliżu klauzy Bałtaguł.

Szczegółowym badaniom poddano złoża grafitu w rejonie górnego biegu potoku Albin. W powyższym obszarze skonstatowano obecność 12 naturalnych odkrywek tych złoża na przestrzeni około 1,5 km. Sześć z tych odkrywek poddano badaniom zapomocą krótkich sztolni. Wśród tych badań potwierdzono przypuszczenie, iż złoża grafitu występują tutaj w stropie serji łupków krystalicznych, na granicy nasuniętego fliszu. Złoża grafitu mają charakter pokładu. Pokład ten (prawdopodobnie pokład pierwotnego węgla karbońskiego) został wskutek działania sił górotwórczych oraz natury materiału zgnieciony i rozluźniony tak, iż jego miąższość dziś już nie jest jednolita. Wytworzyły się w nim gniazda, soczewki rozmaitej wielkości oraz żyły pokładowe, wciśnięte zarówno we flisz, jakoteż w łupki krystaliczne. Część masy grafitowej dostała się również jako materiał rozmyty do osadów fliszowych.

1. Własności fizyczne.

Do badań fizycznych i chemicznych użyto materiału obficie zebranego z wymienionych sztolni. W tych badaniach należało przedewszystkiem ustalić naturę mineralną grafitu na podstawie uchwyconych cech fizycznych i analiz chemicznych. Wyniki tych badań są następujące ¹⁾.

Grafit z pokładu potoku Albin okazuje połysk półmetaliczny, barwę w dużej masie ciemno-szarą, w drobnych ziarnach czarną. Jest kruchy, łupi się doskonale tworząc nieforemne blaszki. Jego przełom jest ziemisty, twardość około 1. Wśród zanieczyszczeń skały grafitowej można megaskopowo uchwycić obecność ziarn kwarcu, nacieków limonitowych oraz piryt, występujący tu bądź to w postaci drobnych kryształków, bądź też nieregularnych ziarn. Ubocznie występuje w wymienionym zespole również biały łyszczyk (serycyt) w postaci drobnych łusek.

Grafit, występujący w soczewkach i gniazdach wciśniętych w utwory fliszowe, odznacza się połyskiem bardziej metalicznym, a barwa jego jest wybitnie czarna. Zanieczyszczenia są tu analogiczne, występują jednakże w mniejszej ilości.

¹⁾ Badania mineralogiczne, chemiczne i techniczne przeprowadził Dr. Stefan Biskupski.

Wśród ilościowych badań fizycznych cech grafitu zwrócono przede wszystkim uwagę na jego ciężar właściwy. Do oznaczenia tej cechy nie nadawały się bezpośrednio używane do takich celów metody. Niepodobna było tutaj użyć np. metody piknometrycznej ze względu na obecność zanieczyszczeń oraz swoistej tekstury ziarn grafitowych. Zastosowano dlatego przy oznaczaniu ciężaru właściwego metodę ciężkich cieczy, wykonując odnośne pomiary w sposób następujący: Możliwie mechanicznie oczyszczony, wysokoprocen-towy grafit, uzyskany przez podkoncentrowanie pierwotnej próbki zapomocą flotacji, umieszczano w rozdzielaczu z czterobromkiem acetyleny o ciężarze właściwym 2,5. Po zakłóceniu uzyskano ostatecznie trzy frakcje, z których cięższa i lżejsza od cieczy miały strukturę drobnoziarnistą, trzecia zaś, będąca z cieczą w równowadze, składała się przede wszystkim z delikatnej zawiesiny. Po odsączeniu frakcji cięższej i zawiesiny, wykonywano dalsze rozdzielania frakcji lżejszej, stosując w każdym następnym doświadczeniu ciecz coraz bardziej rozcieńczoną. Po szeregu prób uzyskano wreszcie jako ostatnią frakcję drobne ziarna grafitu już czystego (100⁰/₀-wego). Czystość tej frakcji ustalano zapomocą spalania (brak popiołu). Gęstość cieczy, z którą owa czysta frakcja grafitu pozostawała przy doświadczeniu w równowadze grawitacyjnej, była miarą gęstości czystego grafitu. Powyższego sposobu pomiaru gęstości użyto dla oznaczenia tej cechy nie tylko dla grafitu czywczyńskiego, lecz również dla innych próbek np. materiału styryjskiego i cejlońskiego. Odnośne pomiary wykazały, iż gęstość grafitu cejlońskiego wynosiła 2,206, styryjskiego 1,667, czywczyńskiego zaś 1,722.

Próby oznaczania gęstości zapomocą metody piknometrycznej zawiodły skoro 73⁰/₀-wy grafit czywczyński, zawierający duży procent domieszek o ciężarze gatunkowym 2,6 do 2,8 (nie licząc pirytu), dał liczbę gęstości równą 1,473. Należy zaznaczyć, iż w literaturze grafitu znajdują się wartości wyższe od tutaj podanych. Wartości te dla znanych grafitów wahają się od 2,1 do 2,3, a dla niektórych oczyszczonych wynoszą 1,802¹⁾. Przyczyną tego, naszym zdaniem, jest nienależyte oczyszczenie materiału przed doświadczeniem. Przypuszcze-

¹⁾ E. D o n a t h, Der Graphit, 1904, str. 5.

nie to jest uzasadnione faktem występowania w naturalnym graficie zreguły domieszek o wyższym ciężarze gatunkowym.

Badania własności elektrycznych oraz struktury grafitu rzeczywistego zostały powierzone Instytutowi Fizyki Doświadczalnej Uniwersytetu Lwowskiego. Kierownik tego Instytutu, Professor Dr. Stanisław Loria, nadesłał w tym kierunku następujące orzeczenie:

Przewodnictwo elektryczne substancji grafitowej rzeczywistej. (Na podstawie wyników pomiaru, wykonanego w Instytucie Fizyki Eksperymentalnej U. J. K. przez Dr. Z. Spechta).

Substancja, w Instytucie Mineralogji i Petrografji przez flotację oczyszczona i zanalizowana, miała postać czarnego miazgu. Według udzielonych nam informacji zawierała około 70% C.

Proszek ten przesiewano przez sito nr. 7 o oczkach kwadratowych o wymiarach $0,1 \times 0,1$ mm², suszono i formowano w słupki o wysokościach zmiennych, w granicach od 0,193 cm do 0,517 cm, przy użyciu ciśnień dochodzących do 250 Kg/cm². Sposób formowania opisany jest szczegółowo w rozprawach Dr. Z. Spechta, dotyczących przewodnictwa elektrycznego grafitu ¹⁾.

Badania orientacyjne, wykonane na słupku, uformowanym pod ciśnieniem około 100 atmosfer do wysokości 0,280 cm, wykazały, że opór właściwy tej substancji jest rzędu 10⁷ om. cm, t. zn. 20 milionów razy większy niż opór właściwy grafitu styryjskiego, amorficznego, drobnomielonego i zawierającego również około 70% C.

Celem ściślejszego określenia stosunku przewodnictwa elektrycznego substancji badanej do przewodnictwa grafitów („Acheson“, Ceylon, Styrja, Hiszpanja, Korea) z jednej, a czystego węgla antracytowego (Pensylwanja) z drugiej strony, wykonano serję systematycznych pomiarów oporu właściwego słupków, uformowanych pod ciśnieniami 50,67; 65,78, 105,33, 159,15, 189,46, 250 Kg/cm². Metoda polegała na oznaczaniu natężenia prądu przy znanem i stałem napięciu. Napięcie wynosiło 2 wolty. Galwanometr (Edelmana) miał czu-

¹⁾ Z. Specht: Przegląd Elektrotechniczny 14 (16), 416 (17), 435, 1932.

— Zeitschrift f. Elektrochemie 38 (12), 920, 1932.

— Acta Physica Polonica II, 393, 1934.

łość $1,29 \cdot 10^{-8}$ ampera/mm na skali odległej o 1 metr. Dokładność wyników pomiaru waha się w granicach od 3% do 10%. Wyniki tych pomiarów zestawiono poniżej:

X w cm	r. 10^{-8}	r/x. 10^{-8}	$\frac{\Delta r}{\Delta x} \cdot 10^{-8}$		$\sigma \cdot 10^{-8}$	%
I. p = 50.67 kg/cm ² ; $\sigma = (0.405 \pm 0.028) \cdot 10^8$						
0.212	0.172	0.811	1.000	} 1.040	0.4052	7%
0.298	0.258	0.871	1.108			
0.390	0.360	0.923	1.010			
0.485	0.456	0.941				
II. p = 65.78 kg/cm ² ; $\sigma = (0.323 \pm 0.032) \cdot 10^8$						
0.193	0.119	0.616	0.913	} 0.830	0.3237	10%
0.262	0.182	0.695	0.778			
0.325	0.231	0.711	0.800			
0.399	0.290	0.727				
III. p = 105.33 kg/cm ² ; $\sigma = (0.229 \pm 0.012) \cdot 10^8$						
0.227	0.110	0.485	0.600	} 0.589	0.2297	5%
0.302	0.155	0.513	0.621			
0.384	0.206	0.536	0.548			
0.457	0.246	0.538				
IV. p = 159.15 kg/cm ² ; $\sigma = (0.165 \pm 0.012) \cdot 10^8$						
0.234	0.078	0.333	0.394	} 0.424	0.1654	7%
0.290	0.100	0.344	0.437			
0.370	0.135	0.365	0.439			
0.452	0.171	0.378	0.428			
0.515	0.198	0.384				
V. p = 189.46 kg/cm ² ; $\sigma = (0.1474 \pm 0.0074) \cdot 10^8$						
0.277	0.080	0.311	0.400	} 0.378	0.1474	5%
0.332	0.108	0.325	0.368			
0.419	0.140	0.334	0.367			
0.517	0.176	0.341				
VI. p = 250.00 kg/cm ² ; $\sigma = (0.1174 \pm 0.0035) \cdot 10^8$						
0.240	0.060	0.250	0.300	} 0.301	0.1174	3%
0.310	0.081	0.261	0.290			
0.410	0.110	0.268	0.313			
0.490	0.135	0.276				

Na podstawie materiału liczbowego zebranego powyżej można przedstawić zależność oporu właściwego σ od ciśnienia p w postaci prostej, przedstawionej na ryc. 18. Jej równanie: $\sigma = a\pi + b$; $\pi = \frac{1}{p}$, pozwala obliczyć wartość „współczynnika oporowego“ α .

Dla substancji czywczyńskiej otrzymuje się:

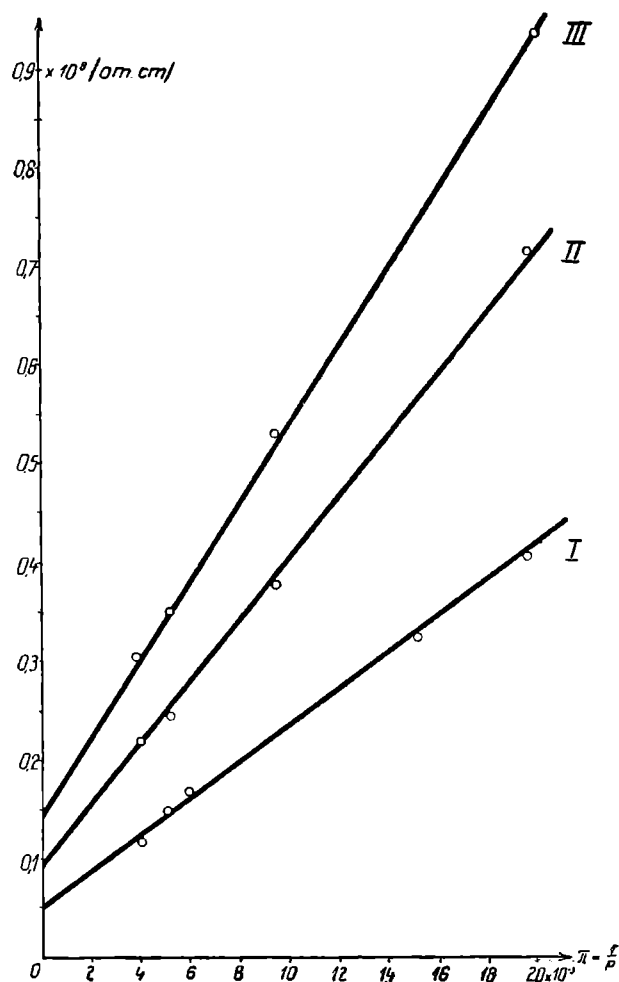
$$\alpha = 18,28 \cdot 10^8 \text{ om. cm}^3/\text{Kg},$$

$$b = 0,005 \cdot 10^8 \text{ om. cm.}$$

Dla porównania wykonano dwie serje analogicznych pomiarów z węglem antracytowym (Pensylwanja), zawierającym około 6% obcych domieszek. Słupki formowano pod ciśnieniami 50,67 Kg/cm² i 189,46 Kg/cm². Okazało się, że przy użyciu tego samego galwanometru co poprzednio należało przyłożyć conajmniej 250 woltów napięcia, aby otrzymać wychylenie od 2 do 4 mm. Opór właściwy badanego węgla jest więc rzędu 10¹⁰ om. cm, t. zn. około 1000 razy większy, niż opór właściwy substancji czywczyńskiej.

Rozwinięta w cytowanych wyżej pracach metoda mieszanin pozwala odpowiedzieć na pytanie, czy substancję czywczyńską możnaby uważać za mieszaninę grafitu z źle przewodzącym węglem bezpostaciowym. W załączonym wykresie zestawiono wyniki trzech seryj pomiarów oporu właściwego w zależności od ciśnienia. Zawiera on trzy proste: pierwsza odnosi się do substancji czywczyńskiej, druga do mieszaniny substancji czywczyńskiej z domieszką 10% antracytu, trzecia do mieszaniny, zawierającej 20% antracytu. Okazuje się, że stosunkowo mała przymieszka antracytu (10%) wywołuje bardzo silny wzrost stałej. Z pomiarów oporu właściwego mieszanin grafitu np. „Acheson“ z MnO₂ wynika, że na podniesienie wartości tej stałej od 1,15 do 1,95, która odpowiada współczynnikowi oporowemu grafitu styryjskiego pod tem samym ciśnieniem, potrzebna jest domieszka aż 500% MnO₂. Silny wpływ drobnej stosunkowo domieszki antracytu na przewodnictwo elektryczne substancji czywczyńskiej przemawia za tem, że substancja ta nie jest mieszaniną grafitu z węglem bezpostaciowym, lecz raczej ciałem o przewodnictwie swoistem, bardzo różnem od przewod-

nictwa węgla dobrze zgrafityzowanego, a około 1000 razy większem, niż przewodnictwo węgla bezpostaciowego.



Ryc. 18. Wykres oporu właściwego grafitu czywcyńskiego. (I. substancja czywcyńska, II. sub. czyw. + 10% antracytu, III. subst. czyw. + 20% antracytu).

W y n i k i a n a l i z y r o e n t g e n o g r a f i c z n e j.

(Na podstawie obserwacyj i pomiarów, wykonanych w Instytucie Fizyki Eksperymentalnej U. J. K. przez Dr. A. Łastowieckiego).

Roentgenogramy zostały uzyskane metodą Debye'a-Scherrera i Hulla, przy pomocy aparatu interferencyjnego „Metalix“ (C. H. F. Mueller-Philips, Hamburg). (Tab. IX).

Przyrząd ten jest wyposażony w lampę roentgenowską typu Coolidge'a z antykatomą miedzianą, dostarczającą pro-

mieniowania monochromatycznego o długości fali $1,54 \text{ \AA}$ (linja K miedzi). Komora Debye'owska miała średnicę około 57 mm. Substancję badaną umieszczano w szklanej cienkościenniej rurce włoskowatej o długości 25 mm i średnicy 0,75 mm. Promienie wychodzące z antikatody przechodziły przez szczelinę o szerokości 1 mm. Odległość antikatody od preparatu wynosiła około 10 cm. Czas ekspozycji 5 do 10 minut. Używano filmów „Kodak” o wymiarach $165 \times 25 \text{ mm}$. Położenie pierścieni dyfrakcyjnych wymierzono komparatorem, porównania natężeń dokonano przy pomocy mikrofotometru Molla. (Pomiary te wykonano w Zakładzie Fizyki Doświadczalnej U. W.).

Z porównania obrazów dyfrakcyjnych substancji czywczyńskiej z obrazami grafitu i węgla antracytowego (Kalifornja) wynika:

1) substancja czywczyńska nie wykazuje ostrych prążków charakterystycznych dla grafitu, zarówno naturalnego (Ceylon, Styrja, Hiszpanja i inne) jak i preparowanego „Acheson”.

2) w miejscu, w którym na roentgenogramach grafitu widać pierwszy najsilniejszy pierścień dyfrakcyjny, występuje na roentgenogramach substancji czywczyńskiej nieco rozmyte, lecz wyraźnie od tła odcinające się zaczerwienie.

3) na fotogramach ugięcia w miale antracytowym zaczerwienie to przybiera postać bardzo rozmytej, szerokiej plamy.

Wyniki te można zinterpretować na podstawie wiadomości, zebranych przez O. Ruffa, G. Schmidta i W. Olbrichta oraz przez K. A. Hofmanna, U. Hoffmanna i K. Herrmanna¹⁾. Pierwsi wykonali systematyczną analizę roentgenograficzną grafitu i węgla bezpostaciowego, drudzy zbadali strukturę t. zw. „węgla błyszczącego”. Wyniki badań tych autorów pozwalają stwierdzić, że

¹⁾ O. Ruff, G. Schmidt i W. Olbricht: Zeitschr. f. anorg. u. allg. Chemie 148, 313, 1925. (Por. zdjęcia „Research Laboratories of the General Electric Com. Wembley” w książce: W. L. Bragg, the Crystalline State, Vol. 1, str. 1888, London, 1935).

K. A. Hoffmann, U. Hoffmann i K. Herrmann: Ber. d. d. chem. Ges. 59 (II), 2433, 1926.

roentgenogramy różnych gatunków węgla zmieniają się prawidłowo w miarę jak przechodzimy od grafitu do węgla bezpostaciowego. Grafit posiada ostre, charakterystyczne prążki dyfrakcyjne. W miarę oddalania się od tej krystalicznej formy „C” ku t. zw. bezpostaciowej jego odmianie prążki położone bliżej wiązki pierwotnej ulegają stopniowo rozmyciu, dalsze zaś znikają. Porównanie roentgenogramu substancji czywczyńskiej z tym szeregiem prowadzi do wniosku, że substancja czywczyńska nie wykazuje struktury grafitu. Na podstawie roentgenogramu można by ją jednak umieścić w miejscu pośrednim, odpowiadającym bardzo wczesnemu stadium grafityzacji węgla.

2. Własności chemiczne.

Badania jakościowe (kwas grafitowy).

Wśród badań chemicznych szło w pierwszym rzędzie o stwierdzenie, czy substancja czywczyńska jest rzeczywiście grafitem. Wykonano w tym celu następujące analizy jakościowe:

Poddano substancję działaniu kwasów, które, jak wiadomo, nie oddziałują zupełnie na grafit. Z kwasami stężonymi, solnym i siarkowym, tak na zimno jak i po zagotowaniu, nie otrzymano żadnego zabarwienia. W kwasie azotowym stężonym na zimno zrazu również nie otrzymano zabarwienia, dopiero po dłuższym gotowaniu wystąpiła tu barwa wyraźnie blado-zielona. W żadnym przypadku nie otrzymano zabarwienia brunatnego lub brunatno-czerwonego, które wskazywałoby na obecność antracytu, węgla kamiennego, brunatnego lub drzewnego.

Próbka ogrzana w probówce do ciemno-czerwonego żaru, nie dała produktów spalania o charakterystycznej woni, ani też reakcji alkalicznej na wilgotny papierek lakmusowy, cechującej inne rodzaje węgla.

Mieszanina sproszkowanej substancji i saletry, podgrzana w tyglu wybuchła, spalona bezpośrednio w płomieniu, zarzyla się nie zapalając płomieniem. Próby te wskazywały na obecność grafitu.

Wyniki badań na kw. grafitowy są zestawione w następującej tabeli.

Czas	grafit	Cejłoński	Styryjski	Czywczyński	Antracyt	
10'	Barwa mieszaniny	b e z b a r w n a			brunatna (tworzy się piana)	
50'		z i e l o n a w a		zielona	brunatna, tworzy się trwała piana	
1h 50'		z i e l o n a		ciemno oliwkowa		
3h		zielona	ciemno oliwkowa	bronzowa, niezn. tworzenie się piany		
5h			tworzenie się piany	ciemno-bronzowa, większa ilość piany		
10h		ciemno zielona	ciemno oliwkowa	ciemno bronzowa	b. trwała piana	
Po zadaniu próbki nadmanganianem potasu:						
P r o d u k t	jasno żółty,		płyn jasno żółty, resztki grafitu		płyn jasno żółty	
	Po przemyciu wodą i po zadaniu nadmanganianem potasu:					
	jasno żółty krystaliczny		brak produktu krystalicznego, resztki nierozłożonego grafitu			brak jakiegokolwiek produktu

Najważniejszą z prób było utlenianie grafitu na kwas grafitowy. W tym celu użyto metodę *Staudenmaiera*, z tem, że doświadczenia te przeprowadzano w ilościach dwadzieścia razy mniejszych od podanych przez autora. Do mieszaniny kwasu siarkowego i azotowego, w której zanurzono próbkę grafitu, dodawano w odstępach około 5-minutowych 0,2—0,3 g chloranu potasu. Całe doświadczenie trwało około 10^h. Celem opanowania metody, jakoteż możliwości porównania wyników, przeprowadzono równoległe doświadczenia na kwas grafitowy z grafitem cejłońskim, styryjskim, z antracytem i grafitem czywczyńskim.

Jak widać z powyższego zestawienia, krystaliczny kwas grafitowy uzyskano tylko z grafitu cejłońskiego. Zachowanie się antracytu było tak odrębne i różne od reszty materiału

użytego do doświadczeń, iż nie ulega wątpliwości, że minerał ten stanowi osobne ogniwo w szeregu węgla.

Grafity styryjskie i czywczyńskie zachowały się podobnie. Różnice występowały jednak w barwie, a wynik końcowy reakcji był wszędzie jednakowy. Resztki nierozłożone obu tych grafitów przeniesiono do zlewek i przemywano wodą. Woda była zrazu bezbarwna, zaś po upływie kilku godzin zabarwiała się jasno brązowo. Wodę tą zlewano i dolewano czystej. Stale otrzymywano zabarwienie, które powtarzało się w ciągu paru tygodni. Próbowano też wodę tą odparować. Po odparowaniu zostawał na dnie naczynia ciemno brunatny osad, który po zadaniu nadmanganianem przyjmował barwę jasno żółtą.

Ten przebieg reakcji wskazywałby na to, że w badanych próbkach zachodzą jakieś bliżej nieznanne zjawiska fizykochemicznej natury, które powodują: 1) bardzo szybką i nie dającą się uchwycić wzrokowo reakcję przemiany grafitu w kwas grafitowy, 2) nie pozwalają temu ostatniemu przejść w stan krystaliczny, lecz zatrzymują go w postaci koloidalnej. Jeśli uwzględnimy to wszystko, co zostało wśród badań kwasu grafitowego zauważone, musimy stwierdzić, iż próba na ten kwas nie decyduje o jakości gatunku węgla.

Jak wspomniano wyżej, wszystkie doświadczenia były prowadzone równolegle z grafitem styryjskim. Grafit styryjski wybrano dlatego, ponieważ geneza jego jest prawdopodobnie identyczną z czywczyńskim (wiek karboński). Poza-tem wygląd grafitu styryjskiego makroskopowo jest najbardziej zbliżony do badanego i jak okaże się poniżej, jego skład mineralny nie odbiega również od czywczyńskiego.

A n a l i z a c h e m i c z n a.

a. A n a l i z a s u b s t a n c j i g r a f i t o w e j o c z y s z c z o n e j.

Analizę chemiczną prowadzono w dwóch kierunkach, a mianowicie poddano badaniu ilościowemu wyodrębnioną substancję węglową oraz zanalizowano pierwotne złożę grafitowe. Oczyszczoną substancję uzyskano drogą chemiczną w sposób wyżej zaznaczony. Wodór i węgiel oznaczono metodą L i e b i g a, azot K j e l d a h l a. Substancja po osuszeniu

w suszarce przy 110° C, dała stratę przez spalenie 98,5%. Analiza czystej substancji służyła jako wskaźnik przy obliczaniu wodoru i węgla w surowcu, w którym znajdowały się minerały uwodnione oraz zawierające bezwodnik węglowy.

W toku analizy otrzymano następujące wartości:

grafity: styryjski		c z y w substancja oczyszczona	c z y ze soczewki	ń s k i z pokładu
C	62,78	95,48	57,80	13,86
H	0,92	2,79	1,73	0,39
N	0,07	0,23	0,14	0,03
CO ₂	2,16	—	1,94	2,51
+H ₂ O	0,47	—	1,88	3,54
-H ₂ O	1,63	—	2,14	2,28
razem	68,03	98,50	65,63	22,61

Po odliczeniu wody związanej, wilgoci i bezwodnika węglowego i po przeliczeniu analizy na 100, otrzymano następujące wartości:

C	98,45	96,94	96,86	97,05
H	1,44	2,83	2,90	2,73
N	0,11	0,23	0,24	0,22

Średnia trzech ostatnich przeliczeń analiz próbek grafitu czywczyńskiego przedstawia następujące wartości:

C	96,95
H	2,82
N	0,23

Dla porównania z innymi rodzajami węgla podano niżej zestawienie średnich z analiz niektórych gatunków, po przeliczeniu na 100¹⁾.

¹⁾ C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie, IV. 3. 1931, str. 506 do 533.

	C	H	N
Średnia z pięciu gatunków torfu	89,26	8,06	2,68
„ 76 gatunków węgla brunatnego (z Nadrenji)	91,41	7,42	1,16
„ 20 gatunków węgla kamiennego	95,58	3,65	0,77
„ 3 gatunków antracytu	96,75	1,92	1,33

Z porównania powyższych analiz innych rodzajów węgla z analizą grafitów czywczyńskiego i styryjskiego, wynika, iż pierwsze trzy pozycje są tu wybitnie różne, natomiast podobna jest do grafitu pozycja antracytów. Ilość węgla w antracycie jest taka sama jak w graficie czywczyńskim, a nieco niższa niż w graficie styryjskim. Pozycja wodoru w antracycie jest niższą w porównaniu z grafitem czywczyńskim prawie o 1%, natomiast wyższą prawie o 0,50% od wartości w graficie styryjskim. Pozycja azotu jest tu znacznie wyższa niż w obu grafitach.

Różnice występujące w ilości wodoru w antracycie i badanych grafitach odbiegają najbardziej od siebie i dlatego wymagają bliższego rozpatrzenia.

Kwestją zawartości wodoru i azotu w naturalnych grafitach zajmował się ostatnio *Donath* (l. c.) oraz *Luzi*

b. Analiza złoża grafitowego.

Analizę surowego złoża grafitowego wykonano po usunięciu substancji grafitowej przez spalenie. Wyniki tych analiz przedstawiają się następująco:

% wag.	grafit styryjski	czywczyński	
		z soczewki	średnia z po- kładu
SiO ₂	23,74	17,29	42,40
Fe ₂ O ₃	2,45	2,72	2,75
FeO	—	0,12	0,90
Fe	0,19	0,50	0,50
Al ₂ O ₃	2,39	9,22	21,32
CaO	1,04	1,05	0,96
MgO	1,21	0,99	1,58
MnO	0,06	ślad	ślad
K ₂ O	1,25	2,41	5,68
Na ₂ O	—	—	0,10

% wag.	grafit styryjski	c z y w c z y ń s k i	
		z soczewki	średnia z po- kładu
TiO ₂	0,03	0,16	1,05
S	0,09	0,43	0,45
+H ₂ O	0,47	1,88	3,54
CO ₂	2,16	1,94	2,51
C	62,78	57,80	13,86
H	0,92	1,73	0,39
N	0,07	0,14	0,03
-H ₂ O	1,63	2,14	2,28
suma	100,48	100,52	100,30

Powyższe liczby świadczą o następujących różnicach w składzie chemicznym analizowanych próbek. Zaznacza się przede wszystkim duża różnica w ilości krzemionki, glinki, potasu i węgla. Pozycje innych tlenków wykazują nieznaczne różnice, lub są podobne.

Wyniki analizy chemicznej przeliczono na skład mineralny. Za ścisłą podstawę tych przeliczeń nie można było wziąć składu mineralnego stwierdzonego w preparatach mikroskopowych, gdyż w takich preparatach były obrazy zamazane z powodu obecności w nich nieprzeźroczystego pyłu grafitu. Tylko wyjątkowo dostrzec można było tu i ówdzie ziarnka kwarcu lub łyszczyku. Analiza chemiczna nasuwała przypuszczenie, że podane niżej minerały wchodziły w skład danej próbki. Przypuszczenia te zostały potwierdzone ściśle zapomocą rachunku na skład mineralny. Jedynie w pozycji łyszczyku w graficie styryjskim niedomiar glinki zastąpiono odpowiednią ilością tlenku żelazowego.

Zestawienie minerałów, znalezionych drogą rachunku po przeliczeniu na procenty molekularne i wagowe, przedstawia się następująco:

Porównując grafit styryjski z grafitem czywczyńskim (z soczewki) widzimy tu naogół małe różnice. Substancja grafitowa wagowo w nieznacznie mniejszej ilości występuje w graficie czywczyńskim. Trzykrotnie większą ilość kwarcu zawiera grafit styryjski. Oba grafity posiadają taką samą lub prawie taką samą ilość kalcytu i magnezytu. Ilmenitu,

Minerałów	P r o c e n t y					
	m o l e k u l a r n e			w a g o w e		
	grafit styryjski	czywczyński		grafit styryjski	czywczyński	
		ze soczewki	średnia sztolni II		ze soczewki	średnia sztolni I
Substancja grafitowa	91·42	91·20	50·11	63·77	59·67	14·28
Łyszczyk	2·32	4·29	27·37	11·24	20·72	49·28
Piryt	0·07	0·29	0·85	0·28	0·93	0·95
Kalcyt	0·57	0·52	1·25	1·88	1·89	1·71
Magnezyt	0·89	0·69	2·94	2·53	2·09	3·34
Ilmenit	—	0·05	0·96	—	0·28	1·95
Kaolin	—	0·82	4·23	—	3·09	5·94
Limonit	—	0·65	1·66	—	3·23	3·24
Kwarczec	4·73	1·49	10·63	19·06	6·48	17·33
S u m a	100·00	100·00	100·00	98·76	98·38	98·02
	w i l g o ć			1·63	2·14	2·28
				100·39	100·52	100·30

kaolinu i limonitu grafit styryjski wogóle nie zawiera. Natomiast grafit czywczyński posiada prawie dwukrotnie wyższą ilość łyszczyku i czterokrotnie większą ilość pirytu w porównaniu z grafitem styryjskim.

Porównując obie próbki grafitu czywczyńskiego, widzimy, że średnia z pokładu zawiera wag. czterokrotnie niższą zawartość substancji grafitowej, zaś więcej jak dwukrotnie wyższą zawartość łyszczyku i kaolinu. Ilość kwarcu jest tu trzykrotnie, a ilmenitu siedmiokrotnie wyższa. Pozycje pirytu, kalcytu i limonitu są identyczne.

Próby koncentracji.

Przesiewanie. Pierwszą próbą koncentracji grafitu było przesiewanie materiału ze sztolni przez sita. Użyto w tym celu siedmiu sit o następujących średnicach oczek: sito Nr. 1 =

4 mm, Nr. 2 = 1 mm, Nr. 3 = 0,75 mm, Nr. 4 = 0,50 mm, Nr. 5 = 0,25 mm, Nr. 6 = 0,12 mm, Nr. 7 = 0,10 mm.

Najpierw przesiano 1000 gramów materiału. W drugiej próbie przesiano 50 kg. Jednak ze względu na to, że na pierwszym sicie pozostało 28,65 kg, materiał ten potłuczono w młynku i przesiano po raz drugi. Procent węgla oznaczono w każdej frakcji przez spalenie. Oznaczono go w kolumnie „procent straty“.

Otrzymano w ten sposób następujące wyniki:

Próba pierwsza

Próba druga

50 kg materiału

materiał ze sita Nr. 1.

Sito Nr.	Ilość materiału na sicie		Proc. „straty“	Sito Nr.	Materiału na sicie		Proc. „straty“	Sito Nr.	Materiału na sicie		Proc. „straty“
	gramów	procent			kg.	procent			kg.	procent	
1.	295	29	27	1.	29	58	—	1.	10	36	—
2.	203	20	27	2.	7	13	22	2.	7	23	21
3.	141	14	26	3.	4	9	22	3.	3	11	22
4.	96	10	24	4.	3	7	21	4.	2	9	22
5.	86	9	23	5.	2	5	21	5.	2	7	21
6.	37	4	22	6.	1	2	19	6.	1	3	20
7.	32	3	20	7.	1	2	18	7.	1	4	19
8.	110	11	18	8.	2	4	17	8.	2	7	19
Suma	1000			Suma	49			Suma	28		
Średnia 1—8			25	Średnia 2—8			20	Średnia 2—8			20

Przed spaleniem wszystkie próbki wysuszono w suszarce w temperaturze 110° C.

Wyżej przedstawione wyniki świadczą o tem, że zapomocą zwykłego przesiewania surowca można uzyskać jego koncentrację, jednakże nieznaczną. Widocznie substancja gra-

fitowa jest rozmieszczona w skale niezależnie od wielkości jej ziarn.

Zauważono przy tem, że frakcja pierwsza (najgrubsza) zawierała ziarna różniące się barwą, połyskiem i spójnością. Próby wyizolowania z tej frakcji ziarn, które z wyglądu wydawały się być grafitem bardziej skoncentrowanym, doprowadziły do pozytywnego wyniku. Frakcja z sita pierwszego zawierała około 22% ziarn dających około 51% straty przez żarzenie. Były to zatem ziarna o wyższej zawartości substancji grafitowej. To doświadczenie świadczyłoby o tem, że opisywany grafit nie zawiera substancji węglowej, rozmieszczonej w złożu jednostajnie.

Oczyszczanie chemiczne. W kwasie siarkowym gotowano próbki grafitu przez 1^h 30' z następującym wynikiem:

próbka o „stracie“ 22,58% po oczyszczeniu dała „stratę“
74,10%
próbka o „stracie“ 26,88% po oczyszczeniu dała „stratę“
64,50%.

Próbkę poddano działaniu kwasów fluorowodorowego i siarkowego. Po przemyciu próbka o „stracie“ 51% wykazała „stratę“ 80,07%.

Prócz tego szlamowano próbkę w wodzie, a potem poddano działaniu kwasu siarkowego. Próbka o „stracie“ 26,88% po tym zabiegu dała „stratę“ 62,83%. Ta sama próbka poddana działaniu kwasu fluorowodorowego, następnie wytrawiona w kwasie siarkowym po przemyciu i spalaniu dała „stratę“ 88,53%.

80 gr. okazu z soczewki o „stracie“ 54,23% stopiono z potasem żrącym. Po przemyciu wytrawiono w wodzie królewskiej. „Strata“ przez spalanie 91,45%.

Tą oczyszczoną substancję poddano jeszcze działaniu kwasu fluorowodorowego, a następnie wygotowano w kwasie siarkowym. Po przemyciu „strata“ wynosiła 99,54%.

Z próbki 80 gr po skończonem doświadczeniu pozostało 12 gr.

Wytrawienie w kwasie solnym nie dało dodatniego wyniku.

Powyższe wyniki prób oczyszczania grafitu czywczynińskiego drogą chemiczną stwierdzają, iż wspomniane złoża grafitowe da się oczyścić najdokładniej zapomocą fluorowodoru i kwasu siarkowego. Tą drogą można uzyskać grafit prawie 100%-owy.

Próby flotacji. Już zwykłe szlamowanie wodą bez odczynników wskazywało na możliwość koncentrowania badanego materiału tą drogą. Wykonano tu następujące doświadczenie:

Materiał o „stracie“ 26,88% wsypano do cylindra o 1000 cm³ objętości. Po energicznym skłóceniu z wodą i pozostawieniu naczynia w spokoju na przeciąg około 3 godzin zauważono, iż utworzyły się w niem dwie frakcje, z których jedna znalazła się na dnie naczynia, a druga pływała na powierzchni wody. Analiza frakcji powierzchniowej wykazała „stratę“ przez spalenie 66%.

Inne doświadczenia przeprowadzone w tym kierunku dały liczby 66,94 i 64,97%.

Próby te były o tyle ciekawe, że wykazały możliwość uzyskania produktu technicznie już użytecznego w sposób prosty i tani.

Do właściwej flotacji użyto następujących odczynników: terpentyna oczyszczona, olejek sosny kanadyjskiej, siarkow kwas, benzyna ciężka i lekka. Pierwsze trzy odczynniki nie dały pożądaných rezultatów. Benzyna ciężka była lepszą, jednak trudniejszą do usunięcia z produktu. Najlepiej nadawała się benzyna lekka (temp. wrzenia 65°—75° C). Ostatecznie we wszystkich próbach flotacji posługiwano się tym odczynnikiem.

Jako naczynia flotacyjnego używano najpierw kolb Erlenmayera o pojemności 1—1,5 litra, potem małej maszynki flotacyjnej, składającej się z szklanego cylindra o pojemności 1,5 litra, na dno którego doprowadzano powietrze rurką okrężną o licznych otworach. Ciecz była mieszana zapomocą mieszadła metalowego, obracanego motorkiem elektrycznym o sile 0,75 HP (o maksymalnej ilości obrotów 200 na minutę). Przy każdym doświadczeniu postępowano następująco: do cylindra wsypywano odważoną ilość materiału, zwilżano benzyną, poczem dolewano wody; doprowadzano powietrze i wprowadzano w ruch mieszadło. Po skończonem doświad-

czeniu, zbierano produkt łyżeczką, suszono najpierw na łaźni wodnej, a potem w suszarce, aż do zupełnego usunięcia benzyny.

Ziarno o wielkości 0,1 mm i mniejsze okazało się najlepiej nadające do flotacji.

Wyniki licznych doświadczeń ostatnio wymienionych są zebrane w następujących tabelach.

Flotacja w kolbie Erlenmayera.

Próbka i ilość w gramach	Sito Nr.	Odczynnik : benzyna	Ilość odczynnika w cm ³	Ilość produktu w gr.	Procent produktu	Procent straty przez spalanie	Czas flotacji
Produkt krystalicz. „strata“ 51%, 10	8	lekka	5	0·93	9·27	68	30'
Sztolnia II. Albin „strata“ 20%, 20	7	„	10	0·68	3·39	51	10'
Sztolnia II. Albin „strata“ 23%, 300	7	„	180	11·93	3·98	61	15'
Sztolnia II. Albin „strata“ 22%, 25	7	ciężka	75	1·70	6·80	74	15''
Sztolnia II. Albin „strata“ 22%, 25	7	„	100	2·50	10·00	37	15''
Sztolnia II. Albin „strata“ 22%, 50	7	lekka	25	4·10	8·20	67	15'
Sztolnia II. Albin „strata“ 22%, 50	7	„	20	4·40	8·80	38	15'
Sztolnia II. Albin „strata“ 22%, 50	7	„	20	2·30	4·60	40	15'

Tak wyniki szlamowania wodą, jak też wyniki prób flotacyjnych, uzasadniają twierdzenie, że grafit czywczyński można w ten sposób podkoncentrować. Badania w tym kierunku nie wyczerpały wszystkich możliwości. Chodziło tu jedynie o uzyskanie możliwie czystego grafitu oraz o wskazówki w kierunku zdolności przeróbki surowca.

Powyższe próby nie rozwiązują, rzecz jasna, problemu w całości. Były one jedynie orientacyjne i stwierdziły pozy-

Flotowanie przy pomocy maszynki.

Materiał floto- wany	Ilość odczynnika i wody	Produkt		Procent „straty“ przez spalenie	U W A G I
		ilość w gra- mach	pro- cent		
Sztolnia II. Sito Nr. 7 „strata“ 19% gramów 250	benzyna lekka 75 cm ³ wody 1000 cm ³	14·38	5·75	49·0	Czas flotacji 30 minut. Tem- peratura flotacji 18° C.
Materiał powyż- szy, po każdora- zowym zebraniu produktu, floto- wano dalej.	„	2·28	3·31	48·3	
	„	12·46	4·98	46·2	
	„	6·82	2·73	40·4	
	„	7·76	3·10	48·6	
	„	4·20	1·68	53·1	
	„	3·64	1·46	54·0	
Razem		57·54	23·02	47·8	Wydajność w powyższym doświadczeniu = 57·94 ¹⁾ .
Średnia					

tywnie możliwość uzyskania z surowca czywczyńskiego pro-
duktu nadającego się do użytku technicznego.

* * *

Z wyżej podanych badań fizycznych i chemicznych gra-
fitu czywczyńskiego wynika, iż minerał ten zajmuje w sze-
regu substancyj grafitowych ściśle określone miejsce.

Jak wiadomo istnieją obok szlachetnego technicznie gra-
fitu, typu np. cejlońskiego lub sztucznych gatunków, mają-
cych własną charakterystyczną strukturę wewnętrzną, mine-
rały grafitowe zbliżone do tych typów. Różnią się one od wła-
ściwego grafitu własnościami fizycznymi i chemicznymi. Ze-
stawiając liczby charakteryzujące wymienione własności róż-
nych rodzajów grafitu, otrzymujemy szereg od grafitu szla-
chetnego (cejlońskiego) do minerału zbliżonego własnościami
do antracytu. Wspólną cechą tych minerałów jest wysoka za-
wartość węgla, nieznaczna wodoru i azotu. Ilości ostatnio wy-

¹⁾ Wydajność: ilość węgla w produkcie odflotowanym w stosunku
do zawartego w surowcu: 27,25 : 47,5 czyli w produkcie skoncentrowanym
57,94%.

mienionych pierwiastków spadają w ogniwach szeregu grafitowego w miarę zbliżania się do gatunku cejlońskiego. Minerale grafitowe posiadają charakterystyczny połysk półmetaliczny, ciemno-stalową barwę, nieznaczną twardość i charakterystyczną giętkość, przyczem i tutaj zaznacza się stopniowanie wśród tych własności od antracytu do szlachetnego grafitu. Tosamo dotyczy wreszcie innych własności jak ciężaru gatunkowego, przewodnictwa elektrycznego, cieplnego i t. p. Grafit czywczyński — jak to można wnioskować z podanych wyżej cech — zajmuje w wymienionym szeregu miejsce bardziej zbliżone do ogniwa krańcowego, antracytu. Dowody obecności w nim substancji grafitowej znajdujemy w jego względnie wysokim ciężarze gatunkowym (antracyt max. 1,4), w zachowaniu się wśród prób otrzymania kwasu grafitowego, wreszcie w jego roentgenofotogramach, stwierdzających obecność zawiązków charakterystycznej dla grafitu struktury. Cechą różniącą ten minerał od innych grafitów jest przede wszystkim znaczna zawartość wodoru.

Właściwości grafitu czywczyńskiego uprawniają do wyróżnienia go wśród ogniw szeregu grafitoidowych substancyj oraz obdarzenia osobną nazwą. Proponujemy dlatego dla niego nazwę *kreutzytu*, ku czci wybitnych mineralogów polskich, ś. p. Prof. dr. *Feliksa Kreutza* oraz Jego Syna *Stefana*, prof. mineralogji Uniwersytetu Jagiellońskiego.

Kreutzyt jest minerałem nowym. Z grafitami wiązą go następujące cechy mineralogiczne. Barwa czarna, połysk półmetaliczny, nieznaczną twardość, struktura drobnołuseczkowa, zdolność pisania, tłustość w dotyku oraz wysoki ciężar gatunkowy. Od innych gatunków grafitu różnią go następujące cechy:

1) skład chemiczny, który odbiega od grafitów ilością wodoru, a w wynikach rozbioru daje około 97% węgla, 3% wodoru, oraz 0,2% azotu,

2) ciężar gatunkowy, wynoszący 1,722,

3) przewodnictwo elektryczne około 1000 razy większe od antracytu, mniejsze miliony razy od grafitu cejlońskiego,

4) struktura odcyfrowana zapomocą promieni Roentgena. Fotogramy tej struktury umiejscawiają grafit czywczyński na początku szeregu krystalicznych grafitowych substancyj,

5) zachowanie się w odczynnikach silnie utleniających, w reakcjach na kwas grafitowy.

Kreutzyt jest niewątpliwie pochodzenia osadowego, podobnie jak grafit styryjski, najbardziej zbliżony do niego własnościami. Powstał on wśród metamorfozy dynamicznej z węgla wieku karbońskiego, pod wpływem swoistych warunków tej metamorfozy. Metamorfoza ta nie doprowadziła tutaj grafityzacji pierwotnego węgla do końca.

Wśród badań petrograficznych w innych punktach obszaru czywczyńskiego znajdowano niejednokrotnie okazy łupków kwarcytowych, zawierających znaczną domieszkę grafitu, w których minerał ten okazywał wyższy stopień grafityzacji. Stwierdzono to na podstawie doraźnych prób przewodnictwa elektrycznego. Fakt ten należy wiązać z wyższym stopniem napięcia dynamicznego wymienionych punktów. Nie jest wykluczone, iż w tych miejscach możnaby natrafić na pokłady grafitu bardziej szlachetnego od albińskiego.

Karboński czywczyński grafit, rozmyty w okresach późniejszych, dostał się jako pelitowy materiał do osadów kredowych. Kredowy flisz potoku Albin zawiera znaczne jego przymieszki. Zachodzi pytanie ogólne czy znany czarny barwnik niektórych pokładów karpackiej dolnej kredy nie jest substancją grafitową. O ile nam wiadomo nie było badań w tym kierunku. Pytanie to uważamy za ważne ze względów ogólnych. Jego rozwiązanie mogłoby dostarczyć przyczynków, być może i do genezy karpackiej ropy. Gdyby się okazało, iż barwnik kredowy w Karpatach jest rzeczywiście grafitem, możnaby uważać tę substancję jako *sui generis residuum* podestylacyjne. Związaną ewentualnych różnic w budowie chemicznej tego barwnika z różnicami regionalnymi ropy karpackiej mogłoby tu dać ważne przyczynki do genezy tej ostatniej oraz do zagadnienia Prakarpat.

Z a s o b y s u r o w c a g r a f i t o w e g o .

Jak wyżej wspomniano zbadano szczegółowo pokłady grafitu jedynie w rejonie Albina. Odkrywanie złoży tego minerału w tej części badanego obszaru nastąpiło wskutek obecności wyraźnych naturalnych odkrywek, odsłaniających duże ilości grafitu. Sztuczne odkrywki, jakie tutaj wykonano, nie odsłoniły jednakże wspomnianych złoży w ten sposób, aby

obliczenie jego zasobów mogło być ściśle przeprowadzone. Obliczenie to było utrudnione również z powodu charakteru geologicznego pokładu. Że zapas podziemny czywczyńskiego grafitu jest jednak prawdopodobnie znaczny, przemawiają za tem następujące okoliczności:

1. Znaczna ilość naturalnych odkrywek w potoku Albin.
2. Zbadana miąższość jednego z gniazd grafitowych wynosiła 2,5 m (gniazdo największe), innego 0,40 m.
3. W jednej ze sztolni, w której miąższość grafitu w miarę jej prowadzenia malała, a złożo rozbijało się na szereg mniejszych gniazd i żył, wybrano po zakończeniu odbudowy w 7 metrze, surowca w ilości około 8 ton.
4. Z powodu trudności technicznych nie przebito nigdzie spągu mas grafitowych, które niewątpliwie występują również poniżej poziomów, w jakich zakładano sztolnie. Obecność grafitu w spągowej części złoża stwierdzono zapomocą krótkich, ręcznych wierceń.

Przyjawszy jako przykład minimalnego zalegania mas grafitowych sztolnię, z której wybrano 30% użytecznego urobku grafitowego oraz jako minimalną powierzchnię zalegania złoża w potoku Albin 2 km², otrzymalibyśmy prawdopodobną minimalną kubaturę w tym obszarze przeszło milion ton surowca. Podanie tej ilości jest o tyle ostrożne, iż za podstawę obliczenia przyjęto między innymi masę grafitu, wywiezioną ze sztolni. Wywożenie to odbywało się ze zrozumiałych powodów wśród znacznych strat. Żadną miarą nie może być ono wskaźnikiem normalnej wydajności górniczej przy eksploatacji. Kubatura surowca grafitowego jest zatem w rzeczywistości znacznie większa. Jakkolwiek grafit czywczyński nie dorównywa swoją jakością szlachetnym gatunkom typu cejlońskiego, nie można bez szczegółowych prób technicznych jego zastosowania praktycznego przesądzać o użyteczności tego materiału. Prawdopodobnie nie do wszystkich praktycznych celów mógłby być użyty. Zagadnienie jego użyteczności technicznej w ścisłym tego słowa znaczeniu nie jest przedmiotem tej pracy.

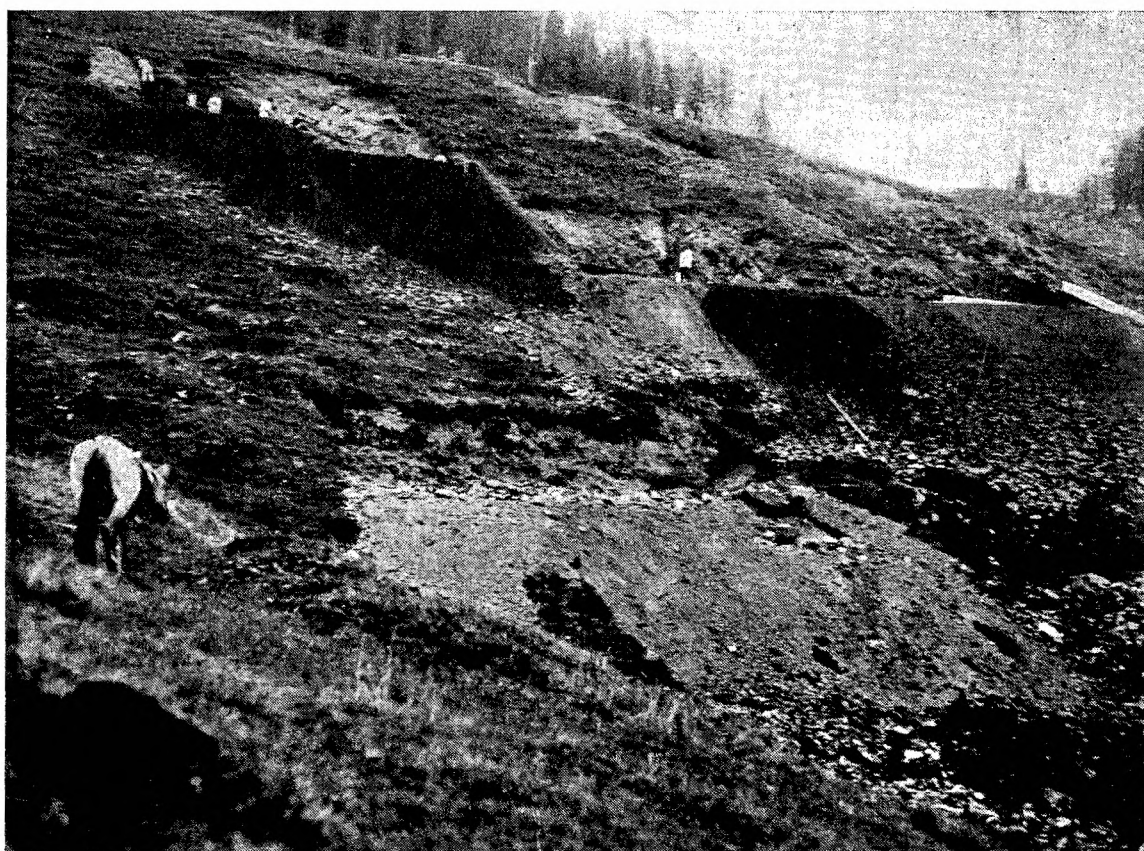
RUDY MANGANOWE.

Jednym z głównych celów ekspedycji czywczyńskiej było znalezienie rud manganowych, których odłamki, występujące w aluwjach dopływów górnego Czeremosza, były znane od dawna. Odłamki te badane laboratoryjnie okazywały dwie części składowe. Ich rdzeń, barwy szarej lub różowej, należał do rodochrozytu, rodonitu i kwarcu, powłoka zaś, barwy ciemno-brunatnej lub czarnej, była mieszaniną różnych tlenków manganu. Sądzono początkowo, iż użyteczną częścią rudy manganowej byłyby znalezione we większej ilości pokłady minerałów tlenowych, pozbawionych domieszek szkodliwych, w tem przedewszystkiem krzemionki. Wstępna analiza chemiczna wspomnianych odłamków zachęcała wyraźnie do energicznych poszukiwań za rudą *in situ*, wykazując od 37 do 40% Mn (czarne naskorupienia), przy zawartości 7 do 19% SiO₂. Motywem tych poszukiwań był również i fakt, iż znane i od dawna eksploatowane pokłady bukowskińskiej rudy manganowej (Jacobeni, Dorna, Watra) występują w obszarze bezpośrednio przylegającym do czywczyńskiego.

Po dokładnem, bardzo szczegółowem, prześledzeniu krystalicznego obszaru czywczyńskiego oraz po uprzedniem zaznajomieniu się z geologją i petrografją analogicznych terenów manganowych rumuńskich, znaleziono w trzecim roku badań rudy manganowe, występujące *in situ* w rejonie Prełuźnego. Odkrycia tego dokonali niezależnie od siebie i równocześnie M. K a m i e ń s k i i Z. P a z d r o. Pierwszy znajduje rudy manganowe w dzikim jarze Maskatyna, drugi na połoninie Prełuźnego, nad potokiem Strymbą.

Środki uzyskane przez zainteresowane czynniki na szczegółowe zbadanie wymienionej rudy pod względem jej jakości i zasobów, pozwoliły na ustalenie wszystkich ważnych tutaj praktycznie jej cech.

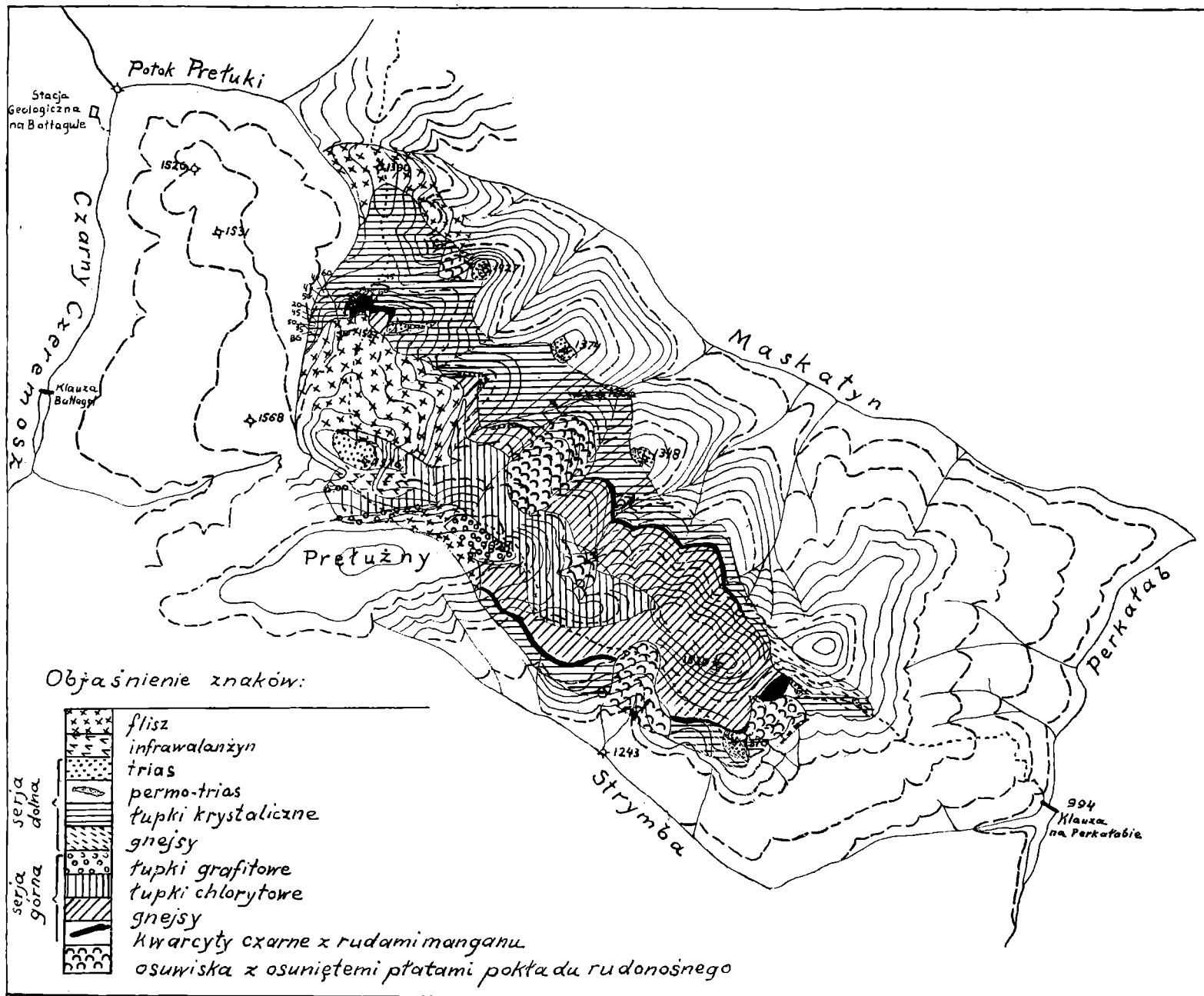
Pierwsze badania geologiczne, obejmujące zagadnienie ilości rudy manganowej, jej formy występowania i t. p., zostały wykonane przez jej odkrywców. W roku 1932 i 33-cim wykonano szereg odkrywek odsłaniających wychodnie rudy manganowej dla zorientowania się ścisłego w sposobie jej zagłębienia (Ryc. 19). Ostateczne ustalenie wszelkich ważnych



Ryc. 19. Odkrywki pokładu manganowego na Prełużnym.

praktycznie danych terenowych wymienionej rudy zostało powierzono prof. Nowakowi, doc. dr. M. Książkiewiczowi i dr. St. Sokołowskiemu z Krakowa.

Równoległe z opracowywaniem geologicznym rudy szło ich badanie laboratoryjne, mikroskopowo-chemiczne. Wyniki tych badań są zestawione poniżej, w dwóch częściach. Część pierwsza obejmuje ocenę złoża, podaną przez wymienionych ostatnio geologów, część druga badania laboratoryjne, wykonane w Instytucie Mineralogji i Petrografji Politechniki i Uniwersytetu J. K.



Ryc. 20. Mapa geologiczna manganowego terenu rudonośnego między B. a Cz. Czeremoszem.
(Skala 1 : 25.000, według M. Książkiewicza i St. Sokołowskiego).

I. Geologiczna ocena złoży rud manganowych w Górach Czywczyńskich.

I. Wstęp.

Celem pracy było zbadanie położenia rud manganowych, ustalenia warunków geologicznych, wśród jakich one występują i orientacja co do ich ilości. Jak wykazuje załączona mapa (Ryc. 20), teren występowania rud, to obszar wysokich gór, ponad 1600 m, położonych w partjach źródłowych Czere moszu Białego i Czarnego, między potokami Prełuki, Maskatyn i Strymba. Różnica wysokości względnych między dolinami rzek a partjami szczytowymi dochodzi do przeszło 600 m. Poziom kruszczowy leży na wysokościach bezwzględnych 1360 do 1580 m.

Obszar zbadany leży w rejonie przeważnie dużych połonin górskich, mniejsze jego części są pokryte lasem wysokopiennym. Praca geologiczna jest tu trudna nie tylko z powodu, iż teren jest pustkowiem, odległym o dziesiątki km od sadyb ludzkich, pozbawionem wszelkich środków komunikacji, ale również z powodu szczelnego zakrycia kilkumetrowym pancierzem zwietrzeliny, utrudniającej dostęp do litej skały. Tylko dzięki górniczym wkopom było możliwe uzyskać obraz ogólny rozmieszczenia rud. Oczywiście, że punkty wkopów musiały być interpolowane już tam, gdzie przebieg poziomego kruszczowego był w terenie silnie zamaskowany zwietrzeliną, już też tam, gdzie dotarcie do rudy było łatwiejsze, by uzyskać wgląd w stosunki rozkładu rud, czy też struktury mineralnej.

2. Warunki geologiczne występowania rudy.

Obszar objęty badaniami jest zbudowany ze skał krystalicznych i związanych z nimi starszych mezozoicznych (głównie triasu), wynurzających się z pod fliszu. Tektonicznie krystalikum rozpada się na dwie serje, dolną i górną. Grupa górna nasunięta jest na krystalinice grupy dolnej i tworzy płat z nasunięcia. Płat buduje szczytową partję pasma, a w niżej położonych częściach grzbietu na N, NE, E, i S ukazują się z pod niego utwory grupy dolnej. W zachodniej części

na obu grupach leży płatami flisz, między pp. 1576 i 1527, oraz na Prełużnym.

Serja dolna złożona jest z krystalinów, permotriasu i triasu. W skład krystalinów dolnej serji w tym obszarze wchodzi ą łupki serycytowe, chlorytowe, krzemionkowo-grafitowe, kwarcyty jasne, wapienie krystaliczne i gnejsy. Największe rozprzestrzenienie w tej serji mają łupki serycytowe. Na serji krystalicznej w postaci zaklinowanych skałek leżą utwory osadowe. Wśród nich najstarszym poziomem są zlepieńce i kwarcyty permotriasu („Verrucano“) i dolomity oraz wapienie triasu dolnego i środkowego (?). Tektonicznie występowanie skałek można podzielić na dwa pasy: NE występujący na granicy krystalinów i fliszu, oraz jako skałki leżące pod krystalinami serji górnej.

Serja górna składa się od dołu z horyzontów następujących:

1) Najniższy poziom tworzą kwarcyty i łupki krzemionkowe, zawierające wkładki rud manganowych.

2) Nad niemi leży zespół wydzielony w mapie jako gnejsy. Zespół składa się w dolnej części przeważnie z grubo-ławicowych gnejsów z ziarnami kwarcu i wkładkami łupków kwarcytowo-chlorytowych, których ilość ku górze wzrasta, tak, że tworzą one górną część serji gnejsów. Niekiedy w tej serji gnejsy nie są rozwinięte, a zastępują je grubo-ławicowe kwarcyty chlorytowe, jak np. na skałce 1527 i na pd. wsch. stokach Prełużnego. Najprawdopodobniej gnejsy i kwarcyty zastępują się ubocznie.

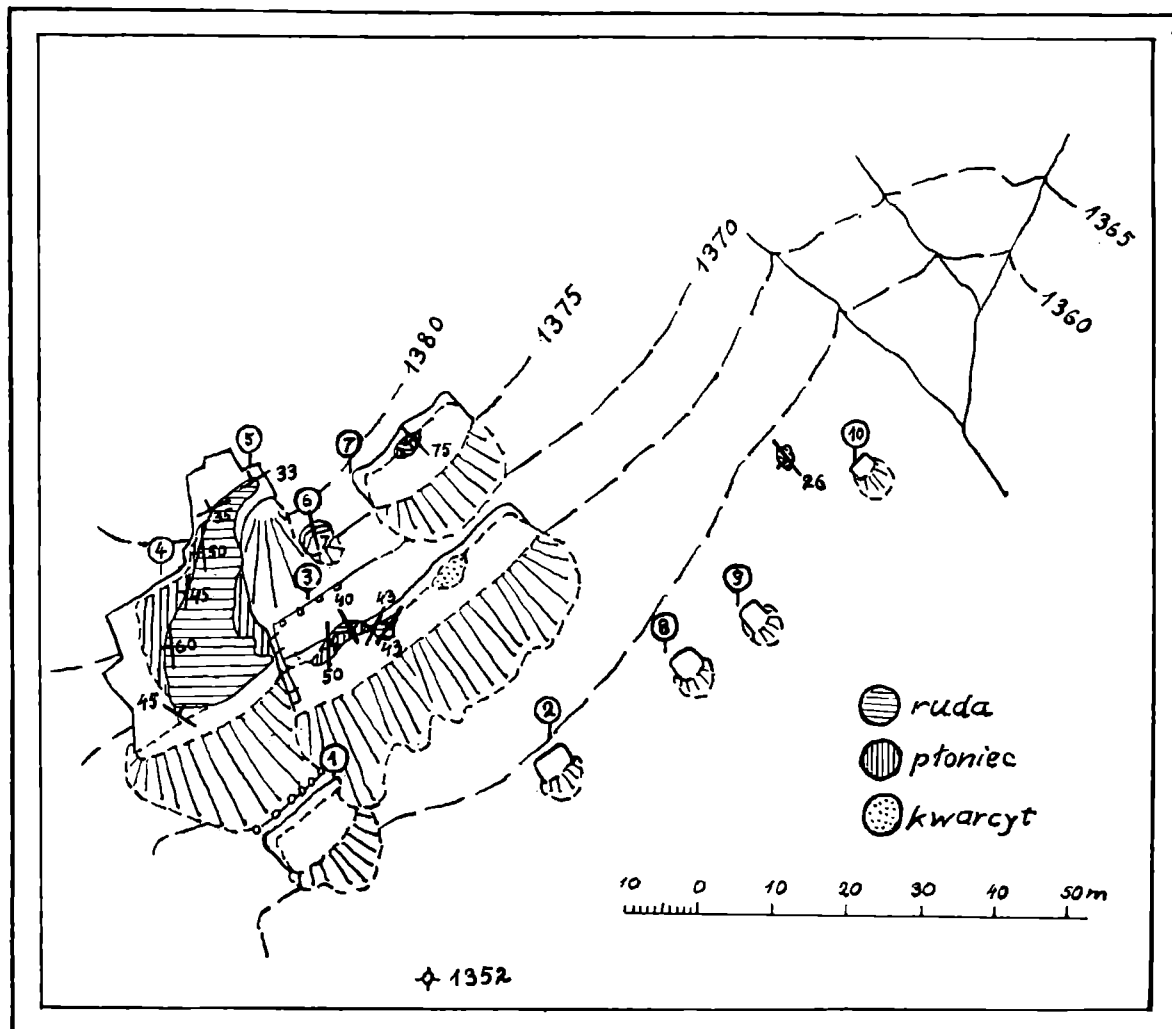
3) Ponad tym kompleksem leży serja łupków chlorytowych z wtrąceniami łupków serycytowych.

4) Najwyższy zespół tworzą łupki grafitowe. Są to krzemionkowe czarne łupki z lustrami grafitowemi, z wkładkami łupków serycytowych i żyłami białego kwarcu.

Na serji krystalicznej górnej leży wokoło szczytu 1576 serja osadowa, składająca się z kwarcytów i zlepieńców permotriasu, wapieni i dolomitów triasowych i serji łupków ciemno-szarych, ilastych z wtrąceniami twardych łupków czerwonych, krzemionkowych i kwarcytów. Serja ta oznaczona jest na mapie jako „infrawalanżyn“. Na granicy infrawalanżynu i serji łupków chlorytowych występuje także amfibolit.

Flisz transgreduje na obu serjach, na siebie nasuniętych, jest zatem młodszy od nasunięcia.

Poziom kruszcowy, jak z powyższego wynika, występuje w spągu nasunięcia serji górnej, umieszczony jest



Ryc. 21. Plan odsłoneń rudy manganowej nad Strymbą (według M. Książkiewicza i St. Sokołowskiego).

zatem między krystalincami serji dolnej a gnejsami serji górnej. Najbardziej wsch. punktem występowania poziomu kruszcowego jest SE zbocze grzbietu oznaczonego p. 1520. Gnejsy wychodzą w tym miejscu w powietrze ku SE, a z pod nich wynurza się kompleks kwarcytów serji kruszcowej. Pokład odsłonięty jest robotami górniczymi, dzięki którym można przedstawić jego skład i budowę następująco: (por. „plan odsłoneń rudy manganu“, ryc. 21). Najlepiej odsłonięty jest pokład w odkrywce 4—5. W górnej części odsłoneń (przy sygnale 5) pokład (strop) biegnie ENE z zapadem 33° do 35° ku NW. Na-

stępnie wygina się ku S z zapadem na W 45° do 60° , wreszcie w dolnej części odkrywki skręca bieg pokładu na SE z upadem około 45° ku NE. W spągu i stropie pokładu znajdują się łupki krzemionkowe (płońce). Miąższość pokładu rudy w dolnej części odkrywki 4 wynosi 10 m, w górnej części spada do 5 m. W środku wkopu Nr. 7 znajduje się pokład rudy między warstwami płońca około 1 m grubości. Bieg pokładu NW-SE, zapad 75° SW. W odkrywce Nr. 3 występują dwie wkładki rudy. Pd.-zach. jest silnie zaburzona i przedstawia się jako strzęp pokładu rudy, leżący na płońcach. Strop niewidoczny z powodu przykrycia rumoszem. Grubość widoczna pokładu jest 2 m. Od tej warstwy kruszcowej oddzielają płońce drugą wkładkę rudy o biegu NE-SW i zapadzie 43° na NW. Grubość widoczna 2 m. W pn.-wsch. część odkrywki Nr. 3 występują czarne kwarcyty silnie sfałdowane, zapadające pod serję kruszczową. Podobne kwarcyty odsłonięte są ponad odkrywką 10.

Z rozmieszczenia powyższych odsłonieć wynika, że w serji kruszcowej najniżej leżą kwarcyty; nad nimi leży pofałdowany kompleks łupków krzemionkowych (płońców) z trzema wkładkami pokładu kruszczowego. Dwa niższe pokłady odsłonięte są w odkrywce 3, pokład wyższy (główny) jest najgrubszy. Pokład kruszczowy odkrywki 7 jest prawdopodobnie dalszym ciągiem pokładu z odkrywki Nr. 4 i 5. Cała serja kruszczowa zapada pod gnejsy. Przebieg pokładu ku SW jest zamaskowany osuwiskiem, ale po drugiej stronie osuwiska ponad skałką 1370 występują znowu łupki krzemionkowe pokładu kruszczowego, a w materjale zsuniętym przez osuwisko, poniżej ścieżki biegnącej do kłauzy na Perkałabie znajdują się obok kwarcytów, płońców także kawałki rudy manganowej.

Przebieg wychodni pokładu kruszczowego od p. 1370 ku zach. da się prześledzić na pd. zboczu pasma biegnącego od p. 1520 ku Prełużnemu tylko w przybliżeniu. Zbocze to jest źle odsłonięte, ale poniżej gnejsów a ponad serją serycytową dolną w wielu miejscach występują ułamki kwarcytów i płońców, zaznaczając jego przebieg. Wychodnia pokładu kończy się na pd.-wsch. zboczu Prełużnego poniżej p. 1628, gdzie pokład wraz z pokrywą gnejsów przykryty jest przez flisz.

Od odkrywek górniczych nad Strymbą ku NE pokład, o ile można wnosić z badań powierzchniowych, dochodzi do

żlebu między odkrywkami a kolebą robotników, gdzie pokład jest ścięty przez wstecznie nasuniętą grupę krystaliczną dolną. Pokład zanurza się w kierunku NW tunelowo pod gnejsy serji górnej i wynurza się znowu na N od p. 1520 na pn. zboczach grzbietu opadających ku Maskatynowi. Ku NW można śledzić jego bieg aż do wielkiego zsuwu, znajdującego się na grzbiecie między p. 1628 a 1266. W obrębie tego przebiegu na wsch. zboczu grzbietu, rozciągającego się między p. 1628 a 1348 nad potokiem spływającym ku Maskatynowi, znajduje się mały zsuw, który obniżył oderwane płyty pokładu kruszcowego na dno doliny. W tych płatach odsłoniętych przez roboty górnicze obok łupków krzemionkowych znajdują się także kawałki rud. Roboty górnicze wykazały, że ponad rudami znajduje się zwalisko bloków gnejsowych. Kawałki rud pochodzą z pokładu, który *in situ* znajduje się wyżej, biegnąc wpoprzek grzbietu mniej więcej wzdłuż ścieżki myśliwskiej. Tutaj poniżej gnejsów, występujących *in situ*, znajdują się kwarcyty, łupki i rudy, jako bloki i ułamki.

Po drugiej stronie zsuwu znajdującego się na grzbiecie między p. 1628 a 1266 na prawym stoku żlebu, biegnącego z pod szczytu 1576 do p. 1266 występują znowu kwarcyty pokładu kruszcowego, leżące na triasie a pod gnejsami. Na lewym brzegu utwory te nie są odsłonięte. Być może, że pokład został przerwany wskutek wyciśnięcia. Na grzbiecie między szczytem 1576 a p. 1374 pokład ukazuje się znowu na krótkiej przestrzeni, leżąc pod gnejsami i wraz z nimi chowa się pod pokrywą fliszową. Z pod fliszu wynurza się pokład znowu wraz z „gnejsami“ przy p. 1527. Gnejsy budują szczyt wzgórza 1527. Na jego E i N zboczu z pod gnejsów ukazuje się pokład kruszcowy. Na E zboczu jest on silnie wyciśnięty i sfałdowany. Na N zboczu natomiast rozszerza się i wśród kwarcytów i łupków krzemionkowych pojawiają się rudy, które częściowo zostały odsłonięte przez wkop górniczy. Miąższości pokładu w tem miejscu podać nie można, gdyż ruda została odsłonięta jako wielki osunięty blok. W każdym razie występowanie tego bloku świadczy, że pokład tu występujący jest gruby, a występować musi nieco wyżej.

Na pn.-zach. od skałki, zach. części grzbietu opadającego ku dolinie potoku Prełuki, między dwoma skałkami gnejso-

wemi serji górnej, znajduje się źle odsłonięty płat kwarcytów i łupków krzemionkowych. W zwietrzelisku ich znajdują się także ułamki rudy manganowej.

3. Uwagi ogólne o rozmieszczeniu pokładu kruszcowego.

Jak z powyższego szkicu geologicznego wynika, występowanie rud manganowych w zbadanym obszarze związane jest wyłącznie z serją czarnych kwarcytów i łupków krzemionkowych. Jakkolwiek bez uciekania się do sztucznych robót odkrywkowych nie wszędzie wzdłuż wychodni pokładu kruszcowego można stwierdzić występowanie rud na powierzchni, to jednak stwierdzenie ścisłego związku rud z kwarcytami i łupkami krzemienistymi pozwala wnosić, że także w innych miejscach wśród kompleksu kwarcytów i łupków krzemionkowych znajdują się wkładki rudy. Ze zdjęcia geologicznego wynika, że pokład kruszcowy, stanowiący podstawę nasuniętego płata krystalicznego serji górnej, wychodzi na brzegach nasunięcia na powierzchnię. Zapadając ze wszystkich stron pod gnejsy serji górnej pokład kruszcowy ciągnie się pod gnejsami, tworząc, zwłaszcza w środkowej i wsch. części obszaru, jednolitą warstwę. W zach. części ulega rozzerwaniu a także w znacznej części schowany jest pod fliszem.

4. Stosunki ilościowe rudy.

Wyjście na dzień pokładów łupków kwarcytowych, zawierających rudy manganowe zostało stwierdzone na badanym obszarze na długości około 5600 m. Te wychodnie, zaznaczone na mapach, zamykają w sobie obszar około 3 km długości, a przeciętnie około 650 m szerokości. Powierzchnia tego obszaru równa się około 2 km² (1,950.000 m²). Jest rzeczą oczywistą, że pokład łupków kruszcowych tworzy płytę leżącą w spągu serji górnej krystalinów, a stwierdzone wychodnie są brzegami tej płyty. Ich stan odsłonięcia dzisiejszego jest zależny od postępu zdzierania całego kompleksu skalnego przez erozję. Stąd mamy prawo przypuszczać obecność rud w kompleksie płyty łupków kruszcowych w tym samym stopniu, w jakim ujawniają się one na jej ukrytych przypadkowo brzegach.

Jeżeli zatem pomnożymy powierzchnię obszaru rud w ten

sposób określonego przez miąższość pokładu i ciężar właściwy rudy, otrzymamy przypuszczalną ilość surowca, zawartą w zbadanym obszarze.

Co się tyczy obszaru, zdajemy sobie sprawę, że powierzchnia poziomu rud jest powierzchnią nasunięć tektonicznych, żeśmy stwierdzili nie tylko porozrywanie pokładu, powygniatanie miejscowe, ale i brak odsłoneń po stronie pn.-zach. obszaru. To są powody, iż, by uniknąć optymizmu w obliczeniach, uwzględniamy tylko jego część wschodnią, długości 2 km, a szerokości 650 m, czyli powierzchnię 1,3 km².

Miąższości otrzymaliśmy w odkrywkach: 10, 5, 1. 2. m. Przeciętna, którą z konieczności musimy się posługiwać wynosi 4 m. Dla wszelkiej ostrożności bierzemy tylko 2 m.

Ciężar właściwy przyjmujemy okrągło 4.

W ten sposób otrzymujemy $1,3 \text{ km} \times 2 \times 4 = 10,400.000$ ton rudy.

Podkreślamy, iż obliczenie to powinno służyć tylko do wskazania orientacyjnego rzędu wielkości, z którym mamy tu do czynienia. Jest wiadomem, że ściśle dane co do ilości kruszców w analogicznych przypadkach osiąga się dopiero gdy eksploatacja obszaru jest skończona. Obliczenia oparte nawet na większej ilości danych i przy kopalniach prosperujących przez dłuższy czas zwyczajnie nie o wiele są ściślejsze, gdy chodzi o zapasy przypuszczalne. Wolno przypuszczać, że obszar wzięty przez nas pod uwagę przy obliczeniach zapasów jest jednak większy.

Ponieważ nasunięcie serji górnej zachowane jest na grzbiecie w postaci oderwanego wcięciami dolin płatu, a płat ten został nasunięty z poł., można przypuszczać, że pasmo biegnące po poł. stronie Strymby, w swej części szczytowej, jest zbudowane z górnej serji krystalicznej, w której spąg również występować może pokład manganowy. Stąd nasze przypuszczenia co do ilości rud nie wydają się nam optymistyczne.

Z a k o ń c z e n i e.

Odległość od okolic zamieszkałych, brak dróg i innych środków komunikacyjnych, znaczna wysokość ponad poziom morza, tłumaczą fakt, że złoża te dotąd nie były nie tylko eks-

ploatowane, ale nawet nie były znane. Na podobne trudności uskarżają się badacze analogicznych złóż na Bukowinie około sto lat temu. A jednak nie wiele czasu upłynęło, by już przez rok 1885 wydobyto tu 2000 ton rud manganowych. W roku 1930 produkcja wynosiła tu już przeszło 33.000 ton rocznie. Przy takiej samej eksploatacji wystarczyłoby naszych przypuszczalnych zapasów na 300 lat. Jak wiadomo złoża bukowińskie występują w zupełnie analogicznych warunkach geologicznych i są prostym przedłużeniem opracowanego wyżej wystąpienia. Nie wdajemy się tu w porównanie wystąpień bukowińskich z naszymi, co musi być przedmiotem osobnego studjum. Zaznaczamy tylko, że wysad naszych krystalinów jest częścią dużego wysadu takichże skał Karpat wschodnich, którego oś wzdłużna zapada zwolna w kierunku NW. Dzięki temu, w miarę jak się posuwamy od Bukowiny ku naszemu odcinkowi będziemy mieli w konsekwencji do czynienia naogół z coraz wyższymi członami tektonicznymi tej silnie sfałdowanej serji. Prawdopodobnie tą okolicznością trzeba będzie tłumaczyć fakt, że na Bukowinie występują, w przeciwieństwie do naszego odcinka, złoża rud manganowych utlenionych. Należąc do odcinka tektonicznego mocniej wyniesionego odsłaniają struktury tektoniczne głębsze co ułatwiło dostęp czynnikom atmosferycznym i oksydację złóż.

II. Wyniki badań mikroskopowo-chemicznych.

W badaniach terenowych ustalono występowanie dwóch rodzajów rudy manganowej wśród opisanych w części pierwszej warunków geologicznych.

W poziomach wyższych zjawia się ruda w formie związków tlenowych, jako mieszanina prawdopodobnie różnych minerałów tej grupy. W tej formie znaleziono ją poraz pierwszy w naturalnych odsłonięciach na Prełużnym i Prełukach.

Pierwsze roboty odkrywcze zostały przeprowadzone w poziomie wspomnianych rud tlenowych. Przy rozszerzaniu odkrywek natrafiano w poziomach głębszych na rudę typu krzemianowo-węglanowego. Okazało się wśród postępu prac odkrywczych we wszystkich punktach złoża, iż ta forma rudy jest tu elementem dominującym, typem, który jedynie mógł wchodzić w rachubę praktyczną. Forma tlenowa rudy wiąże

się genetycznie z krzemianowo-węglanową, z której powstała przez utlenienie w sprzyjających warunkach hydrologicznych.

Badaniom poddano oba rodzaje rudy. Wyniki tego badania są następujące.

R u d a t l e n o w a.

Ten rodzaj rudy, występujący w terenie w „czapach“, tworzy duże bloki, nieregularnych kształtów, najczęściej formy ostrokrawędzistej, barwy brunatnej lub czarnej. Wewnątrz odłamków występuje najczęściej w gniazdach limonit obok żył kwarcowych. Okazy tej rudy są znacznej twardości, pochodzącej od dużej ilości spoiwa krzemionkowego.

Skład chemiczny rudy tlenowej, przeciętnej próbki okazał się następujący w ‰ wag.: Cz. rozp. w HCl: SiO₂ 0,25, Fe₂O₃ 4,30, Al₂O₃ 0,64, MnO₂ 30,77 MnO 28,01, CaO 1,51, MgO 1,19, K₂O 0,04, Na₂O 0,20, P₂O₅ ślad, CO₂ 9,71, -- H₂O 3,99, + H₂O 4,46. Cz. n. w HCl 14,67. Suma 99,74.

Z wyników chemicznej analizy można wnosić, iż badany materiał składał się głównie z tlenowych związków manganu. Obok tego były w nim zawarte w niedużej ilości węglanowe związki manganu, magnezji i wapnia (rodochrozyt, kalcyt, magnezyt). Część rudy manganowej występowała niewątpliwie również w formie związków uwodnionych. Część nierozpuszczalna w stęż. HCl odpowiadała krzemianowi manganu (rodonitowi) oraz kwarcowi. Resztę tworzyły związki żelaza, występujące tu głównie w formie limonitu. Powyższy skład mineralny rudy tlenowej został potwierdzony obserwacjami mikroskopowymi.

Wymieniona ruda zawierała następujące pierwiastki ważne metalurgicznie: Mn 41,15‰, Fe 3,00‰, P ślad.

Na podstawie powyższych wyników można określić analizowany materiał jako ś r e d n i o p r o c e n t o w y.

R u d a k r z e m i a n o w o - w ę g l a n o w a.

Główną masą złoża jest ruda węglanowo-krzemianowa, która występuje w badanym obszarze w formie pokładu o miąższości od 10 do 1 m. Pokład tej rudy jest zreguły spękany tak, iż materiał występuje w nim w postaci dużych nieforemnych bloków, dochodzących niejednokrotnie do kilku-

dziesięciu kg wagi. Charakter złoża jako pokładu zaznacza się wyraźnie przez występowanie ławic uwarstwowanych. Obok powierzchni warstwowania zjawia się tu system wtórnych spękań, przebiegających w odmiennym kierunku względem warstwowania (kliważ).

Poszczególne bloki rudy pokryte są zreguły brunatną lub czarną powłoką rudy tlenowej, która naskorupia wewnątrz złoża krzemianowo-węglanowego różnej miąższości warstwą. Wnętrze to z pozoru zewnętrznego przypomina zbite piaskowce lub kwarcyty. Właściwa ruda krzemianowo-węglanowa jest barwy szarej z odcieniem różowym lub oliwkowym. Zazwyczaj barwa jej jest niejednolita — poszczególne okazy są mniej lub więcej plamiste. Niejednolitość barwy występuje szczególnie wyraźnie na tle wypolerowanych okazów, które ujawniają w doskonałej formie różnorodność składu mineralnego złoża.

Istotny skład tego złoża został szczegółowo odcyfrowany w badaniach mikroskopowych na podstawie studjum dużej ilości szlifów.

Wśród tego studjum okazało się, iż głównymi składnikami złoża są minerały: *rodochrozyt*, *rodonit* i *kwarc*. Ubocznie występują tu tlenki żelaza i manganu obok *kalcytu* i *granatu*.

Przeważającym minerałem jest *rodochrozyt*. Stanowi on główne tło skalne, w którym są pogrążone inne minerały. W zależności od miejsca pobrania próbek morfologia tego minerału była różna. W szlifach zjawia się *rodochrozyt* najczęściej w postaci zbitej drobnokrystalicznej masy, złożonej z mikroskopowej wielkości ziarn izometrycznie rozwiniętych (Tabl. X 4). W pewnych partjach jego ziarno staje się większe a pokrój skały zbliża się wtedy do marmuru. Do charakterystycznych cech strukturalnych złoża należy układanie się ziarenek *rodochrozytu* niejednokrotnie w postaci smug przebiegających w różnych kierunkach szlify.

Większe ziarna *rodochrozytu* okazują również pokrój izometryczny, wyraźnie zbliźniaczenia polisyntetyczne, silny relief oraz bardzo wysoką dwójłomność, przy negatywnym charakterze optycznym.

Rodochrozyt występuje w złożu również w postaci żył różnych rozmiarów, przebiegających nieregularnie przez tło

szlifów (Tabl. X₁). Tutaj tworzy on zreguły największe kryształy, rozwinięte izometrycznie, zbliżniaczone polisyntetycznie. Prążki bliźniacze są częstokroć powyginane pod wpływem sił tektonicznych.

Rodonit należy w dzisiejszym złożu manganowem do minerałów reliktowych. Tworzy on ziarna kilkakroć razy większe od przeciętnych form rodochrozytu. Ziarna te są rozwinięte bądźto izometrycznie, bądźteż wydłużone w jednym kierunku, zazwyczaj jednak kształty posiadają nieregularne, o morfologii panheteromorfowej (Tabl. VII 6). Łupliwość kryształów zaznacza się wyraźnie w postaci grubych linii, nieprzebiegających jednakże zazwyczaj przez całą długość kryształów. Dwójłomność niska: $\gamma - a = 0,013 - 5$. $2V\gamma = 45^\circ$. Wskutek wysokich współczynników załamania relief wybitny.

Minerał ten wyizolowano ze skały i poddano analizie chemicznej. Wyniki tej analizy, wykonanej przez Doc. dr. M. Kamińskiego, są następujące (w % wag.):

SiO₂ 48,07, Al₂O₃ 0,04, FeO 4,89, MnO 43,00, MgO 1,14, CaO 3,13, alkalja ślad, P₂O₅ brak, TiO₂ brak, — H₂O 0,14, CO₂ brak.

Po przeliczeniu na stosunki molekularne uzyskano z powyższych liczb następujący obraz przypuszczalnej budowy rodonitu w % mol.: MnSiO₃ 75,7, FeSiO₃ 8,5, CaSiO₃ 7,0, MgSiO₃ 3,6, SiO₂ 5,2. Liczby te świadczą o tem, iż analizowany minerał zawiera obok przeważającej ilości metakrzemianu manganu domieszki żelazo-wapniowo-magnezowe. Nadmiar krzemionki jest tu prawdopodobnie mechaniczną domieszką, zawartą w rodonicie w postaci kwarcu.

Ciężar właściwy oznaczony piknometrem = 3,32.

Kwarc występuje w skale rodonitowo-rodochrozytowej prawie wyłącznie jako minerał wtórny, wypełniający bądźto żyły różnej miąższości, przebiegające przez pole szlifów, bądźteż tworzy pojedyncze ziarna lub agregaty, występujące nieregularnie na tle złoża (Tabl. X₁, 4).

W żyłach zjawia się ten minerał w postaci izometrycznie rozwiniętych, dużych, panidjomorfowych ziarn, okazujących częstokroć faliste znikanie światła. W tych utworach skały towarzyszy mu często rodochrozyt, który pozatem tworzy żyły samodzielne.

Obecność kwarcu w formie rozprószonych ziarn na tle skały nadaje jej znaczną zwięzłość i twardość.

M i n e r a ł y p o b o c z n e. Wśród tych minerałów zwraca uwagę przede wszystkim **g r a n a t**. Mineral ten tworzy bądźto drobne izometrycznie rozwinięte kryształy, rozprószone bezładnie w niektórych okazach, bądźteż duże osobniki, które utraciły swe formy dzięki przeobrażeniom dynamicznym. Kryształy granatu są bezbarwne, okazują silny relief dzięki wysokim współczynnikom załamania. Są one zreguły izotropowe, a tylko tu i ówdzie okazują bardzo słabą dwójłomność. Większe ich kryształy są poprzerywane stale licznymi żyłami rodochrozytu i kwarcu (Tabl. X 6).

Do minerałów pobocznych zaliczyć wypada tlenki manganu pochodzenia wtórnego, metasomatycznego. Powstały one w łożu niewątpliwie dzięki utlenieniu krzemianowych i węglanowych związków manganu.

S t r u k t u r a p e t r o g r a f i c z n a z ł o ż a. Mikroskopowe badanie szlifów skały rodonitowo-rodochrozytovej pozwoliło odcyfrować ściśle jej stosunki genetyczne. Zauważono tu między innymi następujące cechy.

Tło skały tworzy rodochrozyt, rozwinięty bądźto jako krystaliczna masa drobnoziarnista, o panheteromorfowem rozwoju osobników, bądźteż występujący w postaci żył opisanych wyżej. Kwarzec, obecny w skale w rozprószonych drobnych osobnikach lub też skupiony w żyłach jest ściśle paragenetycznie związany z rodochrozytem. W niektórych szlifach zauważono, iż kwarzec tworzy rodzaj „mezostasis“, zlepiającą kryształy rodochrozytu.

Rodonit występuje w skale jako mineral niewątpliwie reliktowy. Tu i ówdzie tworzy on zwarte agregaty, złożone z większych, bezładnie rozrzuconych osobników, przypominających strukturę granitową. Najpospoliciej jednak jest on zachowany w postaci ziarn, zniszczonych bądźto mechanicznie, bądźteż chemicznie (Tabl. X 3). Jego charakter reliktowy podkreślają szczególnie liczne żyłki wypełnione świeżym rodochrozytem i kwarcem, które nagromadzają się obficie zwłaszcza na tle wspomnianych wyżej agregatów.

Obrazy tak przedstawionej struktury skały świadczą niewątpliwie o tem, iż rodochrozyt i kwarzec powstały z rozkładu pierwotnego rodonitu.

Skład chemiczny rudy krzemianowo-węglanowej.

Obraz chemicznej budowy rudy krzemianowo-węglanowej przedstawia następująca analiza, dokonana na przeciętnej próbce jednego większego bloku skały:

% wag.	cz. rozp. w HCl	cz. nier. w HCl	anal. całk.
SiO ₂	0,70	17,46	18,16
Al ₂ O ₃	—	0,65	0,65
Fe ₂ O ₃	1,56	—	1,56
FeO	0,75	1,27	2,02
TiO ₂	śląd	śląd	śląd
CaO	2,75	0,75	3,50
MgO	0,95	0,57	1,52
MnO	36,84	9,48	46,32
K ₂ O	0,27	—	0,27
Na ₂ O	0,16	—	0,16
P ₂ O ₅	0,35	—	0,35
CO ₂	25,33	—	25,33
+ H ₂ O	0,35	—	0,35
— H ₂ O	—	—	0,18
Suma	70,19	30,18	100,37

Składniki metalurgicznie ważne:

- (a) Mn 35,88, Fe 2,66, P 0,15, SiO₂ 18,16.
- (b) Mn 40,75, Fe 2,37, P 0,22, SiO₂ 1,00.
- (c) Mn 64,38, Fe 3,77, P 0,34, SiO₂ 1,58.

(a = obliczenia z analizy całkowitej, b = po przeliczeniu części rozpuszczalnej na 100%, c = po przeliczeniu na 100% części rozpuszczalnej bez CO₂ i H₂O).

Na podstawie wyników powyższej analizy, wykonanej przez dr. St. Biskupskiego, obliczono skład mineralny złoża, który przedstawia się następująco w % mol.: rodochrozyt 60,00, kalcyt 4,6, magnezyt 2,8, syderyt 1,2, limonit 1,2, apatyt 0,3, rodonit 18,4, kwarciec 11,5.

Część rozpuszczalna w HCl zawierała w % mol.: rodochrozyt 85,6, kalcyt 6,6, magnezyt 4,0, limonit 1,7, syderyt 1,7, apatyt 0,4.

Część nierozpuszczalna w HCl zawierała w %/0/0 mol.:
rodonit 61,5, kwarczec 38,5.

Powyższe liczby ilustrują wyraźnie charakter chemiczny i mineralny rudy krzemianowo-węglanowej. Analizowana próbka była przeciętną jednego dużego bloku.

Dla zobrazowania stosunków chemicznych całego złoża okazała się potrzeba wykonania większej ilości analiz próbek przeciętnych, pobranych z różnych jego punktów.

Złoże krzemianowo-węglanowe nie jest w terenie zróżnicowane. Wszystkie okazy próbek, bez względu na miejsce pobrania, są megaskopowo identyczne. Zróżnicowanie chemiczne złoża mogło zatem zostać uchwycone jedynie za pomocą dużej ilości analiz próbek, pobranych z różnych punktów. Analiz takich wykonano narazie 30. Próbki do analiz przygotowywano w sposób następujący.

Na Prełużnym, gdzie wykonano największe odkrywki, odsłaniające pokłady o miąższości do 10 m rudy manganowej, odbijano z każdego bloku, wystającego z odsłonięcia, bryły kilkukilogramowe. Uprzednio wykonano plan rozmieszczenia bloków krzemianowo-manganowych. Pobrane w ten sposób próbki rozbijano i drogą kwartowania uzyskiwano materiał do analizy chemicznej. W ten sam sposób postąpiono z odkrywką na Prełukach, gdzie wykonano mniejsze odsłonięcie. Na Maskatynie nie zdołano odsłonić złoża *in situ* z powodu obecnego tam olbrzymiego zsuwu. Dlatego pobrano z tego punktu kilka bloków rudy zmieszanej z płońcami.

W rezultacie przygotowano do rozbioru chemicznego w powyższy sposób 75 próbek z których w laboratorium poddano część rozbiorowi. Z odkrywki w Prełukach wykonano 5 analiz (4, 5, 6, 15, 17), z Maskatynu 1 (29), resztę z odkrywki nad Strymbą (Prełużny). Analiz chemicznych wykonano narazie 30, a wyniki ich są przedstawione poniżej

Analizy uporządkowano w spisie według rosnącego procentu Mn.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
SiO ₂	55,83	43,80	38,14	36,37	27,64	26,79	30,36	26,49	24,44	24,86
MnO	18,48	27,96	30,97	32,49	34,54	36,86	37,84	37,88	39,13	39,69
Fe ₂ O ₃	9,74	10,30	9,41	8,18	7,16	7,88	10,55	10,18	7,41	10,76
Al ₂ O ₃	2,41	2,78	1,97	0,06	0,99	0,18	0,60	0,35	1,56	0,19
CaO	—	—	2,36	2,50	—	3,10	2,00	—	—	1,99
MgO	—	—	0,93	0,18	—	0,60	1,13	—	—	0,78
P ₂ O ₅	0,29	0,44	0,43	0,09	0,31	0,22	0,26	0,60	0,24	0,50
Strata	9,90	10,69	13,66	18,21	21,88	21,57	16,72	15,90	20,84	18,34

Składniki metalurgicznie ważne.

Mn	14,3	21,7	24,0	25,7	26,8	28,5	29,3	29,3	30,3	30,7
Fe	6,7	7,2	6,6	5,7	5,0	5,5	7,4	7,1	5,2	7,5
P	0,13	0,19	0,19	0,04	0,13	0,09	0,11	0,26	0,11	0,22
SiO ₂	55,8	43,8	38,1	36,4	27,6	26,8	30,4	26,5	24,4	24,9

Składniki metalurgicznie ważne (po wyprażeniu).

Mn	15,9	24,3	28,0	30,8	34,2	36,4	35,2	34,9	38,3	37,6
Fe	7,5	8,0	7,6	7,1	6,4	7,0	8,9	8,5	6,6	9,2
P	0,14	0,21	0,22	0,05	0,16	0,11	0,13	0,31	0,14	0,27
SiO ₂	62,0	49,0	44,2	44,5	35,4	34,2	36,5	31,5	30,8	30,4

	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.
SiO ₂	24,74	22,70	27,02	24,01	25,13	29,55	30,72	23,10	25,25	21,38
MnO	39,84	40,04	40,16	40,22	40,54	40,71	42,07	42,95	42,98	43,41
Fe ₂ O ₃	10,96	7,86	8,00	10,43	9,70	7,80	5,52	11,59	5,96	7,27
Al ₂ O ₃	3,98	0,31	0,36	—	0,24	2,53	0,28	0,71	0,35	1,14
CaO	—	—	1,74	3,14	2,06	1,50	—	2,27	—	—
MgO	—	—	0,73	1,13	0,76	0,86	—	2,61	—	—
P ₂ O ₅	0,68	0,61	0,12	0,60	0,25	0,37	0,25	0,31	0,31	0,02
Strata	18,25	22,28	15,62	18,35	18,23	15,50	16,68	16,28	19,52	19,42

Składniki metalurgicznie ważne.

Mn	30,9	31,0	31,1	31,2	31,4	31,5	32,6	33,3	33,3	33,6
Fe	7,7	5,5	5,6	7,3	6,8	5,5	3,9	8,1	4,2	5,1
P	0,30	0,26	0,05	0,26	0,11	0,16	0,11	0,13	0,13	0,01
SiO ₂	24,7	22,7	27,0	24,0	25,1	29,6	30,7	23,1	25,3	21,4

Składniki metalurgicznie ważne (po wyprażeniu).

Mn	37,7	39,9	36,9	38,2	38,4	37,3	39,1	39,7	41,4	41,7
Fe	9,4	7,1	6,6	8,9	8,3	6,5	4,6	9,7	5,2	6,3
P	0,36	0,33	0,06	0,32	0,13	0,19	0,13	0,15	0,16	0,02
SiO ₂	30,3	29,2	32,0	29,4	30,7	35,0	36,9	27,6	31,4	26,5

	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.
SiO ₂	26,30	20,73	23,00	19,17	18,92	19,65	19,21	20,06	16,52	11,28
MnO	43,46	44,62	45,07	46,43	46,90	47,66	47,80	48,85	49,12	52,23
Fe ₂ O ₃	7,85	9,35	6,95	5,36	9,55	7,04	7,68	7,27	8,10	4,82
Al ₂ O ₃	2,42	0,35	0,93	1,30	0,59	0,45	—	0,22	8,10	—
CaO	2,24	—	—	2,24	2,48	—	—	2,16	4,00	2,24
MgO	1,07	—	—	1,28	1,44	—	—	1,19	—	1,19
P ₂ O ₅	0,84	0,07	0,16	0,20	0,39	0,25	0,16	0,20	—	0,33
Strata	15,93	18,80	18,60	20,66	18,21	18,21	21,33	17,77	20,17	23,41

Składniki metalurgicznie ważne.

Mn	33,7	34,6	34,9	36,0	36,3	36,9	37,0	37,8	38,0	40,5
Fe	5,5	6,5	5,0	3,7	6,7	5,0	5,4	5,1	4,0	3,4
P	0,36	0,03	0,07	0,08	0,17	0,11	0,07	0,09	—	0,15
SiO ₂	26,3	20,7	23,0	19,2	18,9	19,6	19,2	20,1	16,5	11,3

Składniki metalurgicznie ważne (po wyprażeniu).

Mn	40,1	42,6	42,9	45,3	44,4	45,1	47,0	46,0	47,7	52,8
Fe	6,5	8,1	6,1	4,7	8,2	6,1	6,8	6,2	5,0	4,4
P	0,42	0,04	0,08	0,10	0,21	0,15	0,08	0,11	—	0,19
SiO ₂	31,3	25,5	28,3	24,2	23,1	24,0	24,4	24,4	20,7	14,7

Z przytoczonych liczb wynika, iż analizowane poszczególne bloki rudy krzemianowo-węglanowej okazywały zmienne skład chemiczny, w tem zmienną ilość pierwiastka metalurgicznie najważniejszego — manganu. Ilość tego składnika wahała się od 14,3 do 40,5%. Nieuwzględniając dwóch pierwszych analiz, odnoszących się do partyj brzeżnych złoża, zawierających zbyt duże ilości SiO_2 , otrzymamy jako średnią zawartości Mn reszty próbek 32,5%.

Średnia z pięciu analiz odkrywki na Prełukach wynosi 29,0% Mn; średnia z 22 analiz Prełuźnego 33,1%. Maskatyn dał w wynikach jednej analizy 38,0%. Z powyższego obliczenia wynika — poza Maskatynem — iż odkrywki na Prełukach i Prełuźnym różnią się w procencie Mn w dotychczasowych średnich o 4% Mn. Uwzględniając topografię analizowanych próbek w obrębie odkrywek złoża, można stwierdzić na podstawie dotychczasowych wyników, iż jest ono pod względem składu chemicznego zróżnicowane. Na Prełuźnym zawierają partje środkowe odkrywki od 33% do 38% Mn, brzeżne o kilka procent mniej. Średnia zawartość Mn w partji środkowej tej odkrywki wykazała około 36%.

Drugi metalurgiczny ważny składnik złoża — żelazo — okazał wahania nieduże, wynoszące od 3,4 do 8,1%. Średnia jego zawartość wynosi 5,8%.

Zawartość SiO_2 , składnika metalurgicznie niekorzystnego, jest w rudach czywczyńskich stosunkowo wysoka. Znalezione tu wahania od 11,3 do 38,1% przyczem średnia wszystkich próbek wynosiła 23,6%. Z porównania analiz wynika, iż ten składnik okazywał w złożu największe wahania w poszczególnych próbkach, przyczem niezawsze wzrost procentu Mn wiązał się z odpowiednim spadkiem procentu SiO_2 .

Procent fosforu utrzymuje się w badanych próbkach na niskim poziomie, okazując wahania od 0,01 do 0,36 (średnio 0,14%).

A n a l i z o w a n e z ł o ż e z a w i e r a z a t e m ś r e d n i o w %/0: Mn 32,5, Fe 5,8, SiO_2 23,6, P 0,14. Należy przypuścić, iż dalsze analizy nie zmieniłyby zasadniczo przedstawionego powyżej obrazu jego praktycznej wartości. Surowiec czywczyński należy według klasyfikacji górniczej i technicznej do r u d m a n g a n o w y c h *sensu*

stricto, które według norm np. niemieckich winny zawierać powyżej 30%. Surowce zawierające od 12 do 30% Mn określają te normy jako rudy żelazo-manganowe, zaś zawierające do 12% jako rudy żelazne, zawierające mangan¹⁾. W szeregu właściwych rud manganowych należą zatem opisywane do niskoprocentowych. Ich zaletą jest niska przeciętna zawartość fosforu, ujemną zaś stroną zbyt wysoka ilość SiO₂. Importowane do Polski w chwili obecnej rudy z Nikopola nad Dnieprem należą do gatunku tlenowych. Ich skład chemiczny przedstawia się następująco (w % wag.):

Część rozp. w HCl: SiO₂ 0,16, Al₂O₃ 0,64, Fe₂O₃ 2,36, CaO 1,54, MgO 0,11, MnO 65,25, część nier.: SiO₂ 6,90, Fe₂O₃ 0,38, MnO 0,24, P₂O₅ 0,05.

Składniki metalurgicznie ważne: Mn 50,77, Fe 1,92, P 0,02, SiO₂ 7,06.

Geneza złoża.

Opisane stosunki geologiczne, budowa mineralna oraz chemiczna złoża manganowych czywczyńskich pozwalają wysnuć wnioski dotyczące ich genezy. Ważne w tym kierunku są następujące, ustalone fakty:

1. Złoże manganowe występuje według prof. Nowaka i jego współpracowników dr. Książkiewicza i dr. Sokółowskiego w formie pokładu na granicy dwóch nasuniętych mas łupków krystalicznych.

2. Nasuwanie się tych mas odbiło się wyraźnie w dzisiejszej strukturze złoża krzemianowo-węglanowego. Obserwacja tej struktury w szlifach mikroskopowych stwierdziła mechaniczne zniszczenie głównego pierwotnego składnika złoża — rodonitu — który przedstawia dziś typowy diaforyt (Tabl. X₃).

3. Rodochrozyt, przeważający dzisiejszy składnik złoża, cementuje zniszczone składniki rodonitowe jako masa od nich młodsza, postępująca w rozwoju. Ostatnią fazą

¹⁾ Fr. Lohmann: Die Manganerzlagerstätten der Welt, Inter. Bergwirt. u. Bergtechnik, N. 18, 1929.

rozwoju składnika węglanowego jest formowanie się jego żył związanych paragenetycznie z kwarcem.

4. Kwarzec jest w złożu krzemianowo-węglanowym produktem wtórnym, żyłowym, powstałym również w fazie najmłodszej. Stosunki morfologiczne, zauważone zarówno w utworach żyłowych tego składnika, jakoteż w partjach złoża, w których kwarzec jest elementem cementującym skałę, świadczą o ścisłej paragenecie jego z rodochrozytem.

5. Do najmłodszych utworów w złożu należą tlenki manganu, które występują w subtelnym czarnym żyłach, przecinających wszystkie uprzednio wymienione składniki.

Na podstawie wymienionych faktów można przyjąć następującą genezę złoża manganowego nad Czeremoszem. Pierwotne pochodzenie manganu jest prawdopodobnie osadowe. Trudno dziś rozstrzygnąć, czy to pierwotne złożo było węglanowe, czy też tlenowe. Również trudno rozstrzygnąć o związku tego złoża z występującymi tuż obok pierwotnymi magmowcami, przeobrażeniami w czasach paleozoicznych na gnejsy, występujące w dzisiejszych profilach Prełużnego. W fazie dynamicznej metamorfozy salicznych skał potasowych (granitu) uległy przeobrażeniu również pierwotne złoża manganu, które zamieniły się w głębokie łupki rodonitowe. Struktura zachowanych w dzisiejszym złożu manganowym partyj rodonitowych świadczy o tym, iż metamorfoza odbywała się podówczas w głębokich strefach litosfery (obecność granatów). We formie skały rodonitowej zachowało się złożo czywczyńskie aż do czasów nasuwania się płaszczowiny bukowińskiej, która zróżnicowała wtórne nasunięcia, zauważone na Prełużnym. Rozluźnienie łupków krystalicznych w obrębie występowania skały rodonitowej, wywołane niewątpliwie jej charakterem petrograficznym, oraz jej diaforytyzacja umożliwiły dostanie się do złoża krzemianowego wód obfitujących w bezwodnik węglowy. Wody takie odgrywają do dziś w badanym obszarze ważną rolę (szczawy burkuckie). Powstały ostatecznie w ten sposób warunki reakcji geochemicznej: $MnSiO_3 + CO_2 \rightleftharpoons MnCO_3 + SiO_2$. Obecność świeżego rodochrozytu jako składnika w dzisiejszym złożu przeważającego oraz paragenetycznie ściśle z nim związanego kwarcu żyłowego świadczą wymownie, obok obecnych relik-

towych form rodonitu, o kierunku przebiegu wspomnianej reakcji.

Dzisiejsze złoża rud manganowych czywczyńskich w części rodochrozytowo-kwarcowej jest zatem tworem doby geologicznej najmłodszej i nic nie przemawia przeciwko temu, by ta część tworzyła się z resztek rodonitowych wśród dostatecznych ilości CO₂ w wymienionym obszarze i w czasach dzisiejszych.

Powierzchniowe partje złoża, względnie te, które sięgają powyżej poziomu wód gruntowych, ulegają utlenieniu, dając w rezultacie czarne „czapy“ w wychodniach złoża, powłoki i subtelne żyły, złożone z tlenowych związków manganowych.

Wśród węglanowej metasomozy rodonitu wyzwalają się znaczne ilości krzemionki. Część jej zostaje w obrębie utworzonego rodochrozytu, część wędruje na zewnątrz, impregnując w postaci nowotworów kwarcowych skały w najbliższym otoczeniu — kwarcyty. Z tych ostatnich powstaje wskutek tego odrębny rodzaj, oznaczony przez prof. N o w a k a nazwą „płóńców“, zwanych w literaturze manganowych złoża bukowińskich „Kieselschiefer“.

Obrazy mikroskopowe owych płóńców są niezmiernie charakterystyczne (Tabl. X₂). Przedstawiają one jakby piaskowce o spoiwie kwarcowym. Niepodobna dziś scharakteryzować ich jako „łupki kwarcytowe“, na wzór opisanych w części petrograficznej tej pracy. W formie takich łupków zachowały się te skały w bardziej zewnętrznych partjach, dokąd krzemionka powstała z rozkładu rodonitu jeszcze nie zdołała przeniknąć. W partjach bliższych złoża łupki kwarcytowe zmieniły się zasadniczo w *d i a f t o r y t k w a r c o w y*, miejscami zmielony na pył i zlepiony wtórnie skwarcytyzowaną krzemionką (Tabl. X₅). Wynika z powyższego, iż owe płóńce są facją łupków kwarcytowych, odmienną od normalnych skał tego rodzaju, opisanych w części pierwszej. Facja ta jest ściśle genetycznie związana z występowaniem węglanowej części złoża manganowego.

Polskie złoża manganowe odkryte w dorzeczu górnego Czeremosza występują w identycznych warunkach geologicznych w porównaniu ze znanymi od dawna złożami tej rudy w przylegającej od południowego-wschodu części dawnej Bu-

kowiny. Złoże bukowińskie były wielokrotnie przedmiotem studjów geologiczno - górniczych. Uwagę zwraca praca H. Quiringa¹⁾, w której autor poddaje złoże bukowińskie rudy manganowej szczegółowym badaniom. Przedmiotem studjum wymienionego autora są złoże w Jacobeni, Pucjos, Ciocanesti, Kirlibaba, Valeputna i Dorna Vatra, występujące po obu stronach Złotej Bystrzycy. Podobnie jak w naszym przypadku są te złoże manganowe ściśle związane z łupkami serycytowymi oraz krzemienistymi (Kieselschiefer). Quiring zwraca wyraźnie uwagę na odmienny charakter petrograficzny owych łupków krzemienistych, zwanych przez nas płóncami, które uważa za paragenezytyczne wskaźniki złoży manganowych. Główną częścią tych złoży są jednakże rudy tlenowe, występujące na Bukowinie w zmiennych miąższościach w kilku horyzontach. W profilach najlepiej zbadanych formacyj, w Jacobeni, ilość tlenowych połączeń manganu maleje w kierunku poziomów dolnych, ustępując miejsca rudom krzemianowo-węglanowym. W terenie rumuńskim jest tych ostatnich zresztą już niewiele. Wymieniony autor oblicza np. w grupie obnażeń Arszycy stosunek zapasu rud krzemianowych od tlenowych na blisko $\frac{1}{4}$.

Analizy bukowińskich rud tlenowych, w zasadzie jakościowo podobne do wyżej podanych polskich, okazały, w % wag.:

Mn 26,7, Fe 12,95, P 0,4, SiO₂ 28,58, H₂O 14,78.

Wśród złoży krzemianowych wyróżnia autor „właściwe krzemianowe“ oraz „krzemianowo-węglanowe“. Głównymi składnikami tych złoży są minerały: rodonit, rodochryzyt, hornblenda manganowa, magnetyt, granat, apatyt i kwarc.

Chemiczną budowę właściwych rud krzemianowych charakteryzuje następująca analiza:

SiO₂ 53,92, Al₂O₃ ślad, MnO 39,06, FeO 2,21, CaO 2,48, MgO 2,20, CO₂ brak, P₂O₅ brak.

¹⁾ H. Quiring, Die Manganerzorkommen in den krystallinen Schiefen der bukowinischen Waldkarpathen, Arch. f. Lagerstätt. H. 50, Berlin 1922.

Według Quiringa złoże to składa się w %/0/0: z rodonitu 75—80, z hornblendy i granatu 10, oraz z kwarcu 5—15. Zaznaczamy, iż wśród analiz serjowych rud nad Czeremoszem nie spotkaliśmy podobnego materiału.

W złożu krzemianowo-węglanowym na Bukowinie występuje w %/0/0: 50—55 rodonitu, hornblendy manganowej i granatu, 5—10 kwarcu, 20—24 rodochrozytu, 8—12 magnetytu, 4—5 apatyty. Analiza tego złoża przedstawia się następująco: SiO₂ 36,09, Al₂O₃ 3,57, MnO 29,27, FeO 16,04, CaO 3,80, MgO 1,36, BaO ślad, P₂O₅ 1,17, CO₂ 7,67, H₂O 1,79 (składniki metalurgicznie ważne: Mn 22,7, Fe 12,5, P 0,51). W spisie analiz rud polskich węglanowych zbliża się najbardziej do bukowińskiej analiza 3, pozatem inne odbiegają znacznie stosunkiem poszczególnych składników. Przyjąwszy, iż podana przez Quiringa analiza rudy krzemianowo-węglanowej jest przeciętną dla złoży Arszyicy, notujemy fakt, iż polskie analogiczne złoże zawierają mniej krzemionki, żelaza i fosforu.

Quiring poddaje analizowane złoże badaniu mikroskopowemu, notując ważniejsze jego cechy dotyczące fizjografji minerałów. Na podstawie studjum mikroskopowego dochodzi jednakże do odmiennego wniosku w zakresie genezy złoży krzemianowo-węglanowych w porównaniu z tezą przedstawioną wyżej dla naszych pokładów. Według tego autora rodonit i rodochrozyt są minerałami paragenetycznymi, a genezą złoża krzemianowo-węglanowego należy odnieść do regionalnej metamorfozy okresu paleozoicznego. Jest rzeczą charakterystyczną, iż powyższy autor nie znajduje w obrazach mikroskopowych przez siebie studjowanych, tak ważnych dla polskich złoży, żył kwarcowych oraz kwarcowo-rodochrozytowych, wspomina natomiast o żyłach apatytowych (?). Wobec stwierdzonej przez autora „wysokiej dwójłomności“ rodonitu ¹⁾, wyrażamy przypuszczenie, iż owe żyły „apatytowe“ są kwarcowemi. Uczynić to możemy tem śmieiej, iż autor znajduje, iż apatyt zjawia się w mikroskopie jako minerał bezbarwny, okazujący „zupełnie gładką powierzchnię“. Spo-

¹⁾ Autor wyraża się na str. 42. swej pracy o rodonicie w sposób następujący: „Die Doppelbrechung ist bedeuteud. Bei gekreuzten Nicols zeigen sich gelbrote bis dunkelviolette, sehr charakteristische Polarisationsfarben“.

strzeżenie to jest, jak wiadomo, w rażącej sprzeczności z mikroskopową fizjografią apatytu, minerału o wysokich współczynnikach załamania i wskutek tego o wybitnym reliefie. Wobec powyższego, uwzględniając te szczegóły z zakresu mikroskopowej fizjografii polskich złóż krzemianowo-węglanowych, które uszły prawdopodobnie uwagi Quiringa, wyrażamy przypuszczenie, iż złoża bukowińskie są tej samej genezy, co polskie.

Z a s o b y i w a r t o ś ć t e c h n i c z n a .

W badaniach geologicznych prof. J. Nowaka, dr. M. Książkiewicza i dr. St. Sokołowskiego ustalono, iż pokład rud manganowych w paśmie gór czywczynskich występuje między dwiema nasuniętymi na siebie serjami łupków krystalicznych, wychodząc na brzegach tego nasunięcia na powierzchnię. W części środkowej i wschodniej badanego obszaru tworzy on, zdaje się, jednolitą warstwę, w zachodniej zaś jest rozerwany i schowany pod fliszem. Całość pokładu tworzy rodzaj niecki, skierowanej osią dłuższą mniej więcej równoległą do potoku Maskatyn, lewobocznego dopływu Białego Czeremosza. Bieg tej osi jest zorientowany od południowego wschodu ku północnemu zachodowi.

Według badań geologicznych, wśród których orjentowano się nie tylko wychodniami rudy na powierzchnię, lecz również towarzyszącymi jej płóńców, oś dłuższa niecki manganowej rozciąga się na przestrzeni około 3 km, przeciętna zaś jej szerokość wynosi około 650 m. Wynikałaby stąd teoretyczna powierzchnia pokładu w przybliżeniu około 1,950.000 m².

W sztucznych odkrywkach zmierzone miąższości rudy dały liczby: 10, 5, 2, 1 m. Przeciętna z tych liczb wynosi 4,5 m.

Ciężar gatunkowy rudy krzemianowo-węglanowej, zmierzony technicznie w dużych okazach, wynosi 3,5 g/cm³. Przyjawszy, iż pokład nie został tektonicznie rozerwany i zgnieciony, można otrzymać teoretyczny obraz jego miąższości po pomnożeniu wyżej podanych liczb. Miąższość ta wyrażałaby się wówczas liczbą teoretyczną 30,712.500 ton.

Przy obliczeniach praktycznych zapasów rudy należy jednak przeprowadzić redukcje, dokonane zresztą w orzeczeniu geologicznym. Redukcje te są następujące:

1. Z całkowitej powierzchni pokładu manganowego należy odliczyć część północno-zachodnią, gdzie stwierdzono bądźto porozrywanie pokładu, bądź też jego wygniecenie oraz brak należytych odsłoneń. Należy zatem zredukować długość praktycznie ważnej części pokładu manganowego do 2 km.

2. Przyjęta w teoretycznych obliczeniach miąższość pokładu wynosiła 4,5 m. Otrzymano ją jako przeciętną z czterech jedynie pomiarów. W geologicznej ocenie zredukowano tę miąższość słusznie do 2 m.

3. Ciężar gatunkowy rudy, przyjęty w wspomnianej ocenie jako 4, należy zredukować do 3,5. Redukcja ta odpowiada ściśle dokonanym pomiarom w dużych, przeciętnych próbkach.

Do obliczeń praktycznych zasobów rudy manganowej należy zatem użyć podanych wyżej zredukowanych wartości, mianowicie:

$$2000 \cdot 650 \cdot 2 \cdot 3,5 = 9,100.000 \text{ ton.}$$

Liczba ilustrująca zapasy surowca jest zbliżona do podanej w ocenie geologicznej.

Nie jest wykluczone, iż przy ściślejszych, bardziej szczegółowych badaniach w przyszłości, okazałoby się, że obok pokładów na Prełużnym znajdują się w paśmie gór czywczyńskich dalsze złoża opisywanej rudy. Przemawiają za tą okolicznością znajduwane w pewnych miejscach wśród badań geologicznych skały kwarcytowe, zbliżone do wyróżnionych w obrębie złoża manganowych „płóńców“. Owe płóńce występują, jak to wyżej zaznaczono, w ściślejszej paragenezie z rudą krzemianowo-węglanową.

Ilość odkrytych w badanym obszarze zasobów rudy manganowej jest poważna. Dla ilustracji tego stanu rzeczy podajemy poniżej następującą statystykę zasobów rud manganowych światowego znaczenia według danych z r. 1929 (Fr. L o h m a n n, l. c.):

Do krajów, dysponujących najbogatszymi zapasami wspomnianej rudy, należą Rosja, Indje Angielskie, Brazylja i Złote Wybrzeże w Afryce. Kraje te posiadają następujące zasoby rudy manganowej:

1. Rosja.

- a) Okręg kaukaski (Cziaturi) 52,438.000 t, 50—54⁰/₀ Mn,
- b) Nikopol 7,400.000 t. do 50⁰/₀ Mn,
- c) Okręg kaspijski 6,400.000 t, pdb. Cziaturi,

2. Indie Angielskie.

Obliczeń brak. Procentowość 50—54⁰/₀ Mn.

3. Złote Wybrzeże. 10,000.000 t.

4. Unja południowo-afrykańska. 25,000.000 t. 49—60⁰/₀ Mn.

5. Brazylja. 10,000.000 t. 44—50⁰/₀ Mn.

6. Polska. 10,000.000 t. 24—40⁰/₀ Mn.

Wartość praktyczna (hutnicza) odkrytych złoży może być ściśle ustalona oczywiście dopiero po wykonaniu wielkich prób w piecach hutniczych.

Ich główne zastosowanie poszłoby niewątpliwie w kierunku uzyskania żelazo-manganu, zawierającego przeciętnie 76 do 80⁰/₀ Mn, przy średniej zawartości 12⁰/₀ Fe. Do wyrobu tego produktu używa się w Polsce rud wysokoprocen- towych, zawierających około 50⁰/₀ Mn. Surowiec czywczyński nie zawiera w stanie naturalnym takiej ilości manganu. Według klasyfikacji hutniczej jest on gatunkiem niższej klasy, używanym jako domieszka do wyższych sort. Niekorzystną cechą rudy czywczyńskiej jest również. zbyt duża ilość SiO₂, która przeszło trzykrotnie przewyższa zawartość tego skład- nika np. w rudach nikopolskich.

Surowiec czywczyński odbiega jednak od powszechnie używanych w hutnictwie rud swą formą chemiczną. Jest to ruda węglanowa.

Zawartość bezwodnika węglowego, podana w analizie specjalnej, której wyniki umieszczono w jednym z poprzed- nich ustępów (str. 329), wynosiła przeszło 25⁰/₀. Przeciętna za- wartość „straty“ uzyskanej na podstawie serjowych analiz ru- dy węglanowej wynosi około 19⁰/₀. W tej „stracie“ zawarte jest głównie CO₂, ruda bowiem mało zawierała połączeń wodoro- tlenowych manganu.

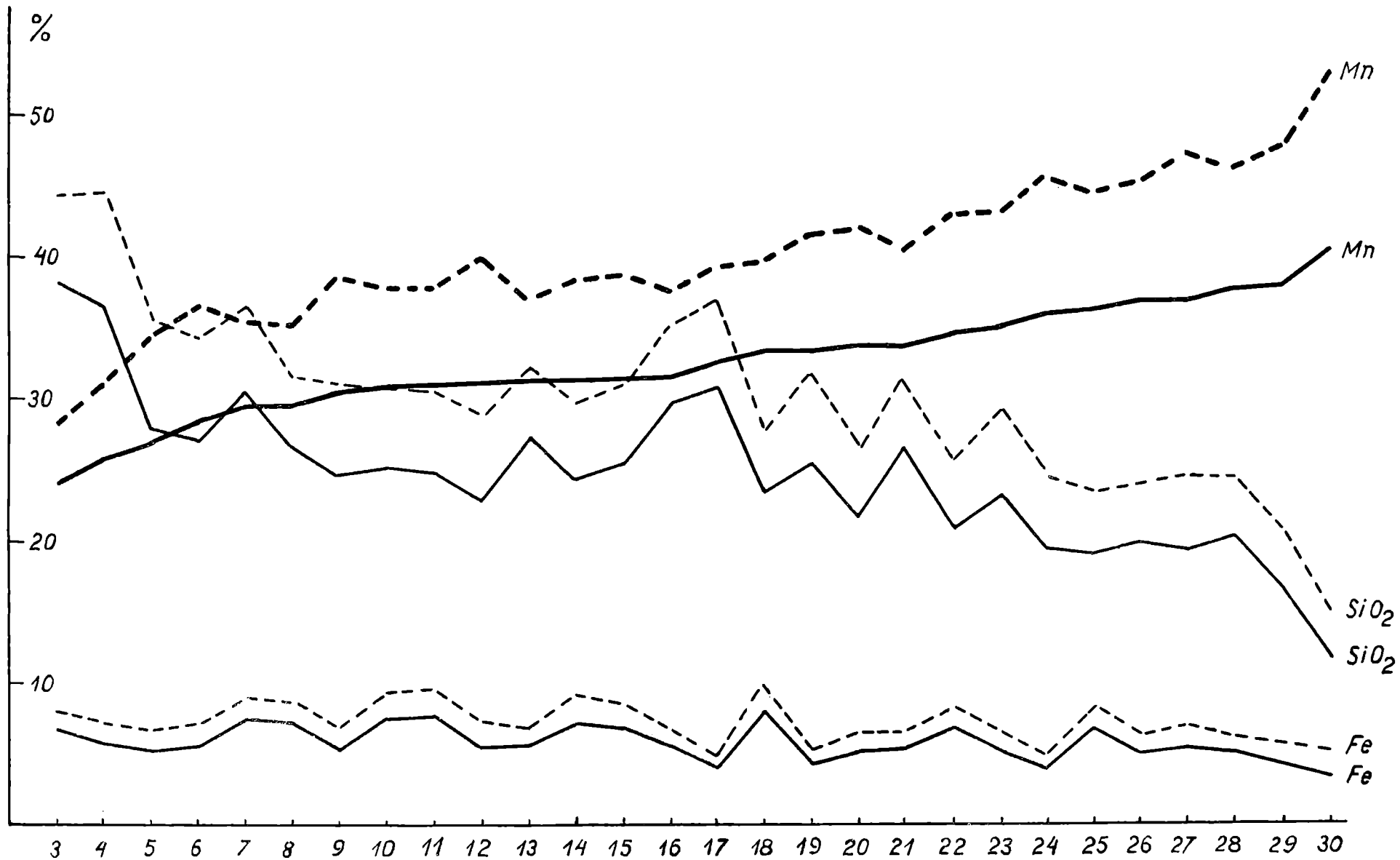
Próby laboratoryjne, wykonane zapomocą prażenia rudy, okazały możność koncentracji zawartości Mn. Wobec powyż-

szego poddano wszystkie analizowane okazy wypałowić. Okazało się, iż dysocjacja rodochrozytu rozpoczyna się w temperaturze stosunkowo niskiej, mniej więcej w 300° C. Reakcja przebiega szybko, a poznawalna jest po natychmiastowym czernieniu prażonych okazów jeszcze przed uzyskaniem temperatury czerwonego żaru.

O możliwościach podwyższenia procentu Mn w surowcu czywczynskim zapomocą prażenia, poucza załączony wykres (ryc. 22). Umieszczono w nim procenty Mn, Fe oraz SiO₂, uporządkowane według rosnącej zawartości manganu w poszczególnych próbkach. Zawartość wymienionych składników w surowcu naturalnym przedstawiono linjami ciągłymi, w surowcu wyprażonym linjami przerywanymi. Rysunek wykazuje, iż surowiec prażony zawiera większe zawartości wymienionych składników w stosunku do naturalnego. Procent Mn podniósł się w serji analizowanych okazów tak, iż gdy jego zawartość w skale naturalnej wahała się od 24 do 40%, w okazach poddanych zabiegowi termicznemu wahała się od 28 do 53%. Średni procent tej zawartości, obliczony dla wszystkich analiz wynosi 40. W porównaniu ze średnią surowca naturalnego, wynoszącą około 32%, podniosła się zawartość Mn wskutek wyprażenia o 8%.

Widzimy z powyższego, że przez prażenie zyskuje się na podwyżce procentu Mn oraz na pozbyciu się balastu. Ostatni moment jest ważny ze względów transportowych. Może to odgrywać ważną rolę wobec znacznych odległości między położeniem kopalni a istniejącymi dziś hutami na Górnym Śląsku.

Ujemną stroną procesu prażenia jest zrozumiała podwyżka procentu SiO₂, które po tym zabiegu wykazuje wahania od 15 do 44, wynosząc średnio około 30%, wobec średniej w surowcu naturalnym 23.6%. Podano wyżej, iż źródłem zawartości SiO₂ jest obecność w złożu manganowem rodonitu i kwarcu. Minerale te okazują odmienne własności fizyczne w porównaniu z rodochrozytem. Po wyprażeniu węglan manganu zamienia się na tlenki, które również odbiegają własnościami fizycznymi od krzemianów i kwarcu. Powstaje zagadnienie możności wyzyskania tych różnic dla celów uszlachetnienia bądźto surowca, bądźteż półproduktu (rudy prażonej), zapomocą zabiegów mechanicznych. Istnienie takiej możliwości stwierdziły wstępne badania laboratoryjne. W badaniach tych poddano materiał wyprażony rozdziałowi



Ryc. 22. Wykres procentu Mn, Fe, SiO₂ w rudach manganowych naturalnych (linje pełne) oraz wyprażonych (linje przerywane).

w młynku kulowym, zaopatrzonym w odpowiednie szpary. Wśród obrotów tego młynka materiał miękki — rudy tlenowe — ulegał łatwiej rozkruszeniu i prędzej został odsiany od twardego kwarcu i rodonitu. Powyższe badania nie zostały jeszcze ukończone. Uwzględniając skład chemiczny rudy, w szczególności stosunek części rozpuszczalnej w HCl do części nierozpuszczalnej (węglanu do krzemianu i kwarcu), można teoretycznie przewidzieć znaczną koncentrację rudy zapomocą wymienionych zabiegów mechanicznych. Prócz powyższego możnaby również uwzględnić i możliwość uszlachetnienia tej rudy zapomocą procesu flotacji.

U w a g i o g ó l n e.

Do wyżej zestawionych wyników badań terenowych i laboratoryjnych rudy manganowej w rejonie górnego Czeremosza dodajemy następujące uwagi ogólne:

1. Ilość odkrytych w omawianym obszarze zasobów rudy manganowej, podana jako minimalna, umieszcza Państwo Polskie na liście najbogatszych pod tym względem krajów europejskich poza Rosją. Wśród krajów posiadających zapasy rudy manganowej światowego znaczenia Polska mieści się na poważnem miejscu. Wniosek ten jest tembardziej uzasadniony, iż istnieją poważne geologiczne wskazówki na to, że w rejonie górnego Czeremosza możliwa jest obecność dalszych gniazd rudy manganowej.

2. Odkryte rudy manganowe są w klasyfikacji górniczej średnioprocentowe. Zawierają one stosunkowo znaczny procent SiO_2 , co obniżyłoby przy ich eksploatacji cenę surowca. Niemniej jednak należy zaznaczyć, iż chemiczny charakter odkrytego złoża nie został jeszcze ściśle określony. W szczególności nie można dziś jeszcze odpowiedzieć na pytanie, jak wielkimi rozporządzamy zapasami rudy wysokoprocentowej. Pytanie to nabiera znaczenia z tego powodu, iż stwierdzono zmienność budowy chemicznej rudy w zależności od miejsca jej występowania w pokładzie.

3. Polskie rudy są typu węglanowego. Według wszelkiego prawdopodobieństwa można je będzie z korzyścią koncentrować przez wyprażanie w stosunkowo niskiej temperaturze. Organizacja takiego wyprażania przy kopalni byłaby łatwa.

Wystarczyłyby tutaj zwykłe piece polowe oraz użycie drewna, występującego na miejscu w ogromnych masach. O ileby sprawa użycia tego drewna kalkulowała się po zaprowadzeniu racjonalnej gospodarki leśnej, mogłyby na to dać odpowiedź osobne obliczenia z zakresu tej gospodarki.

4. Polskie rudy manganowe nad Czeremoszem występują w obszarze dzikich puszczy, zdala od siedzib ludzkich. W dzisiejszym stanie rzeczy niema do nich dostępu, nawet za pomocą drogi kołowej. Powódź w r. 1927 zniszczyła doszczętnie gościńiec z Żabiego do Burkutu. Powyżej Burkutu do rejonu złoża manganowych nie było nigdy drogi we właściwym tego słowa znaczeniu. Ścieżkami, płajami, można dojść do tego miejsca, zygzakowatą linią Czeremosza lub też połoninami górskimi pokonać tę odległość. Jedynym przemysłem pielęgnowanym w tych okolicach to gospodarka leśna, posługująca się przy transportach wodną drogą Czeremosza.

5. Nie może być przedmiotem tej pracy ocena technicznej strony ewentualnej eksploatacji rudy manganowej. Zaznaczamy tu jednakże w krótkości, iż:

a) Czeremosz, zwłaszcza w partjach źródłiskowych, przedstawia bogate zasoby energii. W pobliżu występowania rud manganowych istnieją klauzy zarówno nad Białym jak i nad Czarnym Czeremoszem, spiętrzające wodę w obszer-nych dolinach do znacznych wysokości. Spiętrzenie to przedstawia znaczne zasoby energii.

b) Obszar występowania rud manganowych jest pokryty w znacznej mierze dziewiczemi lasami, z których przy dzisiejszej gospodarce nie podobna wywieść drewna odpowiadającego w minimalnej części rocznemu przyrostowi. Drewno to mogłoby być z łatwością użyte do wypalania na miejscu.

c) Do uruchomienia rudy manganowej zachęca między innymi ten fakt, iż Polska sprowadza do swych hut surowiec z sąsiadującego obszaru rumuńskiego (Jacobeni — 22.934 q w r. 1932 za cenę 121.000 zł.).

d) Uruchomienie wielkiej eksploatacji rudy manganowej odegrałoby niewątpliwie ważną rolę w zagadnieniu uprzemysłowienia południowo-wschodnich obszarów Rzeczypospolitej. Przyczyniłoby się w znacznym stopniu do podniesienia kraju, zamieszkałego przez ludność ubogą, cierpiącą wielką nędzę.

ŹRÓDŁA MINERALNE.

W toku badań geologicznych zwracano uwagę na źródła mineralne, występujące w kartowanym obszarze. Są to wody typu burkuckiego, szczawy alkaliczno-słone. Poza znanymi od dawna występowaniami tych wód — w Burkucie i Stefulcu — znaleziono nienotowane dotąd w literaturze nowe źródła w dolinie potoku Albin i Popadyńiec (p. mapa).

W obszarze P o p a d y ń c a odkryto trzy źródła. Jedno z nich (I) znajduje się na prawym zboczu doliny źródłiskowej odnogi wymienionego potoku, na wys. 1390 m. Wypływa ono z małego bezwodnego jaru, w odległości około 3 m od koryta Popadyńca. Jego wody sączą się z ciemno-szarego piaskowca fliszowego. Temperatura wody, tuż przy wypływie, wynosiła dnia 6. VIII. 1930 r., o godz. 9,15, $4,5^{\circ}$ C, przy temp. powietrza w tym czasie równej $17,5^{\circ}$ C. Źródło to jest mało wydajne — w minucie wydaje wody około 1 litr.

Drugie źródło z tego obszaru (II) wypływa w odległości około 60 m poniżej pierwszego, na lewym zboczu wymienionego potoku, na wys. 1385 m. Jego wody wypływają z ciemnych łupków fliszowych. Temperatura źródła wynosiła w dniu 6. VIII. 1930 r., o godz. 11,15, $5,5^{\circ}$ C, przy temp. powietrza 24° C. Wydajność tego źródła podobna do poprzedniego.

Trzecie źródło (III) w wymienionym obszarze Popadyńca wypływa z lewej strony doliny wymienionego potoku, na wys. 1340 m, z warstw również fliszowych. Temperatura wody, mierzona w dniu 6. VIII. 1930 r., o godz. 13, wynosiła 7° C przy temp. powietrza 24° C. Wydajność źródła około 0,7 l na minutę. Należy zaznaczyć, iż z wody mineralnej w tem miejscu wydobywają się bez przerwy pęcherzyki CO_2 .

W źródłiskowym obszarze Albina znaleziono wodę mineralną w dolinie prawobocznego dopływu tego potoku, na wys. 1320 m. Dopływ ten wypływa między punktem 1471 m a szczytem Popadji. Źródło sączy się z fliszu z obrębu ciemnego piaskowca. Temperatura wody, mierzona w dniu 4. VIII. 1930 r., o godzinie 11, wynosiła 7° C przy temper. powietrza około 19° C. Wydajność około 0,5 litra na minutę.

Od miejsca występowania tego źródła wdół potoku Albin napotkano jeszcze 8 punktów, z których sączyła się szczawa burkucka.

Znane źródło mineralne na „Stefulcu“ znajduje się na lewym brzegu Czarnego Czeremosza, mniej więcej w połowie odległości między ujściem potoku Albin a Popadyniec (IV). Wody tego źródła wypływają na wys. 1080 m z warstw szarego piaskowca fliszowego. Temperatura źródła wynosiła w dniu 7. VIII. 1930 r., o godz. 15 4, 2° C, przy temp. powietrza 20° C. Wydajność wynosi około 3,5 litra na minutę.

Z powyższych wód poddano analizie 3 z Popadyńca, jedną ze Stefulca.

Poniżej zestawiamy wyniki analiz, które wykonał dr. W. W a w r y k:

Nie można z nich zbyt wiele wniosków wysnuwać. Jedno tylko zwraca uwagę, iż przy uwzględnieniu analizy Burkutu źródła głównego (V), wykonanej w r. 1910 („W i e r c h y“, R. X, 1932) zaznaczają się tutaj jakby dwa typy wód. Burkut i Stefulec mają wody do siebie zbliżone ilością węglanu wapniowego, chlorku sodu, oraz dwuwęglanu sodu, przyczem ilości składnika drugiego i trzeciego są tu większe w porównaniu z wodami Popadyńca. Źródła tego ostatniego odznaczają się natomiast dużą ilością węglanu wapnia, małą chlorku sodu i dwuwęglanu sodu. Różnica w składzie chemicznym obu grup mogłaby być wyjaśniona odmiennym charakterem skał występujących w najbliższym ich otoczeniu. Innymi słowy w wodach Burkutu i Stefulca zaznacza się wpływ fliszu, zaś w źródłach Popadyńca bliskość otoczenia, złożonego ze skał krystalicznych oraz wapieni.

Analizy wód czywczyńskich.

g/ltr.	I Popadynec	II Popadynec	III Popadynec	IV Stefulec	V Burkut (1910) ¹⁾
Na	0,0089	0,0108	0,0112	0,3074	0,1843
K	0,0011	0,0016	0,0018	0,0064	0,0205
Li	—	—	—	—	śląd
Ca	0,0733	0,0650	0,1953	0,1595	0,2672
Ba	—	—	—	—	0,0018
Sr	—	—	—	—	śląd
Mg	0,0066	0,0070	0,0125	0,0189	0,1712
Fe	0,0120	0,0125	0,0160	0,0105	0,0027
Al	0,0001	0,0004	0,0002	śląd	0,0003
Mn	0,0005	0,0004	0,0011	0,0002	0,0002
Cl	0,0064	0,0074	0,0055	0,3945	0,1385
SO ₄	0,0079	0,0126	0,0055	0,0025	0,0055
PO ₄	0,0003	0,0006	0,0003	0,0006	0,0012
SiO ₃	0,0219	0,0224	0,0257	0,0366	0,0355
CO ₃	0,1144	0,1156	0,3593	0,4025	3,7355
Suma	0,2534	0,2563	0,6344	1,3396	4,5644

Procenty mol. składników suchej substancji.

SiO ₂	6,27	6,64	3,27	2,23	1,22
FeCO ₃	8,98	9,71	5,33	1,67	0,35
AlPO ₄	0,14	0,67	0,14	0,06	—
MnCO ₃	0,36	0,30	0,37	0,03	—
CaCO ₃	63,41	56,08	77,77	30,53	38,27
CaSO ₄	4,06	6,68	1,26	0,27	—
MgCO ₃	8,30	9,11	7,06	5,06	34,01
K ₂ CO ₃	0,69	1,05	0,51	0,87	2,07
NaCl	3,80	4,58	1,47	50,10	12,86
Na ₂ CO ₃	3,99	5,18	2,82	9,18	12,30
Sa = 100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Dokoła źródła na Stefulcu osadza się martwica o teksturze gąbczastej, barwy rdzawej. Jest to skała krucha, zawierająca wiele szczątków roślinnych, okruchów otaczającego fli-szu, tu i ówdzie drobne ziarna piasku.

¹⁾ W g na 1 kg wody.

W preparatach mikroskopowych tej skały nie widać nic szczególnego. Przeważają tu drobne kryształy kalcytu, nieokazujące zrostów bliźniaczych, zreguły zanieczyszczone brunatnym limonitem. Ostatni składnik występuje zresztą i samodzielnie w odrębnych agregatach. Wśród składników alogenicznych stwierdzono obecność skaleni.

Analizę chemiczną tej martwicy wykonała M. K a m p i o n i. Przedstawia się ona następująco w %⁰/₀ wag.:

SiO₂ 2,35, Fe₂O₃ 11,45, Al₂O₃ 0,28, CaO 44,85, MgO 0,46, MnO 0,76, K₂O 0,14, Na₂O 0,15, CO₂ 35,55, P₂O₅ 0,22, + H₂O 1,96, — H₂O 2,19, Cl ślad, S ślad. Suma 100,36.

Z przeliczeń stosunków molekularnych wynika, iż analizowany materiał składa się głównie z następujących związków (w %⁰/₀ mol.):

CaCO₃ 80,1, MgCO₃ 0,9, 2Fe₂O₃ . 3H₂O 11,93.

Analizowana skała jest zatem martwicą wapienno-żelazistą.

OBJAŚNIENIE TABLIC.

TABLICA IX.

Roentgenofotogramy grafitu (1. grafit cejloński, 2. grafit styryjski, 3. grafit czywczyński (kreutzyt), 4. antracyt).

TABLICA X.

- Fot. 1. Żyły rodochrozytowo-kwarcowe w rudzie węglanowej. Św. zwykłe.
- Fot. 2. Łupek kwarcytowy z osłony pokładu rudonośnego. Początek sylikacji. Nik. skrzyż.
- Fot. 3. Diaforyt rodonitowy. Nik. skrzyż.
- Fot. 4. Żyły kwarcowe oraz tlenków manganu na tle drobnoziarnistej masy rodochrozytu. Św. zwykłe.
- Fot. 5. Diaforyt kwarcowy z płonnej osłony rudy manganowej. Św. zwykłe.
- Fot. 6. Porfiroblasty granatu na tle rodochrozytu. Nik. skrzyż.
-

La Chaîne de Czywczyn.

(Etude pétrographique et géologique)

par **Juljan Tokarski**

avec la collaboration

de M. Kamieński, Z. Pazdro, K. Smulikowski et M. Turnau

Introduction.

La partie sud-est des Carpathes polonaises, qui forme un coin pénétrant en Roumanie, n'était pas, dès temps de Z a p a ł o w i c z, soumise aux études pétrographiques et géologiques détaillées. Une des causes principales de ce fait, c'était évidemment l'éloignement considérable de ces terrains des centres civilisés de l'état, dont résultaient les difficultés des recherches. Une autre cause était celle, qu'au point de vue pratique les terrains nommés excitaient peu l'intérêt pendant les premières années de la Pologne ressuscitée. Cet état de choses ne pouvait quand même demeurer longtemps. Le noyau de la chaîne de Czywczyn, qui s'étend le long de la frontière polono-roumaine, de Czywczyn jusqu'aux sources de Perkałab, est formé par des roches cristallines, dont la plupart est très intéressante pour les pétrographes. La connaissance de ces roches et de la structure géologique du terrain considéré était aussi importante au point de vue plus générale. La solution de plusieurs énigmes géologiques, concernant la structure des Carpathes, dépendait sans aucun doute de l'interprétation de la structure de Czywczyn, appartenant à l'ensemble des roches de la nappe de Bukowina. Enfin les régions considérées commençaient à être dernièrement intéressantes aussi au point de vue pratique. On y trouvait parmi les alluvions des minerais de fer et de manganèse, qui devaient sans aucun doute se trouver *in situ* dans les plus anciennes formations cristallines de ces régions.

Dans les années 1929—1933 on a organisé sous la direction de l'auteur des expéditions spéciales pour exécuter des levés géologiques détaillées et pour recueillir les matériaux nécessaires aux études pétrographiques. Dans cette expédition scientifique ont pris part outre l'auteur: K a m i e ń s k i, N e c h a y, P a z d r o, M-me P a z d r o, S m u l i k o w s k i, S y n i e w s k a, T u r n a u, W a w r y k, W d o w i a r z.

Nous présentons comme résultat des recherches dans le terrain et au laboratoire, la carte géologique ci-jointe, dans l'échelle 1:25.000, avec le texte du Dr. P a z d r o. Ensuite la partie pétrographique de l'esquisse, contenant les résultats des études détaillées de toutes les importantes unités du paléozoicum métamorphisé et des roches magmatiques mésozoïques. La troisième partie de ce travail contient les résultats des recherches sur la graphite, les minerais de manganèse et enfin sur les sources d'eau minérale, découvertes par les membres de l'expédition.

P r e m i è r e P a r t i e.

P é t r o g r a p h i e.

On a mentionné dans l'introduction, qu'un des buts principaux des recherches dans la chaîne de Czywczyn, était la description détaillée de tous les types des roches paraissantes sur le terrain considéré. Ceci devait concerner non seulement les roches cristallines, qui y sont les plus importantes et les plus intéressantes, mais aussi les roches sédimentaires de tous les types, roches mésozoïques et du Flysch. On répondait de cette manière aux exigences de la géologie contemporaine. Les moments de nature stratigraphique et tectonique, motifs principaux dans les recherches géologiques d'une partie quelconque de l'écorce terrestre, donnent aux roches une empreinte caractéristique, qui apparaît dans leur caractère physiographique correspondant. Non seulement les documents paléontologiques et le caractère macroscopique, résultant des effets tectoniques dans l'ensemble des roches, expriment l'histoire géologique de ces unités. Nous déchiffrons cette histoire de même, en observant la structure de la roche, la texture et la

composition minéralogique de celle-ci. Il faut donc appliquer dans l'analyse pétrographique une méthode, qui laisserait facilement découvrir les documents considérés, et y déchiffrer, ce qui est important pour la caractéristique géologique des roches.

Appliquant les méthodes contemporaines des recherches pétrographiques, on prenait garde à recueillir les matériaux dans le terrain d'une manière exacte et conforme au but. On prenait toujours les échantillons des roches *in situ*. Afin de reconnaître le caractère primitif de la roche et ses changements secondaires, on ramassait non seulement les matériaux frais, mais aussi décomposés. Partout où il était possible, on désignait l'altitude de l'affleurement de la roche, et pour les matériaux plus intéressants aussi leur position dans l'espace. On prenait en règle des échantillons grands, pesant quelques kilogrammes. Le nombre des matériaux recueillis ainsi et emportés ensuite au laboratoire touchait à 3000 échantillons. On a exécuté au laboratoire une ségrégation provisoire des matériaux en des types, se distinguant par le caractère mégascopique. Ensuite on a exécuté des plaques minces (grandeur 2×2 cm), en nombre correspondant au nombre des types distingués; de certains échantillons (surtout à texture schisteuse) on a fait des plaques minces en profil transversal et longitudinal. Toutes ces plaques minces servaient de matériaux aux recherches microscopiques, ayant pour but une distinction plus précise des types des roches. En se basant sur l'orientation acquise de cette manière, on a mis à part une partie des matériaux à l'analyse chimique. Après avoir constaté l'accord des résultats de l'analyse chimique avec ceux de l'observation microscopique, on détermine le nom de la roche. Les études microscopiques furent terminées par une étude détaillée de la physiographie de la roche, de ses minéraux, de sa texture, structure etc. On y appliqua les méthodes quantitatives contemporaines, comprenant aussi la table de Fedorow. On détermina pour quelques minéraux importants les indices de réfraction, au moyen de la méthode d'immersion. Les types des roches plus considérables furent déchiffrés au moyen d'une microphotographie correspondante.

On a exécuté trente-quatre analyses chimiques complètes. Dans un cas (la barkévite) on a isolé le minéral caractérisant

la roche et l'on a analysé séparément. Les résultats de l'analyse chimique furent interprétés au moyen des diagrammes correspondants et de la méthode américaine. On a appliqué les diagrammes d'Osann, d'Osann-Becke, de Niggli, et enfin un diagramme spécial, construit par l'auteur, considérant, que chacune de ces méthodes possède des qualités positives et négatives. Pour déterminer les types des roches d'une manière définitive, considérant, que les formes transitoires existent nécessairement, on appliqua un diagramme spécial, qui sera décrit plus bas. Après avoir terminé toutes les études pétrographiques, on exécuta une révision de la carte géologique, en la discutant avec son auteur Z. P a z d r o. On a obtenu de cette manière une concordance possiblement exacte entre les travaux dans le terrain et les analyses au laboratoire. Ainsi le lecteur peut se servir de notre esquisse aussi comme d'un guide pour trouver au terrain les roches décrites dans ce travail.

On trouvera probablement quelques lacunes, par rapport à la dernière question, dans la série cristalline des schistes chloriteux, occupant une partie prépondérante dans la région considérée. On analysa strictement seulement six échantillons de ces roches, quoiqu'on ait recueilli des matériaux abondants de cette série. On a marqué sur la carte une large zone des schistes chloriteux, en les distinguant parmi les autres roches d'après leur caractère mégascopique: couleur verte, éclat etc. Nous remarquons que le caractère mégascopique ne suffit pas, quand il s'agit de reconnaître le type des roches nommé plus haut. La couleur verte apparaît dans des teintes diverses. On a remarqué parmi les schistes à séricite, où ce minéral et le composant prédominant, souvent aussi la couleur verte, asquise par la roche grâce à la couleur verte de la séricite. D'ici résulte, que les roches à chlorite, peuvent avoir un caractère mégascopique analogue à celui des roches à séricite. Au point de vue pétrographique la distinction entre les schistes chloriteux et sériciteux n'est pas indifférente, surtout quand il s'agit des relations génétiques des roches. On sait que la formation de la chlorite a lieu pendant le procès de décomposition des silicates, riches en fer et magnésie, tandis que la séricite, contenant les alcalis se forme d'une manière différente. Mais dans notre ter-

rain les schistes à séricite se lient avec les schistes à chlorite au moyen des formes intermédiaires, formant ensemble des unités géologiques. D'ici résulte qu'une étude plus détaillée des roches chloritiques ne s'est pas montrée jusqu'à présent nécessaire.

L'étude pétrographique des roches de Czywczyn conduit à une distinction suivante des types dans la série cristalline de la chaîne considérée.

I. Série paléozoïque (roches transformées par dynamométamorphose).

A. Groupe des gneiss

Gneiss à albite

„ „ oligoclase

„ „ orthose (microcline)

B. Schistes quartziteux

C. „ sériciteux

D. „ chloriteux

E. „ épidotiques

F. Amphibolites

G. Schistes graphitiques

H. Roches à rodonite et rodochrosite.

II. Série mézozoïque (roches magmatiques non pas métamorphisées).

Téschénites.

Nous présentons ci-dessous les résultats d'une analyse pétrographique détaillée des éléments, formant les groupes des roches nommées.

I. Série paléozoïque.

Groupe des gneiss.

On a exécuté une analyse microscopique détaillé de 26 échantillons des gneiss, recueillis dans des points différents et on a soumis 12 d'entre eux à une analyse chimique. D'après les résultats de ces analyses on arrive à des conclusions suivantes:

1. Les roches de ce type furent découvertes en 26 points différents. En ayant à faire à un groupe très important, on

a observé avec soin ces roches au terrain. Il est donc probable, qu'on n'a perdu de vue aucun point de leur affleurement. Ces points ne sont pas trop dissipés dans le terrain. S'avançant de l'Ouest à l'Est on les rencontre: sur la crête Czolakin (17), dans la région du ruisseau Albin (1—6), dans celle de Łostuń (7, 8, 14, 18, 19, 20), de Czymirny (9, 10), de Czeremosz supérieur (11, 21), et sur la crête Prełużny (12, 13, 15, 16, 22, 23, 24, 25, 26). Il faut remarquer, que les gneiss des localités citées sont bornés en largeur de leur affleurement, et paraissent en règle sur les élévations du terrain. Ils appartiennent aux plus anciens éléments de la série cristalline de Czywczyn.

2. Le type prédominant parmi les gneiss est représenté par le gneiss alcalin (à albite et orthose). Les gneiss calcoalcalins sont restreints à trois points (Łostuń et la crête Prełużny). On observe dans le groupe des gneiss alcalins un équilibre entre les gneiss à albite et ceux à orthose, et tous les deux groupes sont liés souvent par des éléments intermédiaires (à orthose et à albite). Les gneiss à albite et ceux à orthose paraissent souvent en voisinage dans la même série.

3. Presque toutes les roches de ce groupe appartiennent au orthogneiss. La roche du Czeremosz supérieur (21) est peut-être ici une exception. Elle démontre un grand excès d'alumine et une quantité considérable de séricite.

4. Quand à la structure des roches, les gneiss appartiennent à deux types différents, parmi lesquels le type porphyroblastique est prédominant, le type granoblastique est plus rare. Parmi les porphyroblastes paraissent d'ordinaire le quartz et les feldspaths. Les éléments fémiques y jouent un rôle subordonné. Le fond de la roche est microgrenu ou cryptocristallin (felsitique). On rencontre ici parfois une texture fluidale. Ce dernier fait, à côté des traces nettes de résorption magmatique, prouve clairement que ces gneiss sont dérivés des roches d'épanchement du groupe des porphyres à quartz et feldspath (rhyolite).

5. En interprétant les résultats des analyses chimiques (présentés dans la table) au moyen du diagramme d'Osann-Becke, on arrive à la conclusion, que les gneiss décrits appartiennent — au point de vue chimique — à deux groupes: alcalin et calcoalcalin. Les roches: 7, 9, 10, 11, 17, 18, 22, 25 se placent dans le triangle d'Osann-Becke tout près du sommet

A₀, comme roches expressivement alcalines, sodiques ou bien potassiques. Les gneiss 1, 19, 21 forment un groupe isolé, s'avancant dans le champs du triangle à droite et se rapprochant aux trachytes calcoalcalins et aux syenites. La roche 14 qui est distinctement calcoalcaline occupe sur le diagramme une position tout à fait isolée (fig. 2).

6. D'après les résultats de l'analyse chimique on calcula la composition minéralogique normative des roches (mode américaine). On marqua ensuite les nombres correspondants à l'orthose, l'albite, l'anorthite et au quartz sur un diagramme rectangulaire, en plaçant les roches d'après leur quantité décroissante d'orthose. Il s'est montré, que les gneiss occupent ici les 11 premières positions de la série représentée de cette manière. On reconnaît facilement le rapport des éléments: le décroissement d'orthose est lié avec l'acroissement des molécules de l'albite et, à un certain degré, avec l'acroissement du quartz. Ce diagramme nous permet à distinguer strictement les gneiss à albite, à orthose et à oligoclase, d'autant plus, qu'on a constaté un accord entre une telle représentation des rapports normatives des minéraux et l'observation microscopique. On reconnaît aussi que la roche 21 est un paragneiss à grand excès de quartz et à relativement petite quantité des feldspath (la plus petite de toutes les variétés décrites (fig. 1).

7. En comparaison d'autres roches cristallines de Pologne, les gneiss de Czywczyn diffèrent par leur composition chimique des types connus jusqu'à présent. Ils occupent sur le diagramme de Becke un champ entièrement distinct, et surtout ceux d'entre eux qui se rapprochent du sommet A₀. Aucun des 19 granites analysés de Tatra ne s'est placé parmi les gneiss de Czywczyn. On a trouvé ainsi un nouveau groupe des roches alcalines (potassiques et sodiques) en Pologne. Le gneiss de Łostuń (14) se rapproche beaucoup, comme roche à orthose et à plagioclase, aux monzonites de la Volhynie (granite monzonique de Klesów). Ce fait mérite à être remarqué, d'autant plus que le caractère de quelques minéraux des gneiss décrits, par ex. celui de la biotite, rappelle les minéraux de la Volhynie. Une étude pétrographique détaillée de cette dernière région, ayant comme but l'établissement d'une parallèle entre les roches sur Czeremosz et celles sur Słucz, pourrait donner des résultats très intéressants (fig. 3).

8. Les matériaux magmatiques originels du bassin de Czeremosz (porphyres paléozoïques, rhyolites, granites), n'ont pas été en général soumis à une dynamométamorphose intense. Elle s'exprime surtout dans une cataclase des minéraux. On observe des structures originelles, conservées souvent dans des formes primitives (par ex. une structure fluidale, résorption magmatique des phénocristaux). On devrait donc placer presque tous ces gneiss parmi les „epigneiss“ de Grubenmann; d'autant plus que ce sont les minéraux typomorphes de la zone „epi“ (biotite, chlorite etc.), qui jouent un rôle principal parmi leurs composants. On rencontre cependant dans quelques roches des minéraux typomorphes de la zone inférieure (grenat, orthose), paraissant auprès de ceux de la zone supérieure et occupant ici un rôle prédominant. Il est possible que ces roches ont subi premièrement une métamorphose profonde, ensuite, avant d'avoir paru à la surface, elles passèrent par la zone supérieure, où leurs éléments furent transformés en minéraux secondaires, caractérisant la zone épi.

Il en résulte qu'une classification des gneiss d'après la profondeur de leur métamorphose est difficile et quelquefois impossible.

Schistes quartziteux.

On plaça parmi les roches de ce groupe tous les matériaux, dont l'élément principal est le quartz. La quantité de ce minéral dépasse ici 70% de la roche. En quantité remarquable paraissent aussi la chlorite, la séricite, le grenat etc. On a distingué sur la carte géologique deux groupes de ces roches: schistes quartziteux et quartzito-graphiteux. Ceci fut accompli à cause de la position géologique différente de ces deux variétés. Elles appartiennent aux formations les plus récentes du terrain cristallin de Czywczyn et paraissent principalement au pourtour du massif, surtout dans la partie méridionale et occidentale de la région étudiée. Toutes ces roches dérivent des formations sédimentaires.

D'après une étude microscopique détaillée de 18 échantillons de ces roches, on peut résumer leur caractère général en points suivants:

1. Le quartz, d'après lequel on a déterminé le nom et le genre de la roche, est ici l'élément principal. Sa quantité varie de 70 à 99%. Environ de 50% des roches analysées contient plus de 90% de quartz. Les formes de ce minéral sont irrégulières, allongées, rinueuses, et les grains sont moulés les uns sur les autres. Les formes isométriques paraissent assez souvent, mais on distingue en général un axe plus long et un autre plus court. La longueur de l'axe plus court varie de 0.01 à 0.24 mm, celle de l'axe plus long de 0.02 à 0.9 mm. L'allongement des grains est donc remarquable et toujours parallèle à la direction de schistosité. Ce dernier phénomène s'explique à un certain point par la nature primitive des éléments du sédiment métamorphisé (grès), mais les effets de dynamométamorphose (stress) y jouaient sans doute un rôle prédominant.

Les phénomènes de cataclase ne se manifestent que par l'extinction onduleuse des grains du quartz. On ne rencontre pas de fissures ni d'autres effets de destruction mécanique. Parfois les grains de quartz démontrent des macles fins, comme effet caractéristique de dynamométamorphose, observé jadis dans le quartz granitique de Tatra¹). Les grains de quartz des roches décrites plus haut, sont généralement limpides, dépourvus d'inclusions. Si ces inclusions sont présentes, elles paraissent le plus souvent en forme de poudre graphitique, de séricite, de chlorite ou de petits grains arrondis de quartz. L'arrangement sphérolitique du quartz secondaire autour des grains d'autres minéraux, surtout de pyrite, présente un phénomène rare, mais caractéristique.

2. Dans les schistes quartziteux moins riches en quartz, paraissent les autres éléments en quantité assez remarquable. Dans deux exemplaires de ces roches la pyrite atteint 21%. Un autre contient 12% de biotite. Quelques roches sont caractérisées par une quantité remarquable de poudre graphitique (schistes quartzo-graphitiques). La séricite est un élément assez fréquent, de même la biotite. Les feldspaths (albite, microcline), le grenat et la zoïsite paraissent rarement et en quantité subordonnée.

Les roches contenant environ de 70% de quartz, et caractérisées par une quantité remarquable de biotite, de séricite,

¹) Tokarski, Rylski.

de chlorite et de feldspath, se rapprochent aux gneiss par leur composition minéralogique et probablement aussi par leurs relations chimiques. Si le feldspath est absent, elles se rapprochent des schistes sériciteux, décrits plus loin. Nous avons ici à faire probablement aux quartzites gneissiques et sériciteux de Grubenmann.

3. La structure des schistes quartziteux est assez uniforme, le plus souvent granoblastique. La structure diablastique est aussi fréquente, tandis que les structures porphyroblastiques et surtout poëciloblastiques et lépidoblastiques sont beaucoup plus rares. L'orientation optique régulière des éléments quartziteux sous l'influence de dynamométamorphose mérite une attention spéciale. On a remarqué qu'un grand pourcent des grains de ce minéral démontre le signe optique α' d'en direction de l'élongation des grains (schistosité). Parfois cette orientation concerne la majorité des grains. Une étude détaillée de ce phénomène serait intéressante et pourrait donner une nouvelle interprétation des procès de dynamométamorphose.

4. Les roches décrites démontrent généralement une métamorphose plus intense, que celle des gneiss. Il est quand même impossible de déterminer la profondeur de cette métamorphose. Suivant les règles de classification de Grubenmann, on devrait placer nos schistes quartziteux au moins parmi les roches „mezo“, transformées principalement sous l'influence du stress. Quelques plaques minces de ces schistes démontrent des effets dynamiques secondaires (failles, filons secondaires remplis de quartz etc.). On peut voir dans ce fait une preuve, que les roches passaient des phases de dynamométamorphose.

5. Les schistes quartziteux de Czywczyn dérivent des grès métamorphisés, à ciment argileux ou ciliceux, ou bien des schistes gréseux, contenant une quantité remarquable de substance argileuse. Les matériaux sédimentaires devaient parfois contenir une grande quantité de substance organique, transformée ensuite en graphite. L'origine de la pyrite peut être aussi liée avec l'existence des substances organiques dans les sédiments primitifs.

Schistes sériciteux.

Une distinction stricte des schistes sériciteux parmi les roches cristallines de la série paléozoïque de Czywczyn, ren-

contraît certaines difficultés. La séricite, élément principal des schistes sériciteux, paraît presque dans chaque échantillon des roches examinées, en quantité plus ou moins remarquable. Quand même ce minéral donne seulement à un certain type des roches une empreinte pétrographique spéciale. En distinguant la série des schistes sériciteux, on s'est donc basé d'une part sur la quantité de séricite, contenue par la roche, d'autre part aussi sur l'aspect caractéristique de la roche, dû à la présence de cet élément. Cet aspect s'exprime par ex. dans le caractère mégascopique de la roche, son éclat, foliation distincte et fine, schistosité, structure etc. On doit quand même souligner, que la distinction de cette série ne pouvait être stricte. Les schistes sériciteux se lient avec les autres roches, p. ex. les gneiss, les schistes quartziteux et surtout chloriteux; on y rencontre des passages presque continus d'un type à l'autre. La connexion des schistes sériciteux et chloriteux, ne pouvant pas être parfois discernés, est d'autant plus stricte, que ces deux groupes de roches paraissent au terrain souvent ensemble, formant un complexe commun. Ils sont donc marqués sur la carte géologique comme une seule série séricito-chloriteuse. On a constaté quand même quelques affleurements où les schistes sériciteux forment des complexes indépendants. Les études géologiques ont démontré qu'on a de plus des raisons stratigraphiques pour discerner en quelques places, une série indépendante de schistes sériciteux. C'est ici qu'on a recueilli les matériaux à l'analyse détaillée.

Les schistes sériciteux paraissent comme complexes géologiques indépendants, surtout dans la partie occidentale de la région étudiée. Ils affleurent de plus dans la partie centrale du terrain, mais surtout dans la périphérie du massif cristallin, formant des bandes fines ou des ensembles plus continus dans les schistes quartziteux (sources du ruisseau Łostuń). Dans la partie orientale du massif cristallin les schistes sériciteux ne paraissent que sporadiquement. 20 échantillons de ces roches furent soumis à une étude détaillée. Cependant seulement trois d'entre eux furent soumis à une analyse chimique. On a décidé que ces matériaux suffisaient pour déchiffrer le caractère chimique de ce groupe des roches cristallines. Nous présentons ci-dessous en résumé les résultats de nos études:

1. Le mica potassique est développé dans ces roches en

forme de lamelles de muscovite ou bien en petites écailles de séricite. Sa quantité est variable. Parmi tous les éléments de la roche, ce minéral se montra le plus plastique pendant la métamorphose, comme nous l'indique la présence des microplissements presque dans chaque roche décrite, donnant un trait caractéristique aux textures de ces roches. Par rapport aux formes du mica potassique, on peut discerner deux types des schistes sériciteux: l'un d'entre eux contient le mica en forme de grandes lamelles de muscovite, le second en forme de petites écailles de séricite. Le dernier type se rapproche aux phyllites.

2. Le quartz, qui est l'élément principal de ces roches, paraît en porphyroblastes, ou bien il est un composant du fond microcristallin. Les porphyroblastes qui se lient souvent par des formes transitoires avec les grains du fond, démontrent en règle une extinction onduleuse plus intense, que celle des grains plus petits. Quelques roches sont dépourvus de porphyroblastes quartzeux. Dans ce cas, les grains du fond sont plus grands et leurs contours sont rectilignes. Le quartz ne démontre alors presque jamais d'extinction onduleuse. Les roches de ce genre semblent avoir subi une métamorphose plus intense. Dans quelques schistes sériciteux la morphologie du quartz s'adapte strictement à celle de la muscovite, formant avec celle-ci des grains remarquablement allongés en direction de la schistosité et des microplissements mentionnés plus haut.

3. L'albite, comme espèce unique des feldspaths, paraît souvent en quantité remarquable. Elle forme généralement des porphyroblastes plus grands que ceux du quartz et en outre des petits grains du fond, se mêlant avec l'agrégat quartzeux, duquel elle est parfois indiscernable. Les porphyroblastes se formaient le plus souvent au moyen de la cristallisation par rassemblement. Ils renferment en règle beaucoup d'inclusions de quartz et de séricite.

4. La biotite et le grenat appartiennent aux minéraux subordonnés, très caractéristiques. La première paraît souvent en stricte paragenèse avec la muscovite. En ce cas, elle est fraîche, démontre un pléochroïsme intense et s'arrange avec la muscovite en feuillet, entourant les agrégats de quartz et de feldspath. Dans d'autres roches la biotite est altérée, couverte d'oxydes de fer et d'autres produits de décomposition.

Le grenat forme de petits idioblastes, disséminés en groupes, ou bien des agrégats compacts microcristallins. Parfois les grains du grenat sont assez grands et renferment de nombreuses inclusions, parfois ils sont traversés de fissures, remplies de chlorite secondaire.

5. La structure des schistes sériciteux est très variable. On rencontre parfois des structures diverses dans une seule plaque mince (granoblastique, diablastique, lépidoblastique, porphyroblastique). La structure porphyroblastique est cependant la plus fréquente. La formation des porphyroblastes était en règle le résultat d'une cristallisation par rassemblement, concernant surtout le quartz et l'albite.

6. Les schistes sériciteux de Czywczyn démontrent, en comparaison avec les schistes quartziteux, un plus bas degré de métamorphose. Ce fait ne trouve aucune interprétation géologique, car la stratigraphie et la tectonique de ces deux groupes de roches sont strictement liées. On doit plutôt chercher la cause d'une plus faible métamorphose des schistes sériciteux, dans le caractère des matériaux dynamométamorphisés. La métamorphose, que nous considérons ici, concerne surtout le quartz, qui est l'élément prédominant. Son influence sur la morphologie des grains du quartz, leur cataclase et les autres effets de leurs changements, sont généralement plus faibles, comparativement aux effets de métamorphose observés sur les grains du quartz des schistes quartziteux.

Est-il impossible, que les quartzs des schistes sériciteux, noyés dans une quantité remarquable de séricite plastique, étaient à un certain point préservés des influences du stress? On a des preuves incontestables du fait, que quelques schistes sériciteux de la région étudiée étaient placés durant un certain temps dans les zones profondes du métamorphisme. Ces schistes contiennent le grenat, qui est l'élément typomorphe de ces zones. Il est intéressant, que justement les schistes sériciteux à grenat contiennent un quartz à formes rectilignes et anguleuses. La conservation des formes primitives des grains de quartz est peut-être due à l'abondance des matériaux plastiques (séricite), grâce à laquelle ces grains, se trouvant dans la zone du stress, subissaient plutôt l'influence de la pression hydrostatique.

Schistes chloriteux.

Ces roches furent distinguées parmi les complexes des matériaux cristallins de Czywczyn, surtout d'après leur caractère mégascopique. Leur première distinction avait lieu pendant les levés au terrain pour besoin de ces levés. On s'est orienté ici d'après le caractère mégascopique de ces roches, et surtout d'après leur couleur verte intense, le manque de schistosité nette etc. Les roches à tel aspect sont très fréquentes dans le massif cristallin de Czywczyn, elles paraissent presque dans chaque profil des plus grands affluents gauches de Biały Czeremosz à l'Est de Popadyniec. L'étendue remarquable des schistes chloriteux dans cette partie du terrain étudié, est marquée sur la carte ci-jointe. Ils forment une large bande entre les ruisseaux Popadyniec et Czymirny, paraissant surtout dans la partie septentrionale des roches cristallines. Cette bande s'élargit considérablement vers l'Est. Enfin dans les parties méridionales du terrain en question l'affleurement de ces roches peut être de même observé. Ces roches paraissent le plus rarement dans la partie occidentale (à l'Ouest de Popadyniec).

Les recherches microscopiques et chimiques au laboratoire ont démontré qu'une distinction des schistes chloriteux parmi les autres roches cristallines de la chaîne de Czywczyn n'est pas facile. Plusieurs échantillons de ces roches, déterminés d'après leur caractère mégascopique comme schistes chloriteux devraient être placés parmi les schistes sériciteux ou bien quartziteux ou autres. La moins stricte était la distinction des éléments chloriteux d'après leur couleur verte, observée mégascopiquement. La couleur verte, caractérisant non seulement l'aspect mégascopique de la roche, mais aussi son image microscopique, est due, dans les roches de Czywczyn, souvent à la séricite, qui diffère dans ce cas de la chlorite presque exclusivement par sa biréfringence intense. La chlorite proprement dite, comme élément des roches décrites, se caractérise par une couleur verte plus intense, par des teintes de polarisation basses (bleue, violette, brune) et un „habitus“ très spécifique. Elle paraît ordinairement en lamelles larges, se présentant au microscope en bandes d'étendue remarquable, à pléochroïsme faible. On observe ici un phénomène important

que les agrégats de chlorite s'associent presque toujours aux minéraux accessoires, comme l'épidote, les oxydes de fer etc., formés en paragenèse avec la chlorite.

Il y a encore une autre cause de difficultés concernant la distinction stricte des schistes chloriteux: c'est le caractère géologique de leur affleurement. Les recherches géologiques ont démontré que ces éléments sont accompagnés par des intercalations d'autres roches, surtout de schistes sériciteux, contenant de même la chlorite, comme composant important, à caractère décrit plus haut. Ces intercalations constituent donc des formes transitoires entre les schistes chloriteux et sériciteux. Il est possible que ces formes transitoires sont au terrain les plus fréquentes. Pour cette raison, on a marqué sur la carte le complexe des schistes séricito-chloriteux de couleur correspondante; on a signalé dans la légende de cette couleur que dans les points correspondants paraissent les éléments chloriteux et chlorito-sériciteux.

Malgré les difficultés mentionnées, il était possible, en train des recherches au laboratoire, de distinguer les schistes chloriteux proprement dits, comparativement par ex. aux schistes sériciteux proprement dits. Ces roches se caractérisent par une quantité remarquable de chlorite à l'aspect typique, décrit plus haut. La chlorite y est accompagnée par les autres éléments, développés généralement d'une manière différente, que par ex. dans les schistes sériciteux et quartziteux, dans lesquels ces éléments paraissent aussi. Ces faits sont prouvés par les résultats des analyses microscopiques détaillées de 5 échantillons que nous considérons comme typiques; deux de ces échantillons fut soumis à une analyse chimique, dont les résultats sont présentés dans la table sous (69, 70).

L'étude des schistes chloriteux conduit aux conclusions suivantes:

1. Les schistes chloriteux occupent le plus grand espace dans le terrain cristallin de Czywczyn, se développant largement entre Popadyniec et Perkałab (Biały Czeremosz).

2. Les schistes chloriteux contiennent en principe dans leur complexe des types divers, parmi lesquels prédominent les formes intermédiaires, se liant aux schistes sériciteux et quartziteux.

3. Une distinction stricte des schistes chloriteux ne peut pas être exécutée d'après leur observation mégascopique, qui ne permet qu'à séparer ces schistes d'après leur couleur verte (roches vertes). Parmi les roches de Czywczyn les schistes sériciteux démontrent aussi une couleur verte, même si leur diagnose, surtout au microscope, ne rencontre aucun doute. Il faut remarquer de plus que la chlorite est un des plus communs composants de toutes sortes de schistes cristallins, se formant en cas de métamorphose faible. Nous en concluons que la large bande des schistes chloriteux, marquée sur la carte, contient outre les roches, appartenant strictement à ce type, aussi les roches intermédiaires ainsi que les intercalations des schistes chlorito-sériciteux.

4. On a distingué dans le complexe des schistes chloriteux le type des schistes chloriteux proprement dits d'après leur caractère minéralogique et structural. Ce caractère a un sens surtout génétique. Les schistes chloriteux proprement dits sont des roches d'origine magmatique, dérivées, en voie de dynamométamorphose, des roches basiques du type diorite-gabro. Dans leur composition minéralogique, ce sont les combinaison: chlorite + albite + calcite qui jouent un rôle important. La chlorite est un produit d'altération d'amphibole et de biotite, dont les restes furent trouvés dans quelques roches. L'albite dérive des feldspaths fortement basiques. L'origine de la calcite est probablement de deux sortes: elle est partiellement infiltrée du dehors, et partiellement elle se forme, à côté de l'épidote, des molécules de chaux libérés pendant l'altération des plagioclases basiques.

5. On ne peut dire que peu de choses à propos du procès et de la tension concernent la dynamométamorphose, qui a causé la formation des schistes chloriteux proprement dits. Il est probable que cette métamorphose était assez faible.

Schistes épidotiques.

Les roches épidotiques furent distinguées dans le complexe des schistes cristallins paléozoïques de Czywczyn, comme unité indépendante, à cause de leur composition minéralogique caractéristique. Elles se composent en principe des feldspaths, de chlorite et d'épidote. Ce dernier élément paraît ici en quan-

tité remarquable, donnant à ces roches une empreinte pétrographique spéciale. L'affleurement des schistes épidotiques sur le terrain de Czywczyn est limité. On les trouva en quelques points parmi les schistes quartziteux, sériciteux et chloriteux. Dix échantillons de ces roches furent soumis à une étude microscopique détaillée, et en outre deux à l'analyse chimique. Les résultats de ces recherches sont suivants:

Les schistes épidotiques sont des roches de couleur foncée, vertésmaragdin, à texture généralement schisteuse, mais peu nette, microgrenues et compactes. Auprès de l'épidote, qui est présente en forme de prismes isométriques, allongés, ou en grands cristaux idiomorphes, paraît la chlorite comme élément remarquable, formant le fond de la roche et englobant en symplexes les autres composants. L'albite est le troisième élément important et elle est parfois prédominante. Sa morphologie est analogue à celle du quartz, qui est aussi relativement abondant.

L'analyse chimique de deux schistes épidotiques a démontré que ces roches se sont formées par métamorphose des roches magmatiques très basiques, du type diorite-gabbro. On a remarqué dans quelques échantillons des restes d'une structure primitive, grenue (gabbroïde). La roche de Czeremosz dérive des matériaux magmatiques, qui ont subi une usure mécanique avant leur métamorphose.

A m p h i b o l i t e s.

Ces roches ne jouent aucun rôle important dans la chaîne cristalline de Czywczyn. On les a rencontrées à peine en quelques points, en affleurements d'une étendue modeste. Elles méritent cependant une attention à cause de leur provenance des roches magmatiques basiques, et à cause de la forme spécifique de leur développement minéralogique et pétrographique. Elles furent donc étudiées d'une manière détaillée, également au point de vue chimique et microscopique. Cette étude fut exécutée par Dr. K. Smulikowski, auquel on a confié les résultats des analyses chimiques et de nombreuses plaques minces. Les résultats de l'étude des amphibolites, qui sont, au point de vue minéralogique et pétrographique, plus intéressants que les roches précédemment décrites y sont présentés en tout détail:

1). Amphibolite à grenat et quartz de Połonina Prełuki. Cette roche n'est nulle-part nettement découverte, mais elle paraît en forme de nombreux blocs isolés, disséminés sur le pré. Elle présente probablement l'affleurement d'un filon, intercalé dans les schistes séricito-chlorito-quartzueux, qui paraissent ici en bande très amincie entre le conglomérat de Suligul au Sud, et la roche triassique au Nord. C'est une roche massive, à grain gros ou de grosseur moyenne, à schistosité indistincte. Elle rappelle par sa structure les roches gabbroïdes. On distingue sur la cassure fraîche le grain blanchâtre des feldspaths et de quartz, les amphibolites noires à éclat faible, les tout petits grains du grenat brun-rougeâtre, et çà et là les écailles peu nombreuses jaunâtres de biotite décomposée.

Au microscope paraissent les minéraux suivants: l'amphibole, le plagioclase acide, le quartz, le grenat, comme éléments principaux; la chlorite, la titanite, le rutile, la zoïsite, l'apatite — comme éléments subordonnés; enfin la magnétite, la pyrite, le zircon, la tourmaline, l'épidote monocline et la séricite, — comme minéraux accessoires (Table V,3).

Structure grenue, poëciloblastique, à cause de nombreuses inclusions de zoïsite dans le plagioclase et de quartz dans l'amphibole. Texture en général chaotique, çà et là l'amphibole en petites baguettes s'arrange à peu près parallèlement.

L'amphibole forme le plus souvent de grands grains ou de prismes courts à faces du prisme assez nettes. Elle est ordinairement piquetée de nombreux petits grains de quartz à orientation chaotique, çà et là parallèle. Sa couleur est peu à orientation chaotique, çà et là parallèle. Sa couleur est peu intense, le pléochroïsme distinct: α — gris-jaune pâle, β — jaune-verdâtre, γ — vert-grisâtre, $\alpha < \beta < \gamma$ (en plaques de 0.03 mm de grosseur), $z:\gamma = 15-16^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.0238$, $2V\alpha = 85 - 88^\circ$.

Les feldspaths sont en général gris et troubles, tissés de submicroscopiques produits de décomposition à hauts indices de réfraction (saussiritisation). Ils contiennent de plus de petites baguettes de zoïsite, souvent aussi la séricite en quantité subordonnée. On observe parfois dans les grains moins troubles des macles de l'albite, plus rarement de péricline, de Karlsbad

et Roc Tourné. Le pourcent d'anorthite y varie de 3 à 6. Dans quelques parties de la roche le plagioclase est presque limpide et démontre alors 16 — 17% An.

La zoïsite forme de petits prismes fins ou des microlites, disséminés, chaotiquement dans les plagioclases. Les parties grises et opaques des plagioclases sont probablement aussi composées de ce minéral. Les prismes de la zoïsite démontrent $z = \alpha$, ils se distinguent par un clivage parfait suivant (010) et par de nombreuses et irrégulières fissures transversales. Ils sont souvent „creusés“ en dedans et en apparence divisés. L'orientation optique: $x = \gamma$, $y = \beta$, $z = \alpha$, plan des axes optiques parallèle à (010). Biréfringence très faible à coté d'une dispersion intense, d'où les teintes de polarisation subnormales, très caractéristiques. Caractère optique positif, l'angle des axes optiques très petit, à partir d'environ 20°, il diminue souvent presque à 0°. C'est donc une zoïsite pauvre en Fe_2O_3 (α — zoïsite).

Dans quelques parties de l'amphibolite décrite y paraît en petites quantités l'épidote monocline, se formant probablement pendant les procès de métamorphose, ayant lieu dans les composants fémiques de la roche. Cette épidote est pauvre en oxydes de fer, à biréfringence modérée, à caractère optique négatif.

Le grenat est développé en grains irréguliers, traversés de fissures, remplies de chlorite pâle et d'oxydes de fer. Il renferme de plus des inclusions de feldspath, de quartz, d'amphibole, parfois d'apatite et de séricite. Il est presque tout à fait isotrope, en plaque mince presque incolore. Le quartz paraît en deux formes de développement: Les grains plus grands ou leurs agrégats, formant comme une mozaïque, démontrent une extinction onduleuse, quoique assez faible. Ils occupent 7 — 10% de la roche; les grains petits, paraissant comme inclusions dans l'amphibole, constituent 2 — 4% de la roche.

La chlorite (pennine) paraît comme pseudomorphoses en biotite, dont les restes tachetés peuvent être çà et là observés. Elle est vert-pâle, faiblement pléochroïque, à biréfringence très faible, à teintes de polarisation subnormales bleu-violettes ou brunâtres. Dans le premier cas α est normal à (001), dans le

second γ normal à (001). Toutes les deux modifications sont souvent enchevêtrées parallèlement.

La titanite est assez abondante en agrégats microcristallins, irréguliers, de couleur gris-trouble. Dans ces agrégats paraît le rutile en grains irréguliers et clivage net en deux directions perpendiculaires. Sa couleur est intense, brun-jaunâtre ou rougeâtre. Ces deux minéraux, contenant le titane, occupent probablement la place de l'ilménite.

Parmi les minéraux accessoires la plus remarquable est l'apatite, formant de grains irréguliers et des prismes, atteignant 1.5 mm de longueur. Le zircon est beaucoup plus rare. il paraît en grains isolés, traversés de fissures, irréguliers. La tourmaline ferrifère paraît sporadiquement. Ses prismes allongés, dépourvus de faces basales régulières, se distinguent par le caractère optique négatif, biréfringence modérée ($\gamma - \alpha = 0.0251$) et pléochroïsme intense $o > e$ ($//$ à l'axe optique presque incolore, \pm brun-roussâtre). En très petite quantité paraissent les mottes de magnétite et de pyrite.

On a déterminé la composition minéralogique de la roche au moyen de l'analyse planimétrique de 6 plaques minces. On distingua ici deux variétés de la roche: 1) à feldspath trouble rempli de zoïsite, 2) à feldspath presque limpide, dépourvu d'inclusions de zoïsite.

	1.		2.	
Quartz	13,7% vol.		9,2% vol.	
Plagioclase	22,3	(3—6% An)	31,8	(16—17% An)
Zoïsite	2,5		—	
Amphibole	47,9		45,1	
Grenat	8,4		8,9	
Biotite ¹⁾	1,7		2,4	
Titanite	1,3		0,9	
Butile	1,2		0,7	
Magnetite	0,3		0,4	
Apatite	0,5		0,6	
Zircon	0,2		—	

¹⁾ Presque entièrement transformée en chlorite avec mélange de muscovite.

La première variété fut soumise à l'analyse chimique dont les résultats sont présentés dans la table sous (75). Il résulte de cette analyse que l'amphibolite de Prełuki dérive du magma gabbro-noritique typique, dont l'intrusion, probablement peu remarquable dans sa masse, fut pressée dans les sédiments paléozoïques argilo-gréseux et elle a subi ensuite, ensemble avec les sédiments, une métamorphose régionale. L'étude microscopique des amphibolites conduit à la supposition que cette métamorphose avait lieu en deux phases. Elle s'est développée premièrement dans la zone plus profonde, transformant la roche magmatique primitive, composée de labrador, de pyroxène, d'ilménite et de petite quantité de quartz, en association d'amphibole, d'andésine, d'oligoclase, de quartz, de grenat, de biotite, de rutile et de titanite, réglés chaotiquement (manque de schistosité). Dans les périodes plus récentes la roche, s'élevant graduellement, elle se trouva dans une zone du métamorphisme moins profonde. Ici le plagioclase se décomposa en albite et zoïsite, et la biotite se transforma en chlorite et muscovite. Ça et là, où le plagioclase était primitivement très acide (16 — 17% An ou moins), la zoïsite ne s'est pas formée et le plagioclase est resté limpide.

2) Amphibolite de Albin. Cette roche affleure distinctement sur un longueur d'environ 300 m dans le lit du ruisseau Albin, à l'altitude de 1360 m, de même que dans ces affluents droits et sur les pentes des vallées. Elle forme un filon d'environ 60 m d'épaisseur à direction NNE — SSW, entrecoupant presque verticalement les schistes cristallins. Elle touche à l'Ouest aux quartzites verdâtres métamorphisés, à l'Est aux schistes à muscovite, passant graduellement en schistes séricito-quartzeux, de plus en plus riches en grenat.

Cette amphibolite est une roche noir-verdâtre, microcristalline, à parallèle arrangement des baguettes d'amphibole. Ces baguettes ont sur la cassure fraîche un éclat soyeux. Les porphyroblastes du grenat brun-rougeâtre atteignent 4 mm en diamètre et sont très irrégulièrement disséminés, parfois ils sont absents. Quelques parties de la roche démontrent des intercalations plus claires gris-verdâtres, singulièrement riches en épidote et feldspath, pauvres en amphibole.

L'image microscopique présente une structure nématoblastique typique, malgré la présence des porphyroblastes du

grenat (Table V,₁). La roche se distingue en général par une variabilité de composition minéralogique et, à un certain point aussi de structure, souvent dans un seul échantillon. Ses composants principaux sont: la hornblende verte, le plagioclase acide (albite jusqu'à oligoclase), ordinairement aussi le grenat et le quartz. En quantité subordonnée paraissent l'épidote, la titanite, souvent aussi la calcite et la chlorite, enfin comme minéraux accessoires: l'apatite, le rutile, la magnétite et la pyrite.

L'amphibole forme des prismes et baguettes de grandeur variable, à faces (010) et (110) bien développées. Ses formes sont toujours fortement allongées; les plus grands sont de $\frac{1}{4}$ mm de grosseur et de $1\frac{1}{2}$ mm de longueur, mais il y en a aussi des grains de dimension submicroscopique, formant des agrégats en forme d'un tissu délicat. Cette amphibole appartient en principe au groupe de la hornblende commune. Sa couleur verte et son pléochroïsme sont nets: α — jaune-pâle, β — vert-jaunâtre, γ — vert-bleuâtre ($\alpha < \beta \leq \gamma$). On peut souvent observer dans les prismes plus gros des taches plus pâles ou presque incolores, à biréfringence plus intense, correspondant aux amphiboles ferrifères de la série trémolite-actinolite. Son caractère optique est négatif, $2V\alpha = 78 - 80^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.0221 - 0.0227$, $z:\gamma = 16^\circ$.

Le plagioclase forme des xenoblastes plus grands, ou bien il se compose de petits grains, moulés les uns sur les autres, à orientation diverse. Il est en général piqueté de petites écailles de séricite, rempli d'inclusions d'épidote et d'amphibole, rangées parallèlement à la schistosité de la roche. Il est dépourvu de macles, donc difficile à déterminer. On a cependant réussi de déterminer le pourcent d'anorthite dans quelques grains. Il s'est montré, qu'on a parfois à faire à l'albite presque pure, mais que l'oligoclase (20 — 25% An) paraît le plus souvent. La structure zonée inverse se rencontre parfois (10% An au centre, 16 — 21% An au pourtour).

Le quartz, très abondant dans quelques parties de la roche, disparaît dans d'autres parties presque entièrement. Il forme des intercalations minces et des lentilles grenues, parfois il pénètre en grains isolés parmi les autres éléments, ou bien il est renfermé en petites inclusions dans les amphiboles et feldspaths. Il forme dans ces derniers des interpénétrations analogues au myrmékite. On sait que de telles formations,

communes surtout dans les granites et gneiss, se forment au contact du plagioclase et du feldspath potassique. Dans l'amphibolite décrite on n'a rencontré nulle-part de feldspath potassique, il est quand même possible qu'il se cache en petite quantité, en forme spécialement difficile à reconnaître.

Le grenat est développé en forme de porphyroblastes assez grands, souvent idiomorphes, parfois déformés, allongés dans une direction, rongés sur les bords, par les prismes de hornblende et d'épidote, pénétrant en dedans, ou bien déchirés en fragments irréguliers. Il contient de nombreuses inclusions d'amphibole, d'épidote, de quartz, de feldspath et de minéraux accessoires, comme apatite, titanite, muscovite. Traversé de fissures irrégulières, il est souvent chloritisé. Ce procès de décomposition commence dans les fissures et sur les bords des grains.

L'épidote monoclinique composant important de la roche paraît en grains ou prismes peu réguliers, traversés de fissures. La teneur en Fe_2O_3 est variable, en général pas trop grande. Elle est presque toujours incolore, à l'angle des axes optiques très grand, à caractère optique le plus souvent négatif, $2V = 79 - 88^\circ$, $\alpha:\gamma = 24 - 26^\circ$, à biréfringence variable, $\gamma - \alpha = 0.0284 - 0.0329$. On rencontre quand-même des individus à caractère optique neutre ou même positif, à biréfringence plus faible, qui s'approchent distinctement de la clinozoïsite. Dans les intercalations très riches en épidote paraît en outre en petite quantité la pistacite jaune-verdâtre, à biréfringence beaucoup plus intense.

Parmi les minéraux accessoires paraissent ici l'apatite en grains irréguliers, la titanite en petites mottes très nombreuses ou bien en formes lentilleuses, les microlites du rutile, pénétrant dans l'amphibole, les petits grains noirs, irréguliers de magnétite et sporadiquement la pyrite. On rencontre en outre la chlorite en petites écailles, à caractère optique négatif à teintes de polarisation violettes. La calcite paraît çà et là en grains relativement grands et maclés.

On peut observer dans quelques parties de la roche des filons calcitiques très fins, entrecoupant la roche en directions diverses. La calcite y est souvent accompagnée de chlorite, de quartz, parfois d'albite et de pyrite. Ces filons sont évidem-

ment formés après la métamorphose principale de la roche, car ils traversent les grains du grenat.

On a distingué trois variétés de la roche, différant par leur composition minéralogique: 1) Amphibolite dépourvue du grenat, 2) Amphibolite à grenat, 3) Intercalation épidotique (Table V,₃).

	1.	2.	3.
Quartz	4,1% vol.	7,5% vol.	—
Plagioclase	18,5	17,9	32,0% vol.
Epidote	3,1	3,1	50,9
Amphibole	70,5	57,8	3,3
Grenat	—	6,2	—
Chlorite	—	1,1	10,5
Titanite	2,9	3,5	0,8
Magnetite	—	—	1,9
Apatite	0,3	0,9	0,4
Pirite	0,1	—	—
Calcite	0,5	2,0	0,2

Deux de ces variétés furent soumises à l'analyse chimique, dont les résultats sont présentés dans la table sous (76a, b).

Il résulte des nombres analytiques que l'amphibolite de Albin est de même d'origine magmatique et que le caractère de la roche primitive était gabbro-noritique. Cette roche diffère quand même de l'amphibolite de Prełuki par le degré de métamorphose. L'amphibolite de Albin a subi probablement une métamorphose dynamique dans une zone moins profonde et sous l'influence intense du stress; cette influence a causé la décomposition partielle du plagioclase et le changement de l'excès d'anorthite en épidote. Les éléments prismatiques s'arrangeaient parallèlement pendant ce procès.

3) Amphibolite de Perkałab. On a trouvé dans le lit du ruisseau Perkałab, coulant le long de la frontière polono-roumaine, quelques grands blocs noirs d'une roche microcristalline, nettement schisteuse, démontrant sur la coupe transversale des couches alternativement claires et foncées. On observe à l'oeil nu des porphyroblastes idiomorphes de grenat brun, atteignant les dimensions des grains du pois. Cette roche ne fut nulle part trouvée „in situ“ sur le bord polonais de Per-

kašab. On suppose donc que ces blocs ont roulé en bas dans le ruisseau du côté roumain. Pour cette raison on s'est limité à une description quantitative du caractère pétrographique de la roche, sans exécuter d'analyses quantitatives strictes.

La roche est microcristalline à texture parallèle. Son élément principal est la hornblende verte, intensement pléochroïque, en prismes déformés, s'accumulant en agrégats, rarement tout à fait frais et limpide, à macles polysynthétiques nettes, le plus souvent selon la loi de l'albite, plus rarement de Karlsbad ou de péricline. Ces macles sont souvent déformés. Le plagioclase forme des xénoblastes ou bien, enchevêtré avec le quartz abondant, une mozaïque microgrenue. Un rôle subordonné jouent les minéraux suivants: la titanite en agrégats ou bandes microgrenues, l'épidote peu nombreuse, la magnétite et la pyrite en petites mottes, souvent changées en oxydes de fer rouges. Les grands porphyroblastes du grenat sont noyés dans la masse microcristalline des autres minéraux. Leurs formes sont assez régulières, mais leurs centres traversés de fissures, d'où ils ont l'aspect plutôt d'agrégats microcristallins, que de grains homogènes. Ils contiennent de plus de nombreuses inclusions de quartz, d'oxydes de fer, de hornblende, de biotite, d'apatite et de titanite, souvent infiltrées de chlorite et de hydroxydes de fer.

La cataclase postérieure distincte a donné à la roche une empreinte caractéristique. Elle est entrecoupée de fissures en directions diverses, le long desquelles la roche fut broyée en poudre presque opaque, traversée de chlorite et d'un pigment d'oxydes de fer.

Il est évident que cette amphibolite est d'origine magmatique. Elle s'approche par sa composition minéralogique de l'amphibolite de Albin, mais sa texture est différente, stratifiée et schisteuse.

Les *schistes graphitiques* et les roches à *rodonite* et *rodochrosite* appartiennent à la série paléozoïque des schistes cristallins de Czywczyn. En voyant cependant que ces roches ont une importance pratique, on les a soumis à une étude détaillée au point de vue technique et, pour cette raison, leur description est présentée dans la troisième partie de notre travail.

II. Série mézozoïque.

(Roches magmatiques non métamorphisées).

Basalte albitique.

C z y w c z y n. Le point culminant du terrain étudié, à qui il doit son nom, s'est le mont Czywczyn s'élevant à 1769 m. Sa structure géologique sera présentée en détails plus importants dans la seconde partie de cette étude. Nous remarquons ici que le mont est constitué en plupart par les roches d'épanchement, de type basaltique, alternant avec les calcaires triassiques développés surtout dans la partie nord-est. Ces formations recouvrent le Flysch crétacé ce qui prouve que la série des roches du mont Czywczyn est une masse chariée sur les formations plus récentes. La roche basaltique s'étend principalement sur le mont mentionné. On l'a cependant trouvée aussi en petits lambeaux dans les parties à l'Ouest et au Sud-Est de la culmination de Czywczyn, sur la crête de Budyjowska, aux sources de Dobryń, de Albin et sur le mont Popadja.

D'après Dr. **N e c h a y**, la répartition des basaltes sur le mont Czywczyn et leur rapport aux calcaires et aux autres roches dans cette région, sont suivants :

1. *Pente S et S E.* En s'avancant sur la pente sud-est de la source jaillissant de l'altitude 1400 m, jusqu'au sommet, on trouve tout auprès de la source des conglomérats quartziteux, composés en plupart des galets de quartzites, de schistes chloriteux et sériciteux (Verrucano). Ces conglomérats ont le grain gros ou fin. Ils sont recouverts à l'altitude 1410 m par des couches discordantes de schistes noirs argilo-gréseux, alternant avec des schistes calcaires (Flysch crétacé). Plus haut, à l'altitude 1580 m paraissent des fragments en forme de schistes gris du Flysch et des schistes calcaires. On a trouvé dans ces matériaux des échantillons décomposés d'une roche magmatique. Parmi les schistes calcaires paraît de nouveau le conglomérat mentionné plus haut. Cette roche y forme des strates, atteignant 2 cm d'épaisseur, alternant avec les schistes calcaires qui contiennent de nombreuses traces de coraux.

A l'altitude de 1593 m, paraît pour la première fois dans cette partie du mont Czywczyn, la roche basaltique de couleur gris-verte, microgrenue. Ses interstices sont remplies d'inter-

calations calcaires. Le second affleurement de cette roche se trouve à l'altitude de 1738 m. Le basalte est ici de couleur vert-foncée. Son fond est couvert de baguettes de phénocristaux feldspathiques. Plus haut, à l'altitude 1754 m, paraît la même roche avec des phénocristaux de feldspath plus grands, et avec des vacuoles remplies de calcite. Les blocs plus grands de cette roche sont entrecoupés de filons quartzeux. La couleur des échantillons y est gris-vert-pâle, et l'aspect extérieur rappelle une brèche. Au dessus de cet affleurement on a trouvé des blocs de la même roche fortement décomposée (chloritisée). Ces blocs couvrent la plateforme, entourant le sommet de Czywczyn (plateforme structurelle).

2. *Pente W et NW.* Les premiers affleurements de la roche magmatique paraissent sur cette pente au dessus des schistes argilo-gréseux et des grès du Flysch, au niveau d'un énorme éboulement. Ces blocs contiennent de nombreuses intercalations calcaires dont la quantité augmente vers le Nord ainsi que la roche passe enfin en un calcaire massif, formant la crête latérale nord-ouest du Mont Czywczyn et s'étendant du sommet presque jusqu'au fond de la vallée du ruisseau Dobryń. Une roche magmatique compacte, de couleur gris-verte à l'aspect d'une brèche paraît à l'alt. de 1670 m. Son caractère est identique avec celui des échantillons décomposés de la pente méridionale. Plus haut, au niveau de 1680 m paraît de nouveau une brèche calcaire-basaltique. Au même niveau, sur la pente SW paraît un nouveau affleurement de basalte, plus décomposé. Ses échantillons sont de couleur gris-foncée, sur la cassure la teinte est verdâtre. Sur son fond paraissent distinctement des amygdales de calcite et des phénocristaux de feldspath.

3. *Pente N et NE.* Sur la pente nord-est, près du sentier menant sur Hala Czolakin, paraît au niveau de 1500 m une formation de Flysch, en forme de schistes gris-gréseux et marneux, et, plus haut, une roche basaltique, couverte d'une brèche calcaire. Le Flysch s'y étend jusqu'à 1520 m, il est recouvert d'une brèche calcaire, contenant des débris d'une roche basaltique verte, s'élevant jusqu'à 1550 m. Plus haut paraît un schiste calcaire, alternant avec une phyllite, atteignant l'alt. de 1580 m. De 1600 m à 1700 m se montre de nouveau la brèche calcaire, avec intercalations d'une roche magmatique,

passant plus haut de nouveau en schistes calcaires. A l'alt. de 1720 m affleure le basalte, contenant au toit (1730 m) des lambeaux de calcaire, passant graduellement en brèche. C'est seulement au niveau de 1750 m que paraît une roche basaltique massive, de couleur vert foncée qu'on peut suivre d'ici jusqu'au sommet du mont.

L'alternance, décrite plus haut, de la roche magmatique, avec la brèche et les schistes calcaires, peut être observée sur les quatre côtes de la pente décrite, descendant jusqu'à la limite de la forêt. Les niveaux des parties correspondantes de ces côtes (brèche et basalte) s'élèvent vers la partie nord-est.

Il résulte de la structure géologique des trois pentes de Czywczyn que la roche magmatique y forme un lambeau avec les calcaires et les schistes triassiques à la base, charrié sur le Flysch crétacé. Cette roche est le mieux développée dès le niveau 1750 m jusqu'au sommet de la montagne, s'étendant dans cet espace sans intervalles. Les échantillons recueillis à cette altitude sont les plus frais parmi tous les échantillons du basalte de Czywczyn. Les autres, paraissant au dessous, sont en plupart changés par métasomatose. On a soumis plusieurs échantillons de cette roche à une analyse microscopique, quatre à une analyse chimique. Nous présentons les résultats de ces analyses en tout détail:

Pente W, au dessous du sommet. Roche compacte, de couleur noire, à teinte grise, fraîche. On voit sur son fond de fines baguettes reluisantes des feldspaths, dissipés chaotiquement, s'orientant parfois en texture fluidale. Les autres composants ne peuvent pas être discernés à l'oeil nu. Les plaques minces de cette roche démontrent au microscope une structure nettement porphyrique, dans laquelle se distinguent de grands phénocristaux idiomorphes des feldspaths et une pâte microgrenue. Les phénocristaux des feldspaths appartiennent à l'albite, atteignant 2 mm de longueur. L'aspect des feldspaths est isométrique, parfois ils sont un peu allongés suivant l'axe „z“. On a déterminé dans les sections perpendiculaires à α , les angles d'extinction, variant de -12° à -17° , ce qui correspond à 0—10% An. Les phénocristaux sont tout à fait frais et ils sont limpides ou bien renferment des inclusions de plus petits grains d'albite à côté des écailles de séricite. Les macles polysynthétiques de l'albite sont une règle. Les contours des phénocri-

staux sont rectilignes, çà et là un peu résorbés. Certains cristaux sont cataclasés. On n'a remarqué aucune structure zonée nette. Elle n'est marquée que très faiblement dans quelques phénocristaux plus grands. En tous cas, leurs centres ne diffèrent pas beaucoup des pourtours.

Le feldspath est aussi l'élément prédominant de la pâte. Il est ici développé en fines baguettes, souvent microlitiques. Le pourcent d'anorthite est le même que dans les phénocristaux. Le pyroxène est présent parmi les phénocristaux, mais en petites quantités. Il forme des prismes de 0.5 mm de longueur, de couleur vert-pâle ou jaune, sans pléochroïsme net. Ses contours sont un peu résorbés. $2V\gamma = 56^{\circ}-58^{\circ}$, $\gamma-a = 0.026$, $c : \gamma = 36-38^{\circ}$. C'est donc la diopside. Les pyroxènes sont abondants dans la pâte, formant souvent des microlites. La pâte est un mélange microgrenu de nombreux feldspaths, de pyroxènes et d'oxydes de fer. Çà et là elle est recouverte de chlorite, qui paraît quand même le plus souvent comme masse remplissant les cavités. Des petits grains d'épidote et de zoïsite se rencontrent sporadiquement.

La texture est fluidale. Les phénocristaux des feldspaths sont entourés de baguettes feldspathiques de la pâte, orientées parallèlement. Les vacuoles sont remplies de substance chloritique ou de calcite. La structure de la roche est variable, ce qu'on observe dans les plaques minces. On voit des parties plus foncées, riches en oxydes de fer auprès des parties plus claires, où le feldspath est abondant; parfois on croit de rencontrer des enclaves d'une roche plus ancienne.

La composition chimique de la roche est présentée dans la table sous (78).

Pente SW, alt. 1750 m. Roche de couleur vert d'olive, Les phénocristaux des feldspaths sont plus rares et paraissent en formes de taches sans éclat. Le grain est plus gros, que dans la roche précédente.

L'image microscopique est aussi différente. La structure est de même porphyrique, mais les grands phénocristaux ne diffèrent pas beaucoup du fond, dont les grains sont assez grands (Table VI, 2). Les phénocristaux sont peu nombreux, le plus souvent isométriques, avec des macles polysynthétiques de l'albite. Les feldspaths sont fortement décomposés, couverts de chlorite verte, de zoïsite et d'une substance pélitique, agis-

sant sur la lumière polarisée. Quelques phénocristaux sont assez frais dans le centre. On a réussi de déterminer qu'ils contiennent 0—11% An. Il est difficile de décider, si ces phénocristaux appartiennent en effet à la première génération, formée pendant la phase intratellurique.

La pâte démontre une structure ophitique typique. Elle se compose de feldspaths, qui prédominent et de pyroxènes. Probablement le verre était jadis présent, mais dans les plaques minces étudiées on n'a à faire qu'à une masse dévitrifiée. La texture primitive de la roche était donc partiellement intersertale. Les feldspaths de la pâte sont aussi des albites. Ils forment des baguettes allongées suivant l'axe „z“ et se rangent en triangles. Les champs des triangles sont remplis de pyroxènes et de substance chloritique.

Le pyroxène est aussi abondant et paraît en grains ou baguettes allongées. Sa physiographie correspond à celle des pyroxènes de la roche précédente. Il est frais, démontre un clivage propre à ce minéral et un relief intense. Les minéraux de fer et de titane sont abondants et parfois idiomorphes. Plusieurs grains sont entourés de leucoxène.

La substance chloritique de cette roche est de couleur vert-pâle, à teintes de polarisation bleues. Elle remplit les cavités ou recouvre le verre dévitrifié. Les résultats de l'analyse chimique sont présentés dans la table sous (79).

On a exécuté en outre des analyses microscopiques de plusieurs échantillons recueillis sur les pentes nommées de la montagne. Nous y présentons les résultats de quelques analyses:

1. Pente E. Alt. 1550 m. Les phénocristaux sont absents. Le fond de la roche se compose surtout de feldspaths, qui sont frais, idiomorphes, allongés, s'arrangeant en texture fluidale ou ophitique. Les pyroxènes sont très rares. A leur place paraît la chlorite vert-pâle, l'épidote, la zoïsite et les oxydes de fer et de titane. Ces derniers appartiennent en plupart aux éléments primitifs de la roche. Ils sont idiomorphes ou bien ils forment des agrégats irréguliers, composés souvent d'éléments trichitiques (Table VI, 3).

Le quartz présente un élément nouveau du basalte de Czywczyn. Il paraît exclusivement en formes secondaires,

le plus souvent dans des filons fins. Les cavités sont remplies de substance chloritique.

Un autre échantillon de la roche, recueilli dans le même point, démontre une structure nettement fluidale. Il est dépourvu de phénocristaux des feldspaths et de pyroxènes. On y a observé des filons quartzeux, entrecoupant irrégulièrement le fond des plaques minces. On a rencontré en outre, comme dans les autres roches de ce type, des filons quartzo-feldspathiques. — Ces derniers sont importants par rapport à l'interprétation des relations génétiques du basalte de Czywczyn. Nous retournons à cette question plus tard.

2. Pente E. Base des affleurements basaltiques. Roche fraîche, à lamelles des feldspaths abondants et bien développées. Les phénocristaux sont absents, les feldspaths de la pâte s'orientent en texture ophitique ou fluidale. Les pyroxènes sont presque absents, ils paraissent parfois dans la pâte. Les oxydes de fer sont abondants et ils sont développés d'une manière analogue à ceux de la roche précédente. Le verre est présent en petite quantité, il est changé partiellement en chlorite et épidote. Les filons quartzeux et quartzo-albiteux traversent les plaques minces d'une manière irrégulière. Les nombreuses vacuoles sont remplies de calcite, de chlorite et d'oxydes de fer.

3. A l'altitude de 1720 m du même côté de la montagne Czywczyn, paraît une roche basaltique fortement décomposée. Elle est expressivement porphyrique. Les phénocristaux des feldspaths sont grands et idiomorphes, leur centre est transformé en un mélange de chlorite et de calcite. On rencontre parfois de complètes pseudomorphoses de calcite en feldspath. La substance feldspathique essentielle ne s'est conservée qu'en restes, les macles de l'albite et de Karlsbad, plus rarement de péricline, paraissent en traces. Le fond de la roche contient aussi des feldspaths, relativement peu nombreux, à formes bien développées, mais décomposés au centre. Les oxydes de fer et le verre complètement dévitrifié, prédominent dans le fond. Les filons quartzeux sont absents.

4. A l'altitude de 1750 m, sur la pente E paraît une roche à texture ophitique, ressemblant à la roche de la pente S W, alt. 1750 m dont l'analyse chimique fut exécutée. Elle est de même fortement décomposée. Les feldspaths sont changés

en substance terreuse, agissant faiblement sur la lumière polarisée. Leurs contours sont quand même bien conservés. Le pyroxène est abondant et frais. Les oxydes de fer et de titane ont de même conservé leur aspect primitif. La substance chloritique est abondante, elle est de couleur verte, ses teintes de polarisation sont bleues. Elle remplit les vacuoles, ou bien elle remplace le verre et les autres éléments.

5. On a trouvé à l'alt. de 1520 m, sur la pente N E, au-dessous de la brèche calcaire-basaltique une roche à structure porphyrique, complètement altérée. Sur le fond de la plaque mince apparaissent seulement les contours des grands phénocristaux et des vacuoles remplies de substance chloritique et calcitique. La pâte est en plupart changée en chlorite et en une masse terreuse où les éléments primitifs ne peuvent pas être reconnus. Les oxydes de fer sont aussi décomposés.

6. A l'alt. de 1738 m, sur la pente S de la montagne affleure une roche à caractère différent des précédentes. Elle démontre une structure mixte dans une seule plaque mince. Quelques parties sont intersertales à grain de grosseur moyenne, les autres sont fluidales, microgrenues. Nous y rencontrons donc les deux types de structure, observés dans les basaltes de Czywczyn. Le trait le plus caractéristique de cette roche est celui que les lamelles des feldspaths sont peu décomposées, tandis que les éléments fémiques, comme le pyroxène, les oxydes de fer, le verre sont complètement changés en chlorite de couleur vert d'herbe ou vert d'olive, et en une masse brun- foncée, terreuse, ne pouvant être déterminée plus exactement (Table VII, 1).

7. Du même côté de la montagne Czywczyn, à l'alt. de 1754 m affleure une roche à texture fluidale, décomposée comme la précédente. Comme produits d'altération paraissent la calcite très abondante, et la substance terreuse mentionnée plus haut. Les feldspaths ont conservé uniquement leurs contours. Les oxydes de fer sont le moins altérés. Aucune trace de pyroxène n'a été conservée.

S o m m e t d e C z y w c z y n. On y a trouvé une roche basaltique à structure porphyrique, contenant de grands, mais de peu nombreux phénocristaux de feldspath (albite). Ils sont idiomorphes et allongés suivant l'axe z, démontrant des macles simples et gros de l'albite et de Karlsbad. Leur centre est en

règle décomposé, changé le plus souvent en substance chloritique, formant parfois des agrégats sphérolitiques. La calcite et la chlorite forment çà et là des pseudomorphoses en albite.

On a reconnu parmi les porphyroblastes des grains peu nombreux de pyroxène, à caractère décrit précédemment. Ce minéral forme des prismes courts et gros, dépourvus de faces basales régulières, de couleur vert-pâle. Il n'a subi aucune altération.

La pâte est fortement décomposée. Ce ne sont que les feldspaths qui ont conservé leurs contours primitifs. Ils forment des baguettes courtes, minces, allongées suivant l'axe z, couvertes en règle de produits d'altération. Le verre, jadis abondant, s'est transformé en substance chloritique. L'élément prédominant du fond est le pyroxène, paraissant en petits grains. Presque tous les individus de ce minéral sont troublés, en quelque sorte couverts d'une substance terreuse, ne conservant que leurs formes primitives et leur couleur brun-jaune-pâle. La biréfringence de ce pyroxène est devenue plus basse. Quand le pyroxène est accompagné de chlorite, il est entouré de fibres, formant une espèce de dentelle. Les vacuoles de la roche sont remplies de chlorite, de calcite, plus rarement de quartz. Les plaques minces de quelques échantillons de basalte du sommet de Czywczyn, démontrent parfois la présence du pyroxène à couleur brune, nettement pléochroïque et une abondance d'oxydes de fer. Ce pyroxène rappelle parfois par sa structure de clepsydre les augites titanifères. La plupart des grains de ce minéral est transformée en chlorite et en épidote à biréfringence faible.

P o p a d i a. On y a trouvé un basalte complètement altéré. Les phénocristaux sont absents, la pâte de la roche, primitivement microgrenue, fut transformée en substance chloritique, en épidote et en oxydes de fer. Ces éléments se présentent au microscope comme un mélange microgrenu, presque homogène, dans lequel on ne reconnaît que rarement les contours des feldspaths. Les vacuoles sont remplies de substance chloritique. On rencontre des filons irréguliers, composés de quartz, de feldspath et parfois d'une petite quantité d'épidote à biréfringence haute. L'analyse chimique de cette roche est présentée dans la table sous (81).

En comparant les résultats de l'analyse chimique de la ro-

che fraîche et ceux de la roche altérée, on arrive à une conclusion que le procès de métamorphose a causé l'expulsion des alcalis et de la chaux des matériaux primitifs et l'accumulation de la magnésie et du fer dans les produits de décomposition. La roche altérée s'est rapprochée du sommet F₀ dans le triangle de Becke, prenant place auprès de la limburgite de Tatra.

R u i s s e a u A l b i n. On a rencontré aux sources de ce ruisseau une roche basaltique, de même altérée. Les phénocristaux des feldspaths ont conservé uniquement leurs formes et les traces du clivage. Leur centre s'est transformé en agrégat microgrenu de grains incolores ou jaune-pâles, agissant faiblement sur la lumière polarisée. La nature de ces grains n'a pu être strictement déterminée. On a probablement à faire à une substance chloritique au sens le plus général. Le fond de la roche est composé de la même substance, dans laquelle la chlorite verte est disséminée régulièrement, en outre les grains d'épidote et de titanite. Ça et là, les restes du pyroxène frais se sont encore conservés, de même que les contours des cristaux feldspathiques. L'arrangement ophitique des feldspaths indique une analogie de cette roche à la roche de Czywczyn, soumise à l'analyse chimique (Pente S W, altitude de 1750 m). Le degré d'altération de la roche d'Albin peut être reconnu dans l'analyse chimique, présentée dans la table sous (82).

Si l'on suppose que la roche primitive, fraîche, était identique avec le basalte de Czywczyn, on peut indiquer la direction de l'altération chimique de la roche Albin. En comparant les deux analyses chimiques, on reconnaît que la roche de Albin a perdu pendant l'altération, surtout la silice et presque entièrement les alcalis. Elle est devenue plus riche en Fe₂O₃ et surtout en CaO. Les relations des autres composants sont restées à peu près les mêmes. La roche altérée donne dans le triangle de Becke une image peu réelle à cause de la perte presque totale des alcalis. Le procès d'épidotisation l'a rapprochée au champs des schistes épidotiques.

La roche décrite est traversée de filons fins, parfois fortement plissés. Ils se composent surtout de substance chloritique,

développée en tissu, accompagnée de quartz. Les feldspaths ne furent pas reconnus (Table VI, 5).

D o b r y ń.

Affluent gauche de Dobryń, alt. 1303 m. La roche, trouvée ici, ressemble aux autres échantillons de basalte décomposé. Au microscope paraissent les phénocristaux des feldspaths, à formes conservées, mais presque entièrement altérés. Les feldspaths de la pâte sont détruits au sens mécanique et chimique. Les composants fémiqes ont disparu. Les plaques minces sont remplies surtout de poudre calcitique, de chlorite et d'une masse terreuse, composée probablement en majeure partie d'oxydes de fer. La structure primitive de la roche y est effacée. Cette roche est probablement un tuf basaltique altéré.

B u d y j o w s k a W i e l k a.

Altitude 1550 m, pente S. On y a trouvé une roche basaltique et ses tufs. La roche compacte ressemble par son aspect mégascopique au basalte de Czywczyn.

Les phénocristaux ne sont pas reconnus au microscope. Le fond de la roche est composé en plupart de lamelles feldspathiques allongées suivant l'axe z. Elles sont fraîches, maclées selon la loi de l'albite, réglées en texture fluidale ou ophitique. (Table VI, 4). Quelques lamelles sont déformées et démontrent une extinction onduleuse intense. Le pyroxène est absent. Le fond de la roche est couvert de chlorite, mêlée avec la titanite, l'ilménite et les oxydes de fer. Les plaques minces sont traversées de filons remplis de calcite. La calcite remplit aussi, ensemble avec la chlorite, les vacuoles peu nombreuses de la roche. Quelques filons sont remplis d'un „detritus“ basaltique. Le tuf basaltique est de couleur noire. Ses plaques minces sont composées d'une substance terreuse de couleur brun-rougeâtre, renfermant les restes de lamelles feldspathiques.

Une roche analogue paraît sur la pente E de Prełuczny, à l'altitude de 1510 m. Ici le tuf basaltique est mêlé avec la calcite qui traverse les plaques minces surtout en forme de filons irréguliers.

Formations filoniennes dans le basalte albitique.

D'après une étude détaillée de ces formations et de leur relation à la roche entourante, on peut les caractériser d'une manière suivante:

1. Les filons dans les roches basaltiques sont d'une épaisseur variable, de 3 mm jusqu'à quelques microns.

2. Ils traversent la roche d'une manière irrégulière, parfois ils sont distinctement plissés.

3. Leur direction — surtout des filons plus épais — est souvent coïncidante avec l'arrangement fluidal des feldspaths de la pâte.

4. On peut distinguer quelques variétés parmi ces filons: filons quartzeux, chloriteux, albitiques, calcitiques, épidotiques, quartzo-albitiques, chlorito-calcitiques, quartzo-épidotiques etc. Le plus rarement paraissent les filons, contenant tous les éléments, nommés ici à la fois.

5. Les filons plus épais contiennent généralement au moins deux éléments; les filons très fins ont une composition plus simple.

Il faut souligner les traits caractéristiques suivants des minéraux, paraissant dans les filons:

Le quartz, composant des filons le plus fréquent, forme des cristaux grands, panidiomorphes. Il est généralement dépourvu d'inclusions et son extinction onduleuse est peu nette. Ce n'est que rarement qu'il est cataclasé, démontrant dans ce cas une extinction onduleuse intense et parfois des fissures. Dans les filons fins ses grains s'arrangent en longues traînées, à orientation optique homogène.

L'albite paraît en deux variétés. La première, c'est l'albite „détritique“, provenant des phénocristaux ou des feldspaths de la pâte, broyés et transportés dans les fissures tectoniques. On a trouvé dans quelques filons une preuve incontestable de ce fait. La cataclase, qui a fourni les débris albitiques, remplissant à présent les filons, est singulièrement distincte dans les bandes, traversant obliquement ou perpendiculairement l'arrangement fluidal des lamelles feldspathiques du basalte. On y voit une destruction mécanique évidente des longues la-

nelles feldspathiques de la pâte, au contact des filons et de la roche basaltique. (Table IV, 4, 6). On a pu observer parfois de grands cristaux feldspathiques du basalte, entrecoupés de filons quartzeux. Dans ce cas, le „detritus“ albitique, dissipé chaotiquement, s'est trouvé sur la limite des parties entrecoupées du grand feldspath. On a observé de plus une dislocation de ces deux parties de l'albite, séparées par le filon. La provenance tectonique des filons transversales est prouvée aussi par la présence des feldspaths, passant à travers les filons d'un côté de la pâte à l'autre, sans avoir subi des changements mécaniques. Ces feldspaths s'élargissent seulement dans l'espace du filon et leurs bordures y ont subi une destruction chimique (Table IV, 5).

Ces feldspaths filoniens paraissent presque exclusivement dans les basaltes frais. Dans les roches décomposées paraît une autre variété. Leurs cristaux ont une morphologie analogue à celle des grains du quartz, avec lequel ils paraissent en paragenèse. Ils sont grands, isométriques, à larges macles de l'albite, frais et dépourvus d'inclusions. Ils forment avec les quartzs une structure panhétéromorphe typique, caractérisant par ex. les aplites.

L'épidote paraît presque exclusivement dans les roches altérées, surtout dans celles qui ont subi totalement ou partiellement au procès de l'épidotisation. L'épidote filonienne diffère ici de l'épidote du basalte altéré. Elle forme dans les filons des grains grands, idiomorphes, groupés le plus souvent sur les bords du filon, rempli dans ce cas au centre des grands cristaux de quartz. Parfois le filon se compose presque exclusivement d'épidote. Nous avons ici à faire à une pistacite à biréfringence haute, à pléochroïsme faible et couleur jaune-pâle.

La chlorite qui remplit les filons toute seule, ou en combinaison avec les autres minéraux, est de couleur verte à teintes diverses, sa teinte de polarisation est généralement bleu foncée. Elle forme des fibres, parfois sphérolitiquement arrangées ou des lamelles irrégulières. Sa couleur est plus intense, que celle de la chlorite de la roche basaltique.

Il est intéressant que les filons décrits sont dépourvus d'oxydes de fer. Quelques plaques minces contiennent des fissures remplies de hydroxydes de fer. Ce sont probablement des formations récentes.

L'observation des filons dans le basalte de Czywczyn nous conduit à des conclusions de nature géologique. Nous les présentons dans le chapitre suivant.

Caractère général du basalte albitique.

On peut distinguer parmi les basaltes de Czywczyn et de ces environs plusieurs types, différant par structure et composition minéralogique. Dans le basalte de Czywczyn, conservé dans la forme la moins altérée, le type ophitique (intersertal) et le type fluidal sont prédominants. Les exemplaires de la roche de ce type sont généralement frais, microgrenus, à structure distinctement porphyrique. Le second type, plus ou moins altéré, a le grain de grandeur moyenne et la structure ophitique. Dans le troisième type, les grands phénocristaux sont noyés dans une pâte cristalline à éléments très fins, mêlés avec une grande quantité de verre dévitrifié.

Quant à la composition minéralogique, on peut distinguer le type albito-pyroxénique et le type sans une remarquable quantité de pyroxène. Ce minéral forme dans le type premier rarement des phénocristaux, il est le plus souvent l'élément de la pâte.

On a observé dans les roches altérées, des combinaisons minéralogiques diverses, résultant du procès de métasomatose. Quelques échantillons contiennent les feldspaths totalement ou partiellement décomposés, tandis que le pyroxène est resté intact. Dans d'autres roches paraît, à côté du feldspath frais, le pyroxène totalement ou partiellement altéré en épidote et chlorite. Quelques échantillons, surtout des basaltes de Popadia, Budyjowska et Albin, sont composés, presque exclusivement de minéraux secondaires. L'observation microscopique des types nommés permet de conclure que le degré de métasomatose y était indépendant de la structure. Les conditions géologiques, dans lesquelles se trouvaient les diverses parties du basalte avaient ici une influence plus remarquable. Les roches plus altérées sont entrecoupées de filons plus nombreux et plus épais. Les parties fraîches du basalte, paraissant au sommet de Czywczyn, étaient préservées le mieux du procès de la métasomatose. Les filons y sont peu nombreux et fins.

Quant à la composition minéralogique, c'est l'albite et l'albite-oligoclase à 10% An, qui paraît ici comme unique variété des feldspaths. Le fait que l'albite paraît avec le pyroxène (diopside) dans une roche basaltique, possédant quand-même tous les traits caractéristiques du basalte, demande nécessairement une explication d'une telle combinaison des minéraux. Il se présente, entre autres, une supposition que nous avons à faire ici avec une roche de la série des „spilites“, distinguée par les géologues anglais Dewey et Flett¹⁾, à côté de la série atlantique et pacifique. Selon cette supposition, l'albite serait ici un produit d'altération des plagioclases basiques, qui ont perdu les molécules de l'anorthite. Cette extraction de l'anorthite aurait lieu dans la phase hydrothermale. Dans cette phase les solutions, contenant la soude et la silice devaient expulser les molécules d'anorthite, et, occupant leur place, reconstruire les feldspaths à leur forme d'aujourd'hui. Il aurait donc lieu un procès, que les auteurs nommés appellent procès d'albitisation de la roche magmatique. Les filons, renfermant l'albite authigène, semblent prouver qu'un tel procès avait lieu dans le basalte de Czywczyn. Si nous examinons quand-même les rapports des minéraux, composant la roche, la structure du basalte, et surtout le caractère des formations filoniennes, nous trouvons plus de faits contredisants la supposition que le basalte de Czywczyn aurait subi au procès d'albitisation.

Nous y abstrayons du fait de nature plus générale, souligné par quelques auteurs, et relatif à l'impossibilité physico-chimique d'une combinaison albite + diopside (Bowen). Nous croyons que la physico-chimie n'a pu encore exprimer son dernier mot dans un problème aussi difficile, que la question d'équilibre des systèmes à plusieurs composants, représentés indubitablement par les magmas. Plus importants sont donc pour nous les faits observés pendant l'analyse microscopique des matériaux. A propos de la roche de Czywczyn nous constatons ce qui suit:

1. L'albite paraît en phénocristaux et dans la pâte d'une roche, souvent tout à fait fraîche. Les échantillons de la roche ne contiennent parfois aucun produit d'altération (épidote, chlorite, calcite).

¹⁾ H. Dewey a. J. S. Flett. On some British Pillow-laves a. the Rocks associed. Geolog. Mag. 1911. 563—4.

2. Les filons, paraissant dans les roches non altérées, contiennent le quartz comme élément prédominant, accompagné d'une petite quantité d'albite, à caractère remarquablement „détritique“. Ses débris sont, dans de tels filons anguleux (au bord du filon), ou bien arrondis (au centre du filon). L'albite, comme minéral filonien authigène, paraît dans les filons très épais, et ce qui est plus important, totalement altérés. Ces faits donnent une preuve incontestable que: a) l'albite de la roche est un composant primitif (magmatique) de la roche, b) l'albite des filons de la roche fraîche est un produit secondaire, allogène, ou bien, après sa dissolution, authigène pour les filons. Le procès d'albitisation exige que les solutions fournissent les molécules albitiques du dehors. Nous observons dans les roches de Czywczyn un procès inverse: la roche a fourni de la substance albitique aux filons. Prof. Thugutt a démontré dernièrement que cette substance peut entrer en solution.

Nous devons donc considérer les composants des filons comme produits secondaires, peut-être hydrothermales, se formant pendant le procès de dissolution des composants de la roche basaltique. Cela concerne surtout l'albite, qui devait donc *a priori* exister dans la roche. La formation d'albite dans la roche aurait lieu dans la période „avant-filonienne“, donc pendant la consolidation magmatique de la roche de Czywczyn.

Il est en outre impossible de supposer, par rapport à cette roche, un procès général d'albitisation qui explique l'origine de la série des spilites (Spilitic Suit — Devey et Flett). Les descriptions détaillées du basalte de Czywczyn soulignent que les albites paraissent dans des roches complètement fraîches à structure primitive conservée. Cette structure devrait nécessairement être changée, pendant une altération si intense, s'il était indubitablement le procès d'albitisation.

Le basalte de Czywczyn diffère, à cause de la présence des feldspaths albitiques, des roches typiques de ce genre. Il s'approche par les paramètres de Becke de quelques Teschérites et des éléments des tufs, découverts par Kamieński à Berestowiec. A cause du rôle de l'albite dans cette roche, nous lui donnons le nom de basalte albitique.

Diabase albitique.

Aux sources du ruisseau Stary Stajeńczyk (affluent gauche de Dobryń), affleure au niveau de 1450 m une roche magmatique foncée, entourée de calcaires dolomitiques triassiques. Elle touche au toit aux calcaires jurassiques avec des jaspes (oksford-Kelowey selon Z. Pazdro), au mur paraissent des conglomérats permien, quartziteux. Le contact de ces roches est peu distinct. L'ensemble de ces formations constitue une sorte d'île, entourée de tous côtés de Flysch infra-crétacé.

Les résultats de l'analyse de cette roche, exécutée par K. Smulikowski sont suivants:

La roche magmatique est gris-verdâtre, à grain très fin, presque aphanitique, entrecoupée de fissures irrégulières, infiltrées d'oxydes de fer et de manganèse. Les taches et les filons clairs, nombreux en quelques parties, sont composés — comme l'a démontré l'analyse — d'un mélange d'albite et d'épidote.

La composition minéralogique est très simple: les bandettes de plagioclase sont disposées chaotiquement, l'amphibole verdâtre, fibreuse, à caractère d'ouralite remplit les espaces entre les plagioclases, ensemble avec les mottes d'oxydes de fer et de titane transformée presque entièrement en leucoxène. Çà et là paraissent des nids d'écaillés chloritiques, sporadiquement des grains d'épidote, de titanite et de pyrite.

Le plagioclase est une albite presque pure (1—3% An), un peu troublé à cause des nombreuses inclusions et filons de chlorite et d'ouralite. Les macles sont exclusivement albitiques, réguliers ou bien interrompus et inconséquents. Dans les albites pures, à caractère hydrothermal, filonien, les déformations des macles sont plus fréquentes, parfois très intenses. On suppose d'ici qu'il y avait une tension très remarquable pendant la cristallisation secondaire de l'albite et de l'ouralite.

L'ouralite paraît en formes amorphes, fibreuses, à fibres déformées, ce qui cause une extinction onduleuse. Les grains de ce minéral pénètrent dans les lamelles de l'albite d'une manière irrégulière. Le pléochroïsme est net: α — jaune-pâle (presque incolore), β — jaune-verdâtre, γ — vert, $z:\gamma = 16^{\circ}$ — 18° , $\gamma-\alpha = 0,0259$ — $0,0263$, caractère optique négatif, $2V = 64^{\circ}$ — 68° . L'origine de l'ouralite est liée avec l'altération du pyroxène, qu'on a trouvé en restes. Il appartient à l'augite

diopsidique incolore, s'approchant un peu des pigeonites $\gamma-\alpha = 0.0251$, $2V\gamma = 44-50^\circ$, caractère optique positif.

Au point de vue structurel cette roche représente le type d'une dolérite, complètement altérée (ouralitisée et albitisée). Quand-même la structure ophitique est conservée (Table V, 5). Les changements avaient lieu probablement sous l'influence des agents hydrothermaux dans la roche déjà consolidée. Cela est prouvé par la présence de nids et de filons d'albite pure et de pistacite (env. 19% Fe_2O_3), à biréfringence haute: $\gamma-\alpha = 0,033$, $x : \gamma = 29-30^\circ$. Ces formations hydrothermales, fréquentes dans quelques parties de la roche, plus rares dans les autres, sont liées avec les endroits entrecoupés de fissures. La pistacite γ est l'élément le plus ancien, croissant sur les bords du filon, l'albite est plus jeune et remplit le centre (Table V 6).

La composition minéralogique des parties homogènes de la roche est suivante:

Albite	44,5% vol.
Ouralite	48,1% „
Leucoxène	6,8% „
Chlorite	0,6% „

La composition chimique de la roche, ensemble avec les filons albito-épidotiques, est présentée dans la table sous (85).

La roche appartient sans aucun doute au groupe du gabbro. Par sa petite teneur en potasse et sa teneur remarquable en soude, elle s'approche du basalte de Czywczyn (anal. 79). Après la consolidation de cette roche, qui avait primitivement le caractère d'une simple dolérite, de graves changements avaient lieu ici: les pyroxènes se sont altérés en ouralite, les oxydes de fer, contenant le titane en leucoxène, et le plagioclase riche en anorthite (labrador, peut-être partiellement andésine) furent complètement remplacés par l'albite. La structure primitive et les formes des feldspaths se sont très bien conservées. Grâce à ces altérations un type secondaire de roche s'est formé, connu dans la littérature pétrographique sous nom de diabase albitique.

Diabase à barkéviciite.

Dans la vallée du ruisseau Ryzowaty (affluent droit de Popadyniec), jaillissant au dessous du sommet de Łostuń, paraît dans les schistes cristallins insinclinal distinct, marqué par la présence des fragments de la nappe mézozoïque en forme du conglomérat permien et de roches dolomitiques triassiques. On a trouvé au toit d'une de ces roches un bloc isolé de roche magmatique, de couleur gris-verdâtre, microgrenue, massive. On y distingue à l'oeil nu des feldspaths gris et des grains de minéraux foncés sans éclat.

On a de même rencontré dans le lit du ruisseau Ryzowaty à l'alt. de 1325 m un grand bloc de roche analogue, planté dans les schistes cristallins, sans démontrer le contact net. Les éboulements énormes, rencontrés ici, ne permettent pas de déterminer le rapport de cette roche magmatique aux roches entourantes. Il est quand-même indiscutable que cette roche est ici „in situ“. Elle ressemble par son aspect extérieur à la roche mentionnée plus haut, mais son grain est encore plus fin et la couleur plus foncée. Sur le fond d'une masse aphanitique paraissent des lamelles fines de feldspaths et des mottes peu nombreuses de pyrite, à côté des filons fins de calcite, traversant la roche en directions diverses.

Trois échantillons de cette roche ont été soumis à l'analyse chimique et microscopique. Celle-là fut exécutée partiellement par K. Smulikowski. Les résultats de ces études sont suivants:

Le premier échantillon de la roche démontre une texture intersertale typique. Comme élément foncé principal paraît l'augite, partiellement décomposée, entourée de hornblende brune, parallèlement orientée, de nature primitive, magmatique. L'albite est l'élément clair, prédominant, elle est développée en lamelles rangées en texture intersertale. Les champs triangulaires sont remplis de chlorite pâle, développée en petites écailles, partiellement de calcite, plus rarement de pistacite ferrifère, jaune-verdâtre. Le centre des tablettes albitiques est piqueté d'épidote, généralement incolore et plus pauvre en fer. Les oxydes de fer (ilménite, magnétite) sont assez abondants, parfois idiomorphes, partiellement transformés en leucoxène. L'apatite en petites aiguilles, groupées en fascicules,

est disséminée en grande quantité parmi les feldspaths. La pyrite paraît en petites mottes amorphes.

En général, l'augite et la hornblende sont autimorphes par rapport aux feldspaths. Parfois, au contraire, les lamelles des feldspaths entourent les grains de hornblende qui s'adapte à leurs formes. Cela prouve que la cristallisation de ces deux éléments était partiellement simultanée (Table V, 4).

Les roches 2 et 3 ressemblent à la précédente. Le feldspath est ici un peu plus riche en anorthite, s'approche plutôt d'une oligoclase acide. Il est séricitisé dans le centre, mais l'épidote est peu abondante. Les champs parmi les feldspaths contiennent moins de chlorite, plus de calcite, accompagnée çà et là de quartz secondaire. La biotite paraît parfois en petites écailles de couleur brun-foncée, formant des inclusions dans la chlorite et les feldspaths.

L'étude détaillée du caractère des minéraux, paraissant dans la roche étudiée, conduit aux résultats suivants:

Le plagioclase de la roche 1 est une albite (6—7% An), généralement remplie d'écailles de séricite et de mottes épidotiques. Dans les roches 2 et 3, la séricite est si abondante au centre des tablettes qu'elle remplace presque entièrement la substance albitique. Les bordures sont relativement limpides et démontrent 7—14% An, avec une structure zonée indistincte.

Les tablettes du plagioclase démontrent des macles de l'albite ou de Karlsbad, plus rarement de péricline. Les bordures des grains ont des macles très fins, interrompus, donnant une image, ressemblant à la microcline. Parfois même cette albite s'approche par sa structure de l'albite échiqueté, se formant en général pendant les procès de métamorphose, où l'albite prend place du feldspath potassique.

L'augite, toujours plus récente que la hornblende, est traversée de fissures irrégulières, elle est partiellement ou presque entièrement altérée en agrégats chloriteux, mouchetés de leucoxène. C'est l'augite commune, presque incolore, à signe optique positif, $2V = 52-56^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.0253$, $z : \gamma = 43^\circ$.

La hornblende basaltique forme des prismes courts, le plus souvent autimorphes, terminée de faces (110), (010), (001), (101). Elle entoure généralement les grains amorphes de l'augite, coïncidant avec cette dernière par son orientation cristallographique. Elle forme plus rarement de prismes indépen-

dants. Son pléochroïsme est intense: α = jauné de paille, β = brun-roussâtre, γ = brun, $\alpha < \beta < \gamma$.

A cause de l'importance de cette hornblende, qui y parait en grande quantité, et d'après laquelle on a pu déterminer le nom et le caractère de la roche, on a soumis ce minéral à une analyse optique détaillée. Les résultats sont suivants:

$c : \gamma = 10^0$ (moyenne obtenue de 14 mesurages).

$\gamma - \alpha = 0.032$ (0.031—0.034), $2Va = 80-82^0$ (déterminé au moyen de la méthode Becke et de Fedorow).

Ces nombres furent contrôlés au moyen de la méthode d'immersion. On a obtenu les valeurs pour les indices de réfraction, $V\alpha$ et $\gamma - \alpha$:

Ryżowaty	Marklowice
$\alpha = 1.6680$	1.6776
$\beta = 1.6820$	1.6934
$\gamma = 1.7000$ (calculé)	1.7025
$V\alpha = 41^025'$ (Mallard)	32^0
$V\alpha = 40^0$ (Fedorow)	31^0
$V\alpha = 41^0$ (Becke)	
$\gamma - \alpha = 0.032$ (calc.)	0.249
$\gamma - \alpha = 0.032$ (Berek)	

Les valeurs pour $V\alpha$ et $\gamma - \alpha$, obtenues au moyen de méthodes diverses, démontrent une concordance suffisante. On a comparé en outre le caractère optique des hornblendes de Ryżowaty et de Marklowice. La hornblende de Marklowice fut déterminée par K. Smulikowski¹⁾ comme „hornblende-bar-kévicité brune“.

Afin de déterminer plus exactement la nature de ces hornblendes, on les a isolées des roches et soumises à l'analyse chimique. Les résultats sont suivants:

% en poids	Ryżowaty	Marklowice
SiO ₂	43,87	38,55
TiO ₂	2,08	4,69

¹⁾ K. S m u l i k o w s k i. Materiały do znajomości skał magmowych Śląska Cieszyńskiego 1929.

Al ₂ O ₃	10,52	14,31
Fe ₂ O ₃	5,58	1,60
FeO	11,11	11,68
MnO	0,16	0,18
MgO	10,45	11,78
CaO	11,20	13,15
Na ₂ O	1,80	1,94
K ₂ O	0,97	1,32
H ₂ O(+)	1,69	0,86
H ₂ O(—)	0,84	0,15
CO ₂	—	—
Somme	100,27	100,21

La structure chimique des deux hornblendes est donc analogue. Les plus grandes différences paraissent en pourcents de Al₂O₃ et Fe₂O₃. Mais la somme Al₂O₃ + Fe₂O₃ est presque identique. Il est évident que les deux minéraux appartiennent à la même variété.

D'après tous ces résultats, il faut conclure que la hornblende de Ryzowaty est une barkévicite. Son rapport à d'autres hornblendes basaltiques et barkévicites sera présenté dans un travail spécial.

Les résultats des études, concernant ce problème, mènent à la conclusion que la hornblende-barkévicite appartient au groupe des hornblendes basaltiques. La barkévicite typique, distinguée par Brögger en 1896, est une hornblende à grande teneur en FeO, à côté d'une petite quantité de MgO, et moyenne d'alcalis. Les minéraux, qui furent plus tard déterminés comme barkévicite, par divers auteurs et en divers temps, diffèrent par leur composition chimique de la barkévicite de Brögger. On a remarqué que les hornblendes basaltiques et les barkévicites connues jusqu'à présent, peuvent être rangées en série, dont les termes diffèrent par leur teneur en FeO et MgO. Les hornblendes basaltiques y forment un groupe plus continu par rapport à la teneur en FeO, qui est plus petite que dans les barkévicites. Les barkévicites forment dans cette série des termes placés dans un champ plus dispersé, terminé par l'arfvedsonite alcalin. Les barkévicites de Ryzowaty et de Marklowice occupent dans la série mentionnée

une place intermédiaire entre les hornblendes basaltiques et les barkévicités proprement dits.

La barkévicité, décrite plus haut, démontre, selon K. Smulikowski, des bordures fines, formées par une variété vert-foncée, à biréfringence faible, à pléochroïsme: α — jaune verdâtre pâle, β — vert-sale, γ — vert émeraude foncé, $c : \gamma = 14^\circ$
 $\gamma - \alpha =$ environ 0.015.

De nombreux prismes de hornblende possèdent en outre des achèvements fibreux, pénétrant dans les feldspaths et les agrégats chloriteux. Ils se composent d'une amphibole incolore, probablement d'actinote, formée après la consolidation de la roche, peut-être dans la phase hydrothermale. Son pléochroïsme est faible, $z : \gamma = 16^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.026$.

La composition minéralogique des trois variétés du diabase de Ryzowaty est la suivante:

	1.	2.	3.
Quartz	—	1,1% vol.	0,8% vol.
Plagioclase	34,3% vol.	39,6	40,5
Epidote	5,2	0,7	0,4
Augite	19,0	10,8	15,0
Hornbl. brune	15,7	29,7	21,4
Hornblen. verte	0,3	0,6	0,6
Actinote	—	0,9	0,3
Chlorite	16,9	7,0	11,2
Oxydes de fer	3,4	—	—
Titanite	0,2	—	—
Apatite	1,4	1,2	0,8
Pyrite	0,6	2,3	0,2
Calcite	0,6	2,3	1,4

Les résultats de l'analyse chimique de quatre échantillons de cette roche sont présentés dans la table sous (86 a, b, c, d).

La roche magmatique de Ryzowaty appartient évidemment aux roches basiques, rapprochées au type du basalte (diabase). L'image microscopique de cette roche rappelle selon Smulikowski celle des diabases-essexites et quelques teschérites. Quoiqu'on n'y ait pas observé de feldspathoïdes (néphéline), cette roche démontre quand même un manque de silice. Dans le triangle de Becke, les points correspondants aux ana-

lyses des roches de Ryzowaty, se sont trouvés dans le champ des teschénites analysées par Smulikowski et Pacak. L'élément prédominant des teschénites c'est la hornblende-barkéviciite, variété de la hornblende basaltique. Cette hornblende caractérise la série des roches alcalines. On a donné donc à la roche de Ryzowaty le nom de diabase à barkéviciite.

Le rapport de cette roche aux autres roches magmatiques de Pologne, sera présenté dans un des chapitres suivants.

Eléments cristallins du conglomérat de Suligul.

Ce conglomérat, appartenant à la nappe inférieure de Pietros est développé largement dans la chaîne de Czywczyn, surtout dans les parties méridionales du noyau cristallin. Cette roche se compose en majeure partie d'éléments cristallins, rappelant par leur aspect plusieurs schistes cristallins précédemment décrits. On l'a rencontrée dans son développement typique sur la crête de Hniatasa, de Koman, de Komanowa, de Suligul. On a observé cette roche pour la première fois sur la crête de Suligul d'où provient son nom. L'origine du conglomérat de Suligul, formation expressivement diastrophique, se lie strictement avec la présence d'un continent crétacé, formé de roches plus anciennes, en plupart métamorphisées.

L'étude détaillée des éléments du conglomérat nommé était importante au point de vue général. Il est évident que cette étude pouvait contribuer à la solution de plusieurs énigmes géologiques, concernant la stratigraphie et la tectonique des Carpates, non seulement sur le terrain décrit, mais sur un espace beaucoup plus étendu.

La position stratigraphique et tectonique de cette roche sera présentée dans la seconde partie de ce travail.

On a rencontré pendant l'analyse pétrographique du conglomérat, les espèces suivantes des roches cristallines: granites, aplites, gneiss, amphibolites, schistes chloriteux, schistes sériciteux et schistes quartziteux.

L'analyse microscopique de débris des roches nommées a démontré que plusieurs d'entre eux correspondent ou sont même identiques avec les roches décrites dans le groupe I. On n'a donc soumis à une étude détaillée que ces éléments du conglomérat, qui ne correspondent pas aux schistes cristallins dé-

crits jusqu'ici. Les éléments sont représentés par les galets de granite, d'aplite et de gneiss. Leur étude fut exécutée par M. Turnau et les résultats de cette étude sont suivants:

Granites.

Ces roches sont fréquentes parmi les éléments du conglomérat de Koman, Komanowa et Hniatasa. On ne les a pas trouvées au sommet de Suligul, mais deux galets de cette roche, qui furent trouvés dans le lit du ruisseau Albin, proviennent le plus probablement du conglomérat de cette montagne.

Les observations mégascopiques et microscopiques des granites nommés démontrent que nous avons à faire à deux types structurels, différant par composition minéralogique et chimique, mais surtout par structure et degrés de métamorphose.

Au type premier appartiennent les granitogneiss de Koman, Komanowa et Hniatasa. Ce sont des roches microgrenues, à grandeur des grains uniformes, dépassant rarement 1 mm en diamètre.

On reconnaît au microscope une structure granitique normale, s'approchant dans quelques plaques minces à la structure aplitique (panhétéromorphe). Les grains à grandeur uniforme démontrent un diamètre moyen de 0.2 mm. La texture est distinctement schisteuse, pouvant être remarquée déjà à l'oeil nu. Au microscope, elle est soulignée par l'arrangement parallèle des lamelles de biotite, de muscovite et d'un allongement net des grains de quartz.

Les feldspaths (microcline) forment en général des grains isométriques, dissipés chaotiquement. Les composants de cette roche sont en plupart frais, c'est uniquement le plagioclase qui est un peu kaolinisé. Les traces d'une dynamométamorphose nette sont absentes. Le treillissage des macles de la microcline est régulier, non déformé. Cele se rapporte aussi aux macles de l'albite des feldspaths. Le quartz ne démontre aucune extinction onduleuse nette, ni de traces de cataclase. Il est caractéristique pour cette roche que le pourcent d'anorthite des plagioclases varie remarquablement. On a observé dans une seule plaque mince des variations de 5 à 23% An.

Les galets du ruisseau Albin et de la crête Komanowa-Hniatasa, représentent un type différent de granitogneiss.

Leur structure est porphyrique, les porphyroblastes atteignent 2 cm de diamètre. La texture schisteuse est absente.

Ces roches démontrent, en opposition aux roches du premier type, des traces nettes de dynamométamorphose, apparaissant dans les images microscopiques. La structure porphyrique y est un résultat de cataclase. Celle-ci a causé que les grains des feldspaths ont conservé leur grandeur primitive, tandis que le quartz, la séricite et la biotite ont été partiellement ou complètement broyés en agrégat microgranulaire. Les plagioclases ont subi presque entièrement au procès de séricitisation. Leurs contours sont irréguliers, déchiquetés, entourés d'un agrégat quartzo-sériciteux. Parfois les feldspaths sont entourés d'une bordure, maclée selon la loi de l'albite, démontrant 10—13% An. On rencontre çà et là de plus petits grains frais de plagioclase, maclés, à formes régulières et à pourcent d'anorthite identique avec celui des grands grains. Les macles des grains plus grands sont déformées. Le feldspath potassique paraît en forme de microcline et perthite microclinique à treillisage des macles déformé intenses. Il forme souvent des macles de Karlsbad, et dans les fissures paraissent des filons, remplis de petits grains isométriques de quartz. Les formes du feldspath potassique sont irrégulières, sinueuses. La myrmékite paraît au contact avec le plagioclase. Les quartzs forment parfois de grands grains irréguliers à l'extinction onduleuse, mais l'agrégat microcristallin prédomine.

Les granitogneiss furent soumis à l'analyse planimétrique selon la méthode de Rosival, considérant les nouvelles indications méthodiques, présentées dans le travail de M. Turnau¹⁾. Pour obtenir un contrôle, si cette méthode s'adapte aux roches de Czywczyn, on a exécuté sur le galet des sources de Czere mosz une analyse chimique et planimétrique, calculant de cette dernière la composition chimique de la roche. On s'y est servi de l'analyse de la biotite exécutée par Czyrwiński, considérant l'analogie des biotites de la Volhynie et de Czywczyn. Les nombres suivants démontrent que la méthode de Rosival s'adapte tout à fait bien aux études quantitatives des granites décrits.

¹⁾ M. T u r n a u. Bemerkungen zur geom. Methode d. Gesteinsanalyse. Bull. d. l'Acad. Pol. d. Scien. 1932.

Galets de granite de sources de Czeremosz.

% en poids	An. chim.	An. plan.
SiO ₂	73,09	74,21
TiO ₂	0,21	0,13
Al ₂ O ₃	14,39	14,42
Fe ₂ O ₃	0,97	0,36
FeO	1,34	0,77
MnO	—	0,02
MgO	0,55	0,53
CaO	1,26	1,05
K ₂ O	4,66	4,41
Na ₂ O	3,07	3,72
H ₂ O +	0,65	0,43
H ₂ O —	0,14	—
P ₂ O ₅	0,16	—
	100,49	100,05
ao	8,3	8,7
co	0,9	0,7
f ₀	0,8	0,6
f ₀ — c ₀	— 0,1	— 0,1

Attendu que la concordance des résultats des deux analyses est suffisante, on a déterminé la composition minéralogique des granites du conglomérat au moyen de la méthode planimétrique. Les résultats sont suivants:

	Plag.	Ort.	S. d. felds.	Quarz.	Biot.	Musc.	Apat.	Epid.
1. Koman	37,6	16,1	53,7	35,9	7,1	3,3	—	—
2. Sources de Czeremosz	35,9	19,8	55,7	33,7	5,2	5,4	—	—
3. Hniatasa	26,6	32,1	58,7	32,7	6,8	1,6	0,2	
4. Sources de Czeremosz	39,2	18,0	57,2	31,1	6,5	5,0	0,1	0,1
5. Crête Komano- wa-Hniatasa	54,2	7,4	61,6	26,7	8,6	1,4	0,3	1,5
6. Albin	33,4	16,4	49,8	35,9	13,7	0,5	—	0,1
7. Albin	31,5	16,2	47,7	36,3	14,8	1,1	0,1	—

Les roches 1—4 correspondent au type premier des grani-
togneiss, 5—7 au second. La différence entre les deux groupes

est distincte. Les roches de Albin et de la crête Komanowa-Hniatasa sont plus riches en biotite, contiennent en moyenne moins de feldspaths surtout d'orthose, et moins de muscovite. Malgré ces différences, tous les granites du conglomérat forment un seul groupe, rapproché des roches monzonitiques, contenant à côté des plagioclases de quantités remarquables d'orthose (microcline).

La comparaison de ces roches avec les gneiss de Czywczyn et les autres roches des environs, aura lieu dans un des chapitres suivants.

Aplites.

On rencontre assez souvent parmi les débris du conglomérat de la montagne de Suligul, des roches aplitiques alcalines, contenant de petites quantités de biotite, ou bien dépourvues complètement de cet élément.

Ces roches qui ont une structure panhétéromorphe (aplitique) typique, se rapprochent parfois d'une structure porphyrique, ou plutôt porphyroblastique. Les traces de métamorphose sont parfois distinctes, mais la texture schisteuse ne se rencontre nulle part.

L'élément principal de ces aplites est l'albite à 0—13% An. L'oligoclase acide paraît rarement. Les feldspaths forment des cristaux grands, maclés en règle, suivant la loi de l'albite et généralement frais. Les individus plus grands sont parfois déformés et cataclasés. Un des galets contenait des feldspaths décomposés au centre et remplis d'inclusions, surtout d'écaillés de séricite. Le feldspath potassique qui est parfois prédominant est une microcline, à treillisage des macles nets.

Il est parfois plus décomposé que le plagioclase, son fond est alors couvert d'une substance terreuse, péritique. Le quartz démontre une extinction onduleuse faible, la cataclase est parfois expressive. Il paraît en quelques échantillons comme élément filonien, à extinction onduleuse intense. La muscovite et la biotite, présentées en quelques plaques minces en petite quantité, forment des lamelles larges, idiomorphes.

La biotite se distingue par un pléochroïsme net en teintes vertes ou vert d'olive, se transformant partiellement en chlorite. On a trouvé dans un des galets la tourmaline et le grenat.

La roche correspondante est de couleur rose, microgrenue, à grandeur des grains, ne dépassent pas 1 mm. Elle est entrecoupée de nombreux filons quartzo-feldspathiques. Les composants de cette roche sont frais et dépourvus d'inclusions. La tourmaline forme parfois des prismes idiomorphes, terminés de pyramides. Son pléochroïsme est intense: γ — vert d'olive ou bleu-verdâtre, α — jaune-pâle, presque incolore. Le centre est souvent bleu-verdâtre, et la bordure verte d'olive. Les grains plus grands sont souvent traversés de fissures, remplies de grains de quartz. Le grenat accessoire paraît ordinairement en grains arrondis, plus rarement réguliers. Son centre est parfois altéré en substance jaune-verdâtre, à biréfringence intense.

La structure des aplites décrites est en règle panhétéromorphe. Plusieurs échantillons contenaient le grain à grandeur presque uniforme, les autres se composaient de porphyroblastes et de fond micro-granulaire (Table VIII, 1). La composition minéralogique des aplites est la suivante:

	Quartz	plag.	micrl.	biot.	mus.	tourm.	qu.+alb.
Aplite I.	52,9	39,9	6,0	—	0,2	1,0	—
Aplite II.	27,5	18,5	49,0	4,0	1,0	—	—
Aplite III.	33,4	48,7	15,0	—	2,9	—	—
Aplite IV.	51,0	30,0	—	3,0	3,0	—	13,0

La composition minéralogique des aplites est donc variable surtout quand il s'agit du pourcent du feldspath potassique. Elles sont quand-même strictement liées avec les granites précédemment décrits dont elles constituent la facies aplitique.

G n e i s s.

Nous plaçons parmi ces roches les échantillons nettement schisteux. Une partie des matériaux appartient ici aux paragneiss, une autre aux orthogneiss. On les a trouvés sur Suligul et Hniatasa. D'après une analyse microscopique, on a pu distinguer deux groupes: le premier ce sont les gneiss à microcline, le second renferme les roches dépourvues de composants fémiqes, ou bien il les contient en petite quantité. Les gneiss à microcline rencontrés sur Hniatasa sont identiques avec les gneiss à microcline de Czolakin (42) et de Łostuń (68, 69). (Table VIII, 2).

Les galets de Suligul et de Hniatasa, contenant une petite

quantité de composants fémiqnes, rappellent les aplites décrits plus haut. Leur composition minéralogique est suivante:

	Quartz	alb.	micrl.	muscv.	biot.	ep.+zois.	tourm.	ox. d. fer.
1.	69	22	—	—	8	—	—	1
2.	67	9	18	3	3	—	—	—
3.	63	14	—	13	6	2	1	1

Les composants prédominants des gneiss-aplites sont donc l'albite et le quartz, parfois aussi la microcline (Table VIII, 3). La muscovite et la biotite paraissent en quantité subordonnée et sont parfois absentes. Comme élément accessoire paraît le grenat, ordinairement décomposé. L'albite de ces roches forme des porphyroblastes maclés, entièrement frais. Le fond microcristallin se compose d'un agrégat quartzo-albitique. La microcline et la perthite appartiennent aux porphyroblastes. La texture est nettement schisteuse.

Les gneiss décrits ici correspondent aux roches analogues, rencontrées „in situ“ dans la chaîne de Czywczyn.

A m p h i b o l i t e s.

Ces roches sont peu fréquentes parmi les éléments du conglomérat de Suligul. Ils rappellent vivement les roches décrites dans la partie I. Les différences concernent uniquement les relations quantitatives des minéraux et quelques rapports structurels.

D'après la morphologie de l'amphibole, on peut distinguer ici deux variétés. Dans la première l'amphibole est développée en baguettes très fines et allongées, arrangées de manière fluïdale en direction de la schistosité, plus rarement d'une manière chaotique. Elles forment parfois une sorte de tissu, dans lequel sont noyés les autres composants. Dans les roches de ce type l'amphibole est le composant remarquablement prédominant. (Table VIII, 4).

La seconde variété contient l'amphibole développée en grands cristaux, le plus souvent dissipés chaotiquement sur le fond de la plaque mince. Elle est ici de même l'élément prédominant, paraissant en quantité environ de 70%. Ses grains sont allongés et atteignent 4 mm de longueur. Leur structure est fibreuse, les fibres sont parallèles aux faces du prisme. Les faces basales sont absentes. Le pléochroïsme est intense: α — jaune-verdâtre, β — vert d'herbe, γ — vert-bleuâtre. Les cri-

staux ne sont pas colorés d'une manière uniforme. Le centre est généralement plus clair, parfois presque incolore. $\gamma - \alpha = 0.026$, $c : \gamma = 15-16^\circ$.

Le fond de la roche est un agrégat de leucoxène et d'albite, à grain fin et à formes indéfinies. L'albite est fraîche et limpide, dépourvue de macles, elle ressemble au quartz. L'épidote est subordonnée, ses grains, isométriques ou irréguliers, atteignent 0.3 mm en diamètre.

Un des galets de l'amphibolite fut soumis à l'analyse chimique, dont les résultats (en % de poids) sont suivants: SiO₂ 46.91, TiO₂ 1.87, Al₂O₃ 13.99, Fe₂O₃ 4.34, FeO 9.86, MgO 7.02, CaO 11.21, Na₂O 1.84, K₂O 1.11, CO₂ 0.31, H₂O 1.90, $a_0 = 2.0$, $c_0 = 2.3$, $f_0 = 5.7$, $f_0 - c_0 = 3.4$. Ces nombres correspondent en général à la composition chimique de l'amphibolite du ruisseau Albin dont l'analyse fut présentée dans la table II sous 76a et 76b. L'une des variétés de la roche de Albin, caractérisée par la présence du grenat et riche en épidote (76b), démontre une plus grande teneur en alumine et alcalis, une plus petite en chaux et des éléments fémiques. Les différences entre la variété (76a) et la roche du conglomérat sont moins expressives.

La consanguinité des trois roches nommées résulte aussi de la comparaison des „normes“, calculées d'après la mode américaine. Dans la classification de Washington, ces roches s'expriment par des symboles correspondants au gabbro.

L'étude microscopique a démontré une ressemblance de l'élément prédominant-amphibole. L'albite dans les roches de Albin a une tendance à former des porphyroblastes et des grains poëcilitiques. Ce minéral contient de nombreuses inclusions de zoïsite qui est absente dans les amphibolites du conglomérat.

Les amphibolites microcristallins de Suligul sont des roches dont les éléments ne peuvent pas être distingués à l'oeil nu. Leur couleur est gris-verdâtre et la texture chaotique. On a remarqué dans un des échantillons de cette roche que la structure n'est pas uniforme, et l'amphibole, développée en ouralite, démontre parfois une tendance à former des porphyroblastes plus grands, atteignant 0.5 mm en diamètre. Le fond de la roche se compose d'albite, d'épidote et de petites fibres d'amphibole. Cependant les roches de ce type sont en général de structure uniforme, microgrenue. Parmi les fibres de l'am-

phibole, rangées souvent en éventails, se placent les fibres de l'albite, d'une manière assez chaotique.

Le caractère optique de l'amphibole et de l'albite ne diffère pas de celui des éléments constituant les amphibolites de Czywczyn. L'albite forme parfois des agrégats lentilleux, composés de grains, çà et là idiomorphes, rarement maclés. L'épidote paraît quelquefois en quantité jusqu'à 10%. On a déterminé: $\gamma - \alpha = 0.045$.

Le quartz est ici un élément accessoire.

Les amphibolites microgranulaires de Suligul diffèrent en général par leur structure des roches analogues trouvées „in situ“. Les amphibolites à grains gros ne diffèrent sous aucun aspect de ces derniers.

Les éléments saliques du conglomérat de Suligul furent soumis à une analyse planimétrique exacte et les résultats de ces analyses furent calculés en pourcents de poids des oxydes. La table III présente la structure chimique de 11 éléments du conglomérat. Les matériaux présentés dans cette table seront employés dans le chapitre suivant, renfermant les conclusions générales qui résultent de l'étude des éléments cristallins de Czywczyn.

En outre, les éléments décrits paraissent dans le conglomérat de Suligul d'autres espèces de schistes cristallins et les matériaux sédimentaires. Ces roches sont identiques avec celles trouvées „in situ“. Leur description ne nous semble donc pas nécessaire.

Il faut quand-même considérer les relations quantitatives des roches, composant le conglomérat décrit. Pour déterminer ces relations, on a soumis à une analyse mégascopique et microscopique environ de 200 galets, recueillis aux trois sommets où cette roche est bien développée, c'est à dire: Hniatasa, Komanowa et Suligul. On a obtenu des résultats suivants:

% des roches	Hniatasa	Komanowa	Suligul
Quartzite	51	55	55
Schiste quartziteux foncé	24	18	15
Schiste chlorito-quartzieux	7	8	8
Schiste séricito-quartzieux	10	10	9
Schiste sériciteux	1	1	1
Gneiss	6	8	10
Amphibolite et schiste épidotique	1	—	2

Les rapports quantitatifs des éléments du conglomérat sont donc dans les trois points choisis presque identiques. On remarque quand-même un accroissement assez caractéristique, des roches riches en feldspaths, en direction Nord-ouest. Il semble aussi important que le conglomérat de Suligul contient une plus grande quantité de débris d'amphibolites et de roches épidotiques. Ce fait est sans doute lié avec l'affleurement des amphibolites „in situ“ dans le ruisseau Albin.

Les matériaux analysés furent recueillis des graviers meubles, provenant du conglomérat décomposé. On ne peut donc tirer de conclusions strictes de la statistique présentée plus haut. Cette statistique peut quand-même être exécutée d'une autre manière. Les bancs du conglomérat se distinguent par une variabilité remarquable en grosseur du grain. On rencontre parfois sur les culminations du terrain des éléments, atteignant 0.5 m en diamètre. Le plus fréquent est le conglomérat à grandeur de grain 1—5 cm en diamètre. Il paraît dans cette forme le plus souvent en arrangement irrégulier des strates, formant parfois des roches à contours phantastiques et pittoresques (Komanowa, Hniatasa). Ces roches alternent ici avec un conglomérat microgranulaire, passant en un grès gris-jaunâtre, peu compacte. On remarque dans le conglomérat microgranulaire une stratification nette qui manque dans les matériaux à grain gros. Les transitions entre les deux roches sont parfois subites. Une gradation en grandeur des grains est généralement rare. Il semble que la sédimentation était, pendant la formation de cette roche, assez turbulente.

La seconde statistique du rapport quantitatif des éléments du conglomérat fut exécuté sur les échantillons microgranulaires, à grandeur des grains 0.03—2 mm. Il s'est montré au microscope que ces grains sont formés par les débris des roches cristallines diverses, correspondant aux éléments du conglomérat à grain gros. On a remarqué de plus que les matériaux microgranulaires ne possèdent aucun ciment ou bien une petite quantité de celui-ci, en forme de séricite, de chlorite, de biotite décomposée et d'oxydes de fer, mêlés à une substance argileuse peu abondante. Ce ciment entoure les éléments d'une bordure très fine. Il semble que ces éléments sont dans un stricte contact. (Table VIII, 5).

Ces roches microgranulaires furent soumises à une analyse planimétrique. Les résultats sont les suivants:

	Hniatasa	Komanowa	Suligul
Quartz, quartzite	64	73	63
Schiste séricito-quartzeux	9	—	—
„ chlorito-quartzeux	11	2	7
„ sericiteux	4	—	4
Gneiss	1	—	1
Plagioclase	2	4	5
Microcline (perthite)	1	3	4
Muscovite	1	4	6
Biotite, chlorite, oxydes de fer	6	12	8
Grenat	1	2	—
Graphite	—	—	2
	100	100	100

La comparaison de la table présentée ici avec les résultats obtenus pour le conglomérat à grain gros, mène à la conclusion que les éléments des deux variétés sont en principe les mêmes et que le rapport quantitatif des éléments est analogue. Il faut souligner que les conglomérats microgranulaires contiennent, outre les débris des roches, aussi des minéraux isolés. Le pourcent des feldspaths y est plus grand dans les matériaux microgranulaires, que dans les roches à grain gros. On observe un accroissement du pourcent de ces éléments en direction nord-ouest.

On a observé les mêmes relations de minéraux et de débris des roches cristallines dans les conglomérats microgranulaires, recueillis dans d'autres points de l'espace, occupé par le conglomérat (Steviora, Pirje, Czeremosz supérieur). Il faut enfin remarquer que la grandeur des éléments du conglomérat décroît en direction nord-ouest. Ceci est prouvé par les résultats de mesurage du diamètre maximal des éléments (en cm): Hniatasa 50, Komanowa 25, Pirje 15, Czeremosz supérieur 8, Albin (crête) 1, Budyjowska (pente N) 0.5.

En résumant nos résultats nous constatons que le conglomérat crétacé (alb-cenomanien) de Suligul contient en quantité prédominante les éléments identiques avec ceux trouvés „in situ“, et en outre des roches cristallines d'une zone du méta-

morphisme probablement plus profond (granites, aplites, gneiss).

Nous constatons de plus une certaine conséquence dans la distribution des éléments du conglomérat, par ex. le décroissement de la grandeur de ces éléments en direction nord-ouest et l'accroissement de la quantité des feldspaths dans la même direction. La manque du ciment et des calcaires dans le conglomérat est remarquable.

Une étude plus détaillée du conglomérat de Suligul pourrait donner des résultats très intéressants, concernant beaucoup de problèmes de nature géologique.

Conclusions générales.

On a présenté dans les chapitres précédents les résultats des études microscopiques et chimiques des schistes cristallins paléozoïques de Czywczyn, et des roches plus récentes d'épanchement et de filons, non métamorphisées. Ces roches occupent dans la région de Czywczyn environ $\frac{1}{4}$ de l'espace étudié, dont l'illustration géologique est la carte ci-jointe.

Nous croyons que les matériaux analytiques présentés dans les chapitres précédents sont suffisants pour obtenir une image générale de la région de Czywczyn, comme province pétrographique. Avant de présenter l'aspect de cette image, nous résumons les résultats les plus importants obtenus des études pétrographiques:

1. Le plus ancien et le plus important élément des schistes cristallins de Czywczyn est représenté par les gneiss. Aucun affleurement de ces roches ne fut négligé. Douze échantillons furent soumis à l'analyse chimique. Les études au terrain et au laboratoire ont constaté que les gneiss y paraissent rarement et que les points de leur affleurement ne sont pas trop dissipés. Le complexe le plus uni de ces roches recouvre la crête de Prełużny, un autre beaucoup moins remarquable paraît au dessous du sommet Łostuń, et au Sud de ce sommet, sur la frontière de Roumanie. En outre ces trois points, les gneiss forment de petites îles, le plus souvent parmi les schistes chlorito-sériciteux.

2. Les études microscopiques ont constaté que les plus fréquents parmi les éléments saliques sont l'orthose (micro-

cline) et l'albite, très rarement paraît l'oligoclase. Le quartz est rencontré dans ces roches toujours en excès, tandis que les composants fémiqes sont en règle peu abondants. La biotite y joue un rôle prédominant. Les composants des gneiss sont bien conservés. Les produits secondaires et métasomatiques sont peu nombreux.

3. L'étude détaillée des structures des gneiss a démontré la présence des formes originelles. On a constaté que la plupart de ces roches appartenait avant la métamorphose aux formations d'épanchement, à texture souvent fluidale. On a remarqué dans plusieurs plaques minces des restes de phénocristaux typiques de quartz et de feldspath qui ont subi une résorption magmatique et une protoclase.

4. Le caractère primitif des gneiss, comme roches magmatiques, n'a pas été remarquablement effacé par la dynamométamorphose. Sa tension n'était donc pas grande ou peut-être la zone de métamorphose était peu profonde. La nature primitive de la roche magmatique pouvait donc être au microscope facilement déchiffrée.

5. Les résultats de l'analyse chimique coïncidaient en général avec ceux de l'analyse microscopique. Les roches magmatiques de ce type étaient donc normatives, selon les définitions de la pétrographie américaine. Cet état des choses a facilité la classification des matériaux analysés. On s'est servi au besoin de cette classification d'un simple diagramme, présenté sur le dessin 1. Plaçant les nombres correspondants aux normes des minéraux saliques les plus remarquables (orthose, albite, anorthite, quartz), on a ordonné les gneiss d'après leur décroissante quantité d'orthose. On peut déchiffrer d'après ce diagramme le caractère essentiel du gneiss et le placer dans le groupe systématique correspondant. On a constaté que parmi les 12 gneiss analysés, ce sont les gneiss à orthose (microcline) qui forment le groupe le plus remarquable (6 éléments). Parmi les autres roches l'une démontrait un équilibre entre l'albite et l'orthose, l'autre appartenait aux gneiss à oligoclase, le reste, c'est à dire quatre roches, étaient expressivement albitiques. Le quartz paraît presque dans tous les gneiss en grande quantité et partout à peu près en même pourcent. Sa présence en excès peut être expliquée par des phénomènes secondaires. Ces roches, comme les autres élé-

ments cristallins de Czywczyn sont entrecoupées de filons quartzeux ou renferment des intercalations de ce minéral. Les matériaux analysés étaient donc en haut degré silifiés.

6. D'après les résultats des analyses microscopiques et chimiques, on a pu constater que les gneiss étudiés appartiennent exclusivement au type des orthogneiss (Grubenmann). Les matériaux dont ils proviennent correspondent en plupart aux rhyolites, plus rarement aux granites et aplites.

Afin de nous rendre compte de la province pétrographique des gneiss en question, nous nous sommes servis du diagramme de Becke, présenté sur le dessin 2. Presque tous les gneiss se placent ici près du sommet A_0 et de la ligne $A_0 - F_0$. On peut observer quand-même trois groupes distincts. Les roches 7, 9, 11, 10, 17, 18, 22, 25 se montrent expressivement alcalines, sodiques ou potassiques. Le groupe des roches 1, 19, 21, comme plus fémique s'approche un peu du sommet F_0 . Le troisième groupe représenté uniquement par la roche 14, dépasse déjà le champ granitique strict.

Les points correspondants aux pourcents moléculaires de SiO_2 se sont trouvés, quand il s'agit des roches des deux premiers groupes, remarquablement au-dessus de la ligne normale du diagramme. Comme nous l'avons mentionné, cet excès de SiO_2 peut être expliqué par des procès secondaires, ayant lieu pendant la consolidation de la roche, ou pendant la métamorphose.

En observant le diagramme de Becke, nous concluons que nous avons à faire aux orthogneiss, dérivant des roches du groupe alcalin (atlantique).

On a représenté sur un autre diagramme de Becke (dessin 3), à côté des gneiss de Czywczyn les points correspondants aux autres roches magmatiques de Pologne. On a placé ici la moyenne des granites de Tatra, des porphyres de l'environ de Kraków, six granites de la Volhynie analysés jusqu'à présent et quelques éléments des tufs basaltiques de Berestowiec. Il résulte de la comparaison des points correspondants que les gneiss de Czywczyn y occupent un champ entièrement distinct. Le plus rapproché des gneiss est le groupe de granites et d'aplites de Volhynie (Korzec, Ośnick, Klesów), et trois éléments des tufs basaltiques. Parmi les gneiss de Czywczyn les plus rapprochés de ces derniers sont le gneiss à orthose de Czo-

lakin, de Łostuń et la roche albitique de Czymirny. Ces deux dernières roches démontrent cependant un grand excès en silice.

Les granites de Tatra et les porphyres de Kraków se sont trouvés sur le diagramme loin des roches de Czywczyn.

On a trouvé parmi les roches de Czywczyn des éléments expressivement sodiques et expressivement potassiques. Il s'y présente la question, si nous l'avons à faire ici aux éléments de la province sodique (atlantique) à côté de la potassique (méditerranéenne). L'existence de trois provinces magmatiques fut soulignée dernièrement par Niggli¹⁾ qui, voulant prouver sa thèse, a construit un diagramme spécial. Nous allons discuter la question du rapport des roches de Czywczyn aux trois séries magmatiques, considérant le diagramme de Niggli. Nous soulignons ici que ce diagramme fut jusqu'à présent appliqué uniquement aux roches magmatiques non métamorphisées. Les roches métamorphisées se caractérisent par une constitution chimique, changée par rapport aux matériaux primitifs. Cependant ces changements dans les gneiss de Czywczyn ne sont pas remarquables, surtout en ce qui concerne les éléments prédominants. D'autre côté, l'emploi du diagramme de Niggli pourrait aider à saisir la direction générale de ces changements.

Le dessin 4 présente la position des points, correspondants aux valeurs projectives de Niggli pour les roches de Czywczyn, placés sur le diagramme employé par cet auteur pour les roches magmatiques du type calco-alcalin (pacifique). Les roches cristallines „in situ“ y sont marquées par des signes noirs, les éléments du conglomérat de Suligul par des signes rouges. Il résulte de la disposition des points de roches saliques, correspondants aux valeurs de al, fm, alk et c que leur arrangement ne correspond pas en général aux lignes du diagramme. En comparant les lignes correspondants aux roches de Czywczyn avec celles du diagramme général, nous constatons ce qui suit:

1. Les lignes al, alk, c parcourent dans les deux séries d'une manière analogue. Les lignes fm ont le même caractère, mais elles sont remarquablement éloignées. Les éléments de

¹⁾ Niggli. Gesteins und Mineralprovinzen 1923.

Czywczyn sont beaucoup plus riches en composants fémiques en comparaison avec les roches magmatiques analogues du type général.

2. Les lignes al et alk parcourent dans le diagramme général de cette manière qu'elles se rapprochent graduellement, tandis que ces lignes sont pour les roches de Czywczyn presque parallèles.

3. L'isofalie (point d'intersection des lignes al et fm) est pour les roches de Czywczyn avancée un peu en direction des plus hautes valeurs de Si (env. 250).

4. Si nous abstrayons des éléments du conglomérat, nous obtenons pour les roches de Czywczyn „in situ“ un parcours des lignes un peu différent. Alk et al démontrent alors une valeur moyenne plus basse. La ligne fm parcourt plus haut, la ligne c plus bas. Le diagramme devient plus ressemblant en général. Les éléments du conglomérat s'approchent, en expection des valeurs fm, remarquablement des roches pacifiques.

Les valeurs projectives de Niggli pour le même assemblage des roches de Czywczyn, placées sur le diagramme de cet auteur construit pour les roches sodiques (atlantiques) donnent une image caractéristique (dessin 5). Les roches étudiées sont avancées ici au delà de la région normale, en direction de la valeur de Si, dépassant 400. Ce fait pourrait être expliqué par le phénomène de silification des roches saliques de Czywczyn. Considérant ce phénomène, il faudrait déplacer le diagramme pour les roches de Czywczyn d'environ 100 unités à gauche. Le parcours des lignes correspondantes aux roches de Czywczyn, avant et après ce déplacement, est encore moins coïncidant avec le diagramme général, que dans le cas du diagramme pacifique. Il est surtout frappant que les lignes fm et c sont pour Czywczyn parallèles, tandis que dans le diagramme général elles se rapprochent en direction de l'accroissement de Si. Les lignes al et alk du diagramme général sont très rapprochées et se croisent auprès de $Si = 310$. Les lignes analogues pour Czywczyn sont presque parallèles, mais très éloignées. L'élimination des composants du conglomérat donne une image qui de même diffère beaucoup du diagramme général pour les roches atlantiques.

Le dessin 6 présente un diagramme analogue pour les roches de Czywczyn, par rapport à la série potassique, distin-

guée par Niggli. Les roches de Czywczyn sont ici de même avancées au delà du diagramme à cause de l'excès de SiO_2 . Quand-même le parcours de toutes les lignes de cette province pétrographique est en principe très rapproché à celui du diagramme général. Cette coïncidence est la plus frappante parmi toutes les comparaisons exécutées, étant surtout remarquable par le parallélisme de toutes les lignes, concernant Czywczyn et le diagramme général. En considérant ce fait et la prédominance des roches à orthose parmi les éléments de Czywczyn, ainsi que la concordance du caractère chimique des roches de Czywczyn avec le groupe monzonitique de la Volhynie, nous constatons la présence de la série potassique (méditerranéenne) dans la région étudiée. Il résulte de plus des diagrammes de Niggli que la dynamométamorphose n'a pas effacé le caractère chimique primitif des roches magmatiques. Cela concerne tous les composants, excepté SiO_2 dont l'excès fut expliqué. Il est quand-même incontestable que dans le groupe des éléments al, alk, c avaient lieu quelques déplacements, causés par la métamorphose. On remarque ici, en comparaison avec les séries de Niggli, un décroissement net de c, un accroissement de al et fm. Nous avons mentionné plusieurs fois que la dynamométamorphose était accompagnée d'une diffusion des composants chimiques de la roche d'où résultait un décroissement de certains éléments, ou bien un enrichissement en matériaux subissant l'altération. Becke¹⁾ remarque que la métamorphose tend à rapprocher le caractère chimique des matériaux altérés à celui des roches de l'entourage. Les gneiss de Czywczyn sont entourés généralement des roches à excès de SiO_2 et manquent de CaO (schistes quartziteux, sériciteux et autres). D'ici résulte la diffusion de CaO des gneiss aux roches entourantes et le déplacement de SiO_2 en direction inverse. Malgré cette diffusion, les rapports chimiques dans les gneiss ne furent pas remarquablement changés.

Il faut enfin remarquer que quelques termes de la série de Czywczyn trouvent des termes correspondants dans le groupement des magmes, présenté par Niggli (l. c.). Ainsi par ex. la roche 7 correspond approximativement à la magme des trondhiémites, démontrant quand-même une valeur plus haute en Si.

1) F. Becke. Stoffwanderung bei der Metamorphose. Tscherm. Mitt.

Cette même roche peut correspondre aussi à la magme des granites alcalins, démontrant une valeur plus haute en c, plus basse en alk. Le caractère chimique général de cette roche la rapproche aussi à la magme du rapakiwi. La roche 10 correspond à la magme des granites alcalins, la roche 11 à une magme de syénites sodiques, 14 — granitique normale, 18 — granitique alcaline, 19 — grano-dioritique, 25 — yosémitique etc.

Les gneiss ne jouent pas de rôle plus remarquable parmi les éléments du conglomérat de Suligul, quand-même ils sont ici des composants caractéristiques. Le rapport de ces roches aux gneiss de Czywczyn est présenté sur dessin 1. On a calculé ici les normes pour les éléments du conglomérat d'après leurs analyses planimétriques. Les analyses correspondantes sont marquées par des chiffres romaines. La ligne de l'orthose est ici commune pour les roches „in situ“ et celles du conglomérat. Les éléments de la première espèce sont ici marqués par des lignes continues, ceux de la seconde espèce par des lignes pointillées. Les traits caractéristiques des gneiss du conglomérat sont suivants:

1. L'orthose est ici l'élément essentiel, paraissant dans toutes les roches. Son décroissement est accompagné d'un accroissement d'albite qui paraît ici en quantité plus grande, que dans les roches „in situ“.

2. L'anorthite est ici peu abondante, mais paraît dans tous les gneiss, et généralement en quantité plus grande que dans les roches „in situ“. C'est donc l'oligoclase acide qui prédomine dans les éléments du conglomérat, tandis que l'albite prédomine généralement dans les roches „in situ“.

3. Le quartz est ici moins abondant, que dans les roches „in situ“. Ce fait prouve une plus grande „pureté magmatique“ des gneiss du conglomérat.

Ces roches, comme on l'a mentionné, forment deux groupes structurels. Les granites à structure homogène, non dynamométamorphisés ou faiblement altérés, sont ici prédominants. L'autre groupe est représenté par les gneiss à texture schisteuse dont la dynamométamorphose est de même peu remarquable.

A côté des gneiss identiques avec ceux qu'on rencontre „in situ“, le conglomérat de Suligul renferme donc des élé-

ments probablement plus anciens, à caractère cependant analogue à celui des gneiss „in situ“.

Passons aux résultats de l'étude des autres roches paléozoïques!

On a distingué comme schistes sériciteux les roches dont le caractère pétrographique est dû à la présence de la séricite. Ces roches, en règle microgranulaires, paraissent dans la région de Czywczyn en deux formes, différant par la dimension des grains. A la première catégorie appartiennent les roches à composition essentielle: quartz + séricite. Ces minéraux sont développés en grains nettement individualisés. Le second groupe est constitué par les roches à texture de tissu; leurs composants sont indiscernables. Les plus intéressantes dans le premier groupe sont les variétés à quartz anguleux, comme matériaux presque intacts par la métamorphose. L'analyse chimique de trois échantillons a démontré la présence d'une petite teneur en silice, teneur remarquable en alumine. Il est indubitable que ces schistes proviennent des matériaux argilo-gréseux.

Quant aux schistes chloriteux, on y a distingué les éléments chloriteux „sensu stricto“ des roches ressemblant à ceux-ci. Les premiers dérivent des roches magmatiques basiques, riches en composants fémiqes. Dans le diagramme de Becke ces roches se sont placées en voisinage des théralites, dans celui de Niggli leur position est analogue. Elle se rapproche ici des gabbro-théralites et essexites.

Dans leur composition minéralogique la combinaison: chlorite + albite + calcite est caractéristique. La chlorite dérive probablement d'une biotite et d'une amphibole altérée. Les schistes chloriteux proprement dits sont dans la région de Czywczyn peu fréquents, tandis que, dans leur définition plus générale, ces roches occupent un espace remarquable. Les schistes chlorito-sériciteux qui prédominent au terrain, dérivent des roches sédimentaires ou bien d'un mélange des roches magmatiques et sédimentaires, transformées par dynamométamorphose.

Les schistes épidotiques paraissent en quelques points de la région de Czywczyn. Leur élément essentiel, souvent prédominant, c'est l'épidote (pistacite) qui constitue le fond

de la roche à côté de la chlorite et de l'albite. L'analyse chimique a démontré leur consanguinité avec les roches magmatiques du type de gabbro. Dans le triangle de Becke les roches épidotiques se sont trouvées à côté des teschénites et des roches montsonitiques de Volhynie, de même que dans le voisinage des amphibolites fortement altérées. En considérant les séries distinguées par Niggli, nous constatons que ces éléments se rapprochent du groupe calco-alcalin.

Les amphibolites de Czywczyn représentent un groupe de roches, ne paraissant que rarement dans la région étudiée. On les a trouvées comme intrusions d'origine magmatique dans les autres schistes cristallins. Elles correspondent probablement aux intrusions gabbro-noritiques. Les diagrammes de Becke et de Niggli affirment cette supposition. Il existe selon Smulikowski une analogie entre ces roches et les amphibolites de Tatra, analysées par Pawlica et Jaskólski. Les matériaux desquels dérivent les amphibolites de Czywczyn, étaient un peu plus riches en anorthite, c'est à dire leur plagioclase était plus basique.

Ceci est illustré par les paramètres magmatiques suivants:

CZYWCZYN					
Pretuki	(75)	II (III).	'5.	'4.	4'. (An. 30.3)
Albin	(76a)	III.	'5.	4.	(„ 32.2)
Albin	(76b)	II'.	5. (3)4.	4.	(„ 30.0)
TATRA					
Suche Czuby		'III.	'5.	3.	4.(5) (An. 21.7)
Stara Robota		III.	5'.	3.	4.(5) („ 21.7)
Wołowiec		II (III).	5.	3.	4. („ 21.7)
Kasprowy		III.	5. (3)4.	'4.	(„ 23.9)

On observe cependant des différences caractéristiques dans la composition minéralogique des amphibolites des deux régions. Dans les éléments de Tatra, le plagioclase est une andésine, le grenat est généralement absent, l'épidote et la zoïsite n'ont pas été rencontrées jusqu'à présent, et l'oxyde de titane constitue la titanite, tandis que l'ilménite est absente. Dans les amphibolites de Czywczyn paraissent les plagioclases acides (albite, oligoclase acide) en société de l'épidote ou de zoïsite et du grenat. L'ilménite est substituée par la titanite, en partie par le rutile. Il en résulte d'après Smulikowski que les amphibolites de Tatra, formant des intrusions dans les granites

ou orthogneiss, proviennent d'une zone du métamorphisme plus profonde. Les amphibolites de Czywczyn, formant des filons dans les sédiments paléozoïques métamorphisés, ont subi une altération dans une zone moins profonde.

Les roches quartzitiques sont les éléments les plus jeunes parmi les schistes paléozoïques de Czywczyn.

Elles sont intensément dynamométamorphisées, à composants dont la morphologie est altérée sous l'influence du stress. On a observé dans plusieurs plaques minces une orientation des directions optiques du quartz parallèlement à la surface de schistosité de la roche. C'est un effet de dynamométamorphose très caractéristique, méritant d'être étudié comme problème spécial.

Les schistes quartziteux sont entrecoupés de filons, éléments secondaires, illustrant plusieurs phases de dynamométamorphose. Ces roches dérivent des matériaux gréseux, mêlés à une petite quantité de substance argileuse, altérée pendant la métamorphose en séricite, et à une substance organique, altérée en graphite.

En résumant, nous constatons que dans la région des schistes cristallins paléozoïques de Czywczyn, paraissent des roches métamorphisées d'origine magmatique, de même que d'origine sédimentaire. A la première catégorie appartiennent comme éléments saliques les gneiss, dérivant des roches magmatiques de la série sodique et potassique, plus rarement calco-alcaline. L'élément potassique est ici le plus fréquent. Comme roches fémiqes paraissent ici les schistes chloriteux et les amphibolites, représentant partiellement le groupe calco-alcalin, partiellement les dérivats des théralites et essexites. Ces roches, également saliques comme fémiqes, sont classifiées comme éléments „ortho“. Leur métamorphose avait lieu dans les zones peu profondes de la lithosphère, ou bien la tension de la métamorphose était peu remarquable. Cela concerne aussi les roches „para“, représentées par les schistes sériciteux quartziteux et roches intermédiaires.

Aux roches magmatiques non métamorphisées, paraissant dans la nappe mézozoïque de Czywczyn, appartiennent les roches d'épanchement, constituant le sommet de Czywczyn et

paraissant au sud de cette montagne, et les roches de filon, affleurant dans le ruisseau Ryzowaty et sur la crête de Prełuczny. L'étude de ces roches mène à des conclusions importantes de nature générale. Comme éléments essentiels des basaltes de Czywczyn, Popadia, Budyjowska et Prełuczny paraissent l'albite et la pyroxène diopsidique. Ces minéraux forment deux générations (phénocristaux et pâte) ou bien une seule. Quelques échantillons de basaltes sont presque frais (sommet de Czywczyn). Leur feldspath des phénocristaux de même que de la pâte est très bien conservé, couvert seulement d'une petite quantité de produits de métasomatose. Les oxydes de fer ne sont pas ici décomposés, le verre en partie conservé. Les échantillons paraissant à la base du lambeau basaltique et surtout ceux de Popadia et de Budyjowska, sont au contraire remarquablement altérés, parfois complètement décomposés.

Les quatre analyses chimiques des basaltes, exécutées sur les matériaux frais, de même que sur les échantillons décomposés, ont réussi à déchiffrer la structure primitive du magma et indiquer la direction de l'altération de la roche. On a constaté d'après l'analyse de la roche fraîche que le basalte de Czywczyn appartient à la série des roches sodiques. Cette roche s'est trouvée dans le diagramme de Becke à côté des teschénites, analysés par Smulikowski et Veseley, différant de ces dernières par une, un peu plus grande différence $f_0 - c_0$ et une plus grande somme d'alcalis. La roche de Czywczyn se distingue en outre par une petite quantité de potasse. Les valeurs de Niggli, calculées pour cette roche, la laissèrent placer au groupe du gabbro-théralite ou à côté de quelques essexites. Les différences entre les groupes nommés et la roche de Czywczyn consistent surtout dans un plus petit nombre k et plus grand de Si dans la roche de Czywczyn. La plus rapprochée parmi les roches sodiques des basaltes de Czywczyn est la béringite, placée par Niggli dans la série des magmas lamprosyénitiques sodiques.

Les analyses des matériaux, altérés par métasomatose, de Czywczyn et des parties méridionales, ont démontré une direction caractéristique de cette altération. La roche a perdu en partie les alcalis et le chaux, tandis qu'elle s'est enrichie en oxydes de fer. La silice démontre parfois un décroissement,

parfois sa quantité reste inaltérée. En cas d'une extrême métasomatose (roche 82), les matériaux changent en agrégat chlorito-épidotique, rappelant quelques schistes cristallins de ce genre, conservant quand-même la structure primitive de la roche magmatique.

Les échantillons du basalte de Czywczyn sont entrecoupés de filons qui les traversent en directions diverses. On a démontré que nous y avons à faire avec quelques systèmes de formations, provenant de plusieurs périodes du développement des roches. Les plus anciennes sont les filons tectoniques, rangés parallèlement à la direction fluidale de la pâte ou bien obliquement à cette direction. Les filons plus épais sont orientés en plupart en direction nord-est.

Ces filons sont remplis d'albite, de quartz, de calcite, de chlorite, d'épidote, comme produits secondaires, formant des combinaisons diverses. On a constaté que l'albite provient probablement de la solution de l'albite primitive. Ce fait est prouvé par la présence d'une poudre tectonique dans les filons. Les roches complètement transformées contiennent des filons avec de l'albite authigène, formée de solution (récrystallisée). Ce fait a une importance générale. Le basalte de Czywczyn contenait l'albite avant la formation des filons, donc avant la phase hydrothermale.

La présence de l'albite à côté du pyroxène dans la roche de Czywczyn semble indiquer l'analogie avec les spilites de l'Écosse. Cependant la présence de l'albite dans la roche de Czywczyn ne peut pas être directement expliquée par le procès d'albitisation. La différence essentielle entre les roches de l'Écosse et le basalte de Czywczyn consiste dans le fait que les premières contiennent des éléments fémiques toujours décomposés, et leurs albites se distinguent par une physiographie, prouvant le procès de métasomatose. L'albite paraît dans la roche de Czywczyn dans des matériaux frais, non altérés. On ne peut donc supposer que les molécules albitiques sont entrées directement dans la roche primitive, par ex. des solutions hydrothermales. Ce fait ne pourrait pas être accepté à cause des rapports dans les formations filoniennes.

La roche trouvée dans Ryzowaty, appartient aux teschérites. Ses composants essentiels sont l'albite, le pyroxène et la hornblende-barkévicite, entourant les grains du pyroxène.

Cette roche se rapproche par sa composition chimique du basalte de Czywczyn. Elle démontre une plus petite quantité de silice, d'alumine et d'alcalis, une plus grande d'oxydes de fer. Les bandes foncées, paraissant dans cette roche et soumises de même à l'analyse, démontrent une composition chimique presque identique avec le basalte (78). La roche de Ryżowaty occupe dans le diagramme de Becke une position distincte dans le champ des teschénites en voisinage des roches de Grodziec, de Marklowice, de Pasków et de Boguszowice. Elle contient un pourcent moléculaire de SiO₂ un peu plus grand que ces teschénites.

D'après les nombres de Niggli, l'analyse moyenne de trois échantillons de cette roche correspond au magma théralitique, ou plutôt gabbro-théralitique. Ceci est prouvé par les nombres suivants:

	si	al	fm	c	alk	k
Théralite	100	19	42	23	16	0·25
Czywczyn	110	20	50	20	9·3	0·30
Gabbro-Théralite	90	20	46	23	11	0·25
Gabbro-norm.	108	21	52	21	6	0·20

La ressemblance de la roche de Ryżowaty au basalte de Czywczyn est incontestable. Cela se rapporte aussi à la roche de filon, trouvée sur Prełuczny, déterminée comme diabase albitique. Ces trois roches dérivent du même magma gabbro-théralitique ce qui est prouvé, entre autres, d'une manière suivante:

Smulikowski s'est servi du diagramme de Niggli pour déterminer le caractère général de la différenciation du magma des teschénites. Nous avons présenté sur le dessin 7 le diagramme de cet auteur, complété par les nombres, correspondant aux roches de Czywczyn. Nous constatons sur le diagramme ce qui suit:

1) Le placement des nombres, correspondant aux roches de Czywczyn, à côté de douze analyses de teschénites, n'a pas changé le diagramme de Smulikowski dans sa partie gauche. Cette partie embrasse toutes les analyses des teschénites, excepté celle de Punców. On y a ajouté quatre nouvelles analyses, c'est à dire trois analyses de la roche de Ryżowaty et une nouvelle analyse de la teschénite de Marklowice¹⁾.

¹⁾ Cette roche correspond à „Marklowice 1a“ de Smulikowski.

2) La partie droite du diagramme, renfermant les analyses de Dzięgielów (11) à Punców (12), ne contenait pas, sur le dessin de Smulikowski, de termes intermédiaires. Sur notre diagramme, ces termes sont représentés par les analyses des basaltes de Czywczyn et des diabases albitiques de Prełuczny. Cependant la forme primitive du diagramme n'a pas remarquablement changé de caractère par le placement de nouvelles analyses.

3) Les roches de Czywczyn complètent le diagramme de Smulikowski par les termes des teschénites plus clairs, remplissant les lacunes, ne changeant pas quand-même l'image générale de différenciation.

La connexion des roches de Czywczyn avec la série des teschénites, est donc évidente. Une preuve caractéristique de cette connexion c'est la présence de barkévicité dans la roche de Ryzowaty.

Le parcours de la différenciation des teschénites silésiennes est de plus caractérisé par Smulikowski par la disposition des points correspondants sur le diagramme de Becke. Les analyses de cet auteur et d'autres sont marquées sur le dessin 2 avec de ronds noirs. Le placement des roches de Czywczyn sur le même diagramme n'a pas changé l'image de la différenciation. Au contraire, le champ des teschénites, caractérisé ici par une bande étroite, presque rectiligne, fut d'une manière très expressive complété par les roches de Czywczyn.

Il résulte de tous ces faits que les roches de Czywczyn, de Ryzowaty et de Prełuczny, appartiennent à la série des teschénites. Elles forment dans cette série des termes, s'approchant d'un côté aux roches calco-alcalines, de l'autre à la série sodique.

En opposition aux termes paléozoïques basiques (amphibolites et schistes chloriteux) qui représentent en majeure partie le type distinctement calco-alcalin, les roches, considérées à présent, paraissent comme termes sodiques.

La teschénite de Ryzowaty et de Prełuczny contiennent l'albite comme feldspath prédominant. Ce fait laisse penser au procès de l'albitisation. Mais à l'égard de l'analogie magmatique de cette roche avec le basalte de Czywczyn et les changements métasomatiques peu remarquables dans la roche de Ryzowaty, il est difficile de résoudre cette question. La phy-

siographie des roches mézozoïques du terrain semblent contredire au procès de l'albitisation, compris au sens des changements, ayant lieu dans la phase hydrothermale. L'albite semble être ici „encore“ magmatique. La présence de ce feldspath dans les teschénites d'aujourd'hui doit donc déterminer pour le moment leur position systématique.

La présence des teschénites dans la région de Czywczyn a de plus une importance géologique générale. Elle affirme la thèse de J. Nowak¹⁾, concernant la forme tectonique de cet espace, s'unissant avec les Carpathes des Beskides occidentaux en un style tectonique de caractère spécial.

La question de l'âge des teschénites ne fut pas encore strictement résolue. Nous avons donné à ces roches le nom de mézozoïques, d'une manière provisoire et générale, et cela selon quelques données géologiques. Particulièrement, quand il s'agit des basaltes de Czywczyn, on a accepté leur âge comme mézozoïque, en considérant l'alternance de cette roche avec les calcaires triassiques et les notes dans la littérature géologique, en concernant les roches analogues des environs. Quand-même il n'est pas jusqu'à présent certain, si l'alternance des basaltes de Czywczyn avec les calcaires triassiques, résulte d'une sédimentation rythmique des calcaires après les éruptions volcaniques, ou bien si l'on avait à faire avec une intrusion du magma dans les couches calcaires. Les observations exécutées dans le terrain, concernant les contacts, étaient restreintes et rendues difficiles à cause du manque des affleurements considérables.

Nous avons quand-même quelques détails de nature strictement pétrographique qui nous conduisent à accepter la seconde conception, c'est à dire l'âge plus récent du magma basaltique par rapport aux calcaires entourants:

1. Les filons dans les basaltes se sont formés pendant la phase magmatique, probablement pendant le mouvement du magma qui se consolidait, c'est à dire dans la phase de formation de la nappe de Bukovine, comme nous supposons, pendant la plus grande tension tectonique. Les filons sont orientés en plupart en direction du mouvement de la nappe. Pendant ce mouvement le magma avançait probablement vers les lieux

¹⁾ J. Nowak. Die Geologie der polnischen Oelfelder, 1929.

de pression diminuée, étant comme entraîné des parties plus profondes de la lithosphère dans la série stratigraphique de la masse avançante.

2. Les roches magmatiques de Czywczyn ont été déterminées comme teschénites. J. Nowak¹⁾ attribue aux teschénites silésiennes le temps d'intrusion vers la fin de l'oligocène jusqu'à la fin du torton.

Les teschénites de Budyjowska et de Ryzowaty et d'autres points de l'espace étudié, sont une forme filonienne du magma de Czywczyn et strictement commagmatique. Il faut donc, en conséquence, attribuer à ces roches le même âge qu'aux basaltes de Czywczyn.

Les études plus anciennes et les analogies.

Nous trouvons dans la littérature géologique, concernant la région étudiée et les pays voisins, liés avec celle-ci au sens géologique, des notes qui se rapportent aux roches cristallines, décrites dans ce travail. Nous devons considérer surtout ces matériaux qui concernent la pétrographie des roches de Czywczyn.

Il faut nommer en premier lieu le travail de H. Zapałowicz (1886)²⁾ qui dans sa monographie des Carpathes de Pokucie et Marmaros, présente des descriptions de quelques dizaines de roches cristallines dont plusieurs affleurent dans la région de Czywczyn.

Les descriptions des roches présentées par Zapałowicz sont en règle courtes, se basant en général sur leur caractère mégascopique, plus rarement microscopique. L'auteur ne cite pas d'analyses chimiques. Il n'est donc pas étonnant que les noms donnés par l'auteur aux plusieurs roches de Czywczyn ne répondent pas généralement aux exigences de la pétrographie contemporaine, concernant les roches magmatiques et les schistes cristallins, basant sa nomenclature sur les études microscopiques et chimiques.

Zapałowicz a trouvé dans la région des sources de Cze-

¹⁾ J. Nowak. Zur Altersfrage der Intrusionsgesteine der Teschener Decken. Bull. de l'Acad. Pol. d. Scien. Kraków 1930.

²⁾ H. Zapałowicz. Eine geologische Skizze des östlichen Teiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, 1886, Bd. 56.

remosz les espèces suivantes de roches: dans la vallée de Czeremosz supérieur des „phyllites quartzeux“ gris-verdâtres, riches en mica, contenant à côté du quartz une muscovite verdâtre. Ces roches correspondent en principe aux schistes chlorito-séricito-quartzeux, décrits dans notre travail, contenant souvent l'albite comme élément essentiel. Zapałowicz trouve en outre dans cette région des schistes siliceux, correspondant à nos schistes graphito-quartzeux. Les gneiss, trouvés ici par cet auteur, se rapprochant des gneiss albitiques, à texture schisteuse distincte, à grande quantité de quartz et petite quantité de feldspaths non maclés (orthose), doivent être placés, d'après une analyse plus stricte, aux schistes chlorito-quartzeux, contenant çà et là de plus grandes quantités d'albite à côté de 60% de quartz. La roche déterminée par Zapałowicz comme schiste quartzo-épidotique, contenant une petite quantité de biotite, de hornblende et de carbonate, correspond à la roche chloritique avec albite, épidote et calcite, paraissant dans la vallée de Czeremosz à l'alt. de 1300 m.

Selon Z. au nord de la bande des roches calcaires de Łostuń prédominent les gneiss porphyriques, pauvres en feldspath, avec une biotite brune et de petits cristaux d'épidote. Les observations de l'auteur correspondent aux nôtres. Nous avons à faire en effet aux gneiss à structure porphyroblastique et nous les avons décrits, entre autres, comme matériaux, paraissant au-dessous de Łostuń, marqués de nombres 14, 18, 19. Les phyllites quartzeux, pauvres en mica, observés par Zapałowicz, correspondent à nos schistes séricito-quartzeux.

Les roches analogues sont observées par Zapałowicz sur Wasylkowsky, (Albiniec). L'amphibolite de Albin, décrite par nous, est déterminée par Z. comme roche à hornblende et épidote. Nos schistes séricito-quartzeux correspondent aux gneiss-phyllites de cet auteur. Cependant Z. n'observe sur Czolakin, la crête Prełuczny et dans d'autres points de la région étudiée, aucune roche en outre les schistes quartziteux, les gneiss et les schistes sériciteux.

La roche d'épanchement de Czywczyn est déterminée par cet auteur comme „diabase-porphyrite“, auquel il attribue l'âge triassique. C'est d'après lui une roche massive ou amygdaloïde, de couleur vert d'herbe, çà et là rougeâtre. Cette roche

est accompagnée de tufs auxquels Z. compte les brèches calcaire-basaltiques. Il trouve ces porphyrites aussi sur Budyjowska et Prełuczny.

Les résultats des études de Z. n'étaient donc pas trop exacts, si l'on considère les exigences de la pétrographie contemporaine. Ils étaient quand-même satisfaisants pour les problèmes géologiques, intéressant Zapałowicz. Nous ne pouvons faire d'objections à cet égard à Zapałowicz, investigateur fameux, considérant les différences des méthodes dans les recherches pétrographiques d'aujourd'hui en comparaison avec le temps depuis lequel 50 ans ont écoulé. Au contraire, il faut souligner le „pressentiment“ de la nécessité d'une analyse pétrographique exacte duquel on se rend compte, en étudiant le travail de Zapałowicz.

En 1886 Rudolphe Zuber¹⁾ se propose un premier essai des études pétrographiques spéciales des roches de notre région. Cet auteur décrit quelques roches du terrain des sources de Czeremosz, en présentant pour l'une d'entre elles une analyse chimique. Ces roches proviennent en plupart de Perkałab et appartiennent, suivant l'auteur, aux espèces suivantes:

Les mica-schistes, formant l'horizon inférieure de la masse cristalline, se composent de quartz blanc et de muscovite argentine. L'auteur souligne le manque de staurotide, de cyanite et surtout du grenat, minéraux qui, d'après lui, devraient accompagner en règle les roches de ce genre. Le grenat fut trouvé par Zuber exclusivement dans le mica-schiste de Dobryń.

Une roche du profil de Perkałab, déterminée comme „heleflinta“ fut, par recommandation de cet auteur, analysée par Schramm. Sa composition chimique en % de poids: SiO₂ 76.66, Al₂O₃ 10.85, Fe₂O₂ 0.95, CaO 0.32, K₂O 9.57, correspond strictement à celle du gneiss à orthose de Czolakin et ressemble à celle du gneiss de Łostuń. Zuber souligne, dans la description microscopique de cette roche, son caractère „felsitique“. Nous avons constaté une structure de ce genre dans les rhyolites métamorphisées de Czolakin et de Łostuń (17, 18).

La „heleflinta“, décrite par Zuber, passe çà et là en gneiss, contenant des plagioclases polysynthétiques et la biotite brune ou vert-foncée. Entre ces gneiss, ne paraissant au terrain en

¹⁾ R. Zuber. Die kristallinen Gesteine vom Quellgebiete des Czeremosz. Min. Petr. Mitt. VII. Bd. 1886.

quantité plus remarquable, et la heleflinta, existent d'après Zuber, des matériaux intermédiaires, gris-verdâtres, composés de quartz fortement ondulé, d'un mica noir et d'un feldspath rare, monoclinique ou triclinique.

Les gneiss appartiennent, selon Zuber, aux horizons stratigraphiques plus profonds. Dans les horizons plus élevés paraît, comme roche prédominante, une phyllite noire, et plus rarement un quartzite blanc, parfois rougeâtre.

Les matériaux pétrographiques, présentés par Zuber, ont été utilisés à peu près dans la même forme dans le texte à l'atlas géologique de Galicie (cahier II, 1888).

La roche de Czywczyn était dernièrement analysée dans l'Institut de Minéralogie U. J. par M. Jaremski et St. Kozik¹⁾ par initiative de prof. Kreutz. D'après l'analyse correspondante, on l'a comptée au type du magma lampro-syénitique sodique.

Une note importante, concernant cette roche, se trouve dans le travail de W. Szajnocha: „Szczawy Karpat Wschodnich“ 1927. L'auteur présente entre autres, des détails suivants, donnés par prof. St. Kreutz: „La roche d'épanchement se trouve au point indiqué sur la carte de Zapałowicz et recouvre, ensemble avec toute une série de schistes cristallins et roches paléozoïques, le flysch gréseux. C'est une roches à grain fin à développement variable: elle paraît comme une masse noire homogène et comme porphyrite à grands phénocristaux de feldspath (plagioclase), en outre dans une forme décomposée, comme roche verdâtre ou grise, grâce à une grande teneur en carbonate de chaux, enfin en forme de tufs. Au nord du sommet de Czywczyn paraît une roche de couleur rougeâtre, remplie de blocs calcaires à grandeur variable. Cette roche se présente au microscope comme lave, et les calcaires paraissent comme enclaves. Ce calcaire a un aspect différent de celui des calcaires anciens, paraissant au-dessous, et rappelle quelques calcaires jurassiques des Carpathes, surtout ceux qui paraissent en forme d'enclaves dans la roche d'épanchement de Pietros près de Hoverla que j'ai observé l'année passée (1926). Il s'y présente comme conclusion de ces observations que la roche de Czywczyn et des régions de Pietros sont plus jeunes

¹⁾ Sprawozd. z czynności i posiedzeń Polsk. Akad. Umiej.t. XXXIV.

que les calcaires nommés „strambergiens“, donc probablement crétacés.

Quant à la composition chimique de la roche de Czywczyn, les analyses de M. Madej et St. Kozik, exécutées dans l'Institut de Min. U. J., démontrent que c'est une roche basique, riche en fer, contenant cependant une relativement grande quantité d'oxyde de soude, rappelant par sa composition quelques roches, liées avec la série des teschénites. Les nombres d'Osann: $a = 6.3$, $c = 5.5$, $f = 18.2$, $s = 58.36$, $n = 8.31$, $k = 0.95$. Le type du magma est, d'après la classification de Niggli, lampro-syénitique sodique; quand-même c'est une roche d'épanchement. Il se présente une hypothèse qu'on doit lier les roches de Czywczyn avec les teschénites et les limburgites de Tatra. J'ajoute entre parenthèses que la roche d'épanchement de Pietros, liée avec les calcaires jurassiques, touche aussi directement au flysch gréseux qui y est sans aucun doute changé, peut-être seulement à cause de la circulation des solutions le long du contact de deux formations. La roche de Czywczyn touche aussi au grès, la surface de contact n'était pas quand-même accessible à l'observation.

Cet avis du prof. Kreutz, concernant la roche de Czywczyn, mène aux conclusions importantes qui furent affirmées dans notre travail. Cela se rapporte surtout à la question du caractère du magma que nous avons reconnu comme appartenant au type des teschénites, et à la supposition que cette roche est plus jeune que les calcaires, alternant avec les roches magmatiques.

Nous trouvons dans la littérature géologique des régions qui voisinent avec celle de la chaîne de Czywczyn, des notes, concernant les roches analogues à la décrite ici. Nous y citons les travaux de *K. N. Paul*, *F. Herbich*, *Popovici*, *Athanasiu*, *Vetters*, *Trauth*, *Macovei* et *Kräutner*.

Toutefois nous ne trouvons pas dans les travaux géologiques de ces auteurs de matériaux pétrographiques plus remarquables dont nous puissions profiter pour accomplir une comparaison avec les roches de Czywczyn.

Il se présente une question importante, c'est celle de l'analogie des roches de Czywczyn et les matériaux connus des „exotiques“ de Carpathes.

Les débris des roches cristallines des Pracarpathes, trou-

vés dans le flysch, étaient dernièrement l'objet des études détaillées, exécutées par l'école de prof. Kreutz à Kraków. Cela concerne surtout les Carpathes occidentaux d'où on a présenté des matériaux peu nombreux, mais étudiés exactement.

Le document le plus important de l'histoire des Pracarpathes, c'est surtout le grand „exotique“ de Bugaj, découvert ici par prof. Kreutz¹⁾. Les autres documents sont présentés dans les travaux de A. Gawel²⁾. A côté des descriptions microscopiques détaillées, nous trouvons dans les travaux cités des analyses chimiques exactes, en nombre de 8. Ce sont: 2 analyses du granite de Bugaj, 1 du granite de Stare Bystre, 2 du granite de Grabówka près de Sanok, 1 du granito-gneiss de Strachocina, 1 du granophyre du flysch des environs de Sanok et 1 du porphyre des mêmes environs. Nous avons comparé les résultats de ces analyses (Table IV), avec celles des roches saliques de Czywczyn, en calculant de même pour les premiers les „normes américaines“ et les nombres de Osann — Becke et de Niggli (Table IVa). En comparant les nombres correspondants, nous concluons:

1. Le diagramme de Osann—Becke démontre que les „exotiques“ étudiés et les roches de Czywczyn, forment un groupe continu de roches du type, en plupart, alcalin. Les points correspondants sont placés sur le diagramme très près l'un de l'autre, quelques uns occupent presque la même position. On y observe une connexion stricte des „exotiques“ avec les éléments du conglomérat de Suligul qui sont moins métamorphisés que les roches de Czywczyn „in situ“. Il faut de même souligner la ressemblance des roches décrites aux éléments de la Volhynie, se présentant nettement sur le diagramme.

2. Le diagramme de Niggli donne des résultats analogues. Les „exotiques“ des Carpathes correspondent par leurs va-

¹⁾ St. Kreutz. Granit Pra-Karpat połudn. zachodn. Polski i jego stosunek do granitów sąsiednich. Bull. Int. d. l'Acad. Pol. d. Sc. et d. Lettres Kraków 1927.

²⁾ A. Gawel. Granity z warstw krośnieńskich okolic Sanoka. Bull. d. l'Acad. Pol. d. Sc. et d. Lettres. Kraków 1931.

— Granitofiryty i porfiry z fliszu karpackiego okolic Sanoka. Bull. d. l'Acad. d. Sc. et d. Lettres. Kraków 1932.

leurs al, alk, fm et c à la série des roches méditerranéennes (potassiques), de même que les roches de Czywczyn. Leur trait caractéristique commun, c'est la valeur de alk analogue, relativement haute, la valeur de c relativement basse, et la valeur de k assez haute. Cette dernière valeur est toujours haute pour les roches „exotiques“. Quelques unes d'entre elles démontrent les nombres de Niggli presque identiques ou analogues à celles des roches de Czywczyn.

3. Les „normes“ calculées d'après la mode américaine, constatent de même une connexion magmatique entre les roches en question. La norme pour l'orthose est pour la plupart des éléments assez haute, elle dépasse souvent la norme pour l'albite. Le décroissement de l'orthose se lie avec l'accroissement de l'albite. Dans les éléments des Pracarpathes, de même que dans ceux de Suligul, paraît un excès (pas trop grand) d'anorthite, surtout dans les roches du type plutonien. Les normes du quartz restent à peu près au même niveau. Les éléments „in situ“ de Czywczyn et quelques roches des Pracarpathes se distinguent par un décroissement net d'albite.

Tous les nombres calculés des analyses chimiques des „exotiques“ et des roches de Czywczyn, démontrent clairement que nous avons à faire aux éléments de province alcaline (potassique).

Dans les images microscopiques décrites par Kreutz et Gawel, nous trouvons de même des analogies avec les roches saliques de Czywczyn. Cela concerne surtout le granite de Bugaj dont quelques plaques minces donnent des images identiques avec la roche 25 (gneiss à orthose de Prełuzny). La biotite, prédominant dans les roches de Czywczyn, est de couleur brun-rougeâtre, parmi les feldspaths prédomine l'albite, pauvre en An. L'oligoclase est plus rare. La myrmékite, l'albite échantonnée et la perthite sont ici de même assez fréquentes. Les éléments essentiels des „exotiques“ des Carpathes se distinguent par un caractère analogue.

Tous ces faits, considérés ici, prouvent que la série des roches cristallines de Czywczyn, de celles „in situ“, de même que des éléments de Suligul, forment avec les exotiques des Carpathes occidentaux un même terme de roches magmatiques, composées d'éléments saliques cristallins (de profondeur-granites), ainsi que d'épanchement (porphyres, rhyolites),

à côtes des formes filoniennes (aplites). C'est la série des roches magmatiques des Sudètes, en partie calédoniennes (avant-varisziennes), en partie plus jeunes (varisziennes). Elle n'a rien de commun avec les roches cristallines de Tatra, ni des roches magmatiques des Carpathes méridionaux à l'ouest, comme l'a du reste démontré Kreutz (l. c.) pour les exotiques, et souligné dans ses travaux J. Nowak (l. c.).

Entre ces roches et les termes du massif de Volhynie, connus jusqu'à présent, existent aussi des analogies remarquables. Cependant une comparaison stricte de ces roches est impossible à cause d'une trop petite quantité d'analyses exécutées pour les roches de la Volhynie.

Les parties des Carpathes cristallines, se trouvant au sud de la chaîne de Czywczyn, s'étendant en une large bande sur le territoire de Roumanie, ne peuvent pas être comparées avec les régions de Czywczyn, à cause du manque des matériaux pétrographiques nécessaires. Les matériaux présentés en 1925 par D. M. Cadere¹⁾, concernant les roches de Camena, ne peuvent pas de même être utilisés pour cette comparaison, en tout ce qui concerne les analyses chimiques des roches.

Nous trouvons dans le travail de Quervain (Schweiz. Min. Petr. Mitt. t. VII. 1927) une synthèse des résultats de recherches, concernant les roches magmatiques plus jeunes de la dépression panonienne et de son entourage carpatho-dynarique. Il résulte du travail de cet auteur que les roches magmatiques de cet espace forment quatre groupes:

1. Les magmas du crétacé inférieur, consolidés avant la première orogénèse carpatho-dynarique, dans l'espace de la dépression. Elles présentent les types atlantiques basiques (Mecsek), partiellement méditerranéens (Fruska Gora, Ditro?).

2. Les magmas du crétacé supérieur, consolidés pendant la première phase de l'orogénèse, paraissant seulement dans les Carpathes comme pacifiques, acides jusqu'aux basiques (Banat, Bihar).

3. Les magmas consolidés pendant l'orogénèse tertiaire. Les roches correspondantes paraissent dans la région des Carpathes et dans la partie septentrionale de la dépression, comme pacifiques. Comme subordonnés y paraissent les types rap-

¹⁾ D. M. Cadere. Les roches éruptives de Camena. Anuarul Inst. Geol. al. Romaniei. Vol. X. 1925.

prochés aux méditerranéens. Dans les Dynarides et dans l'espace méridional de la dépression paraissent en ce temps les roches pacifiques ou pacifico-méditerranéennes.

4. Les magmas consolidés dans la période après l'orogénèse. Les produits correspondants paraissent dans les Carpathes et dans la dépression, appartenant au type rapproché de l'atlantique et de l'exclusivement basique. Les types pacifiques paraissent dans la dépression plus rarement.

Si nous appliquons le schème, présenté ci-dessus, aux roches basiques plus jeunes de Czywczyn, nous devons les placer, comme série des teschénites, dans le groupe premier, ou bien dans le quatrième. Nous trouvons en effet dans les nombres de Niggli, calculés par Quervain pour les roches du groupe 1 et 4 de l'espace mentionné, beaucoup d'analogies, concernant les roches de Czywczyn, surtout les basaltes du pliocène. Les roches décrites sous L. 78, 79 et 86c trouvent leurs correspondants parmi les basaltes nommés (par ex. le basalte feldspathique de Saghegy, le basanite néphélinique de Felsopulya, le basalte feldspathique de Balaton et le basanitoïde de Salgotarian). Ce sont des roches essexito-gabbroïdes.

Le travail de Jon S. Athanasiu (*An. Inst. Geol. al Romanici* vol. XIII, 1928) a fourni des contributions importantes. L'auteur présente ici les résultats des analyses microscopiques et chimiques des terrains cristallins de Tulghes, formant un prolongement sud-est des Carpathes cristallins de notre région. Il nomme des roches, paraissant parmi les schistes cristallins de l'espace étudié, et dont la genèse est liée à la méthamorphose régionale et celle de contact. Il a étudié de plus les roches d'intrusion salique, paraissant dans la même région. A cause du manque d'analyses chimiques de cette série et de descriptions microscopiques plus détaillées, il était impossible de paralléliser strictement ces roches avec les roches analogues de la région de Czywczyn. On peut quand-même constater qu'on y a à faire aux nombreuses analogies et même identités. L'analyse chimique et la description microscopique de l'amphibolite de Obcin Balajului donne l'exemple d'une analogie remarquable par ex. avec l'amphibolite de Albin et surtout avec celui du conglomérat du Suligul.

Les roches basiques filoniennes de la série alcaline, décrites par Athanasiu, présentant un produit de différenciation du magma du massif de Ditro, s'adaptent spécialement à une comparaison avec les matériaux de Czywczyn. Nous y avons à faire aux camptonites, monchiquites etc. de la région de Tulghes et Brosteni. Le basalte albitique de Czywczyn et les diabases à barkévicite et à l'albite, démontrent de même beaucoup d'analogies avec ceux-ci mentionnés plus haut.

En renvoyant le lecteur à une étude plus détaillée du travail d'Athanasiu, nous exprimons l'avis que les roches basiques de la région de Czywczyn forment avec les camptonites et monchiquites de Tulghes une seule série de différenciation du magma alcalin (théralitique). Cet avis trouve une confirmation de ce qui était dit à propos de l'âge des roches basiques de Czywczyn. Cet âge est probablement le même que celui, constaté par Athanasiu pour les roches filoniennes de l'espace étudié par cet auteur (crétacé inférieur).

Cadere (l. c.) présente, entre autres 25 analyses chimiques des microgranitiques, granophyriques, amphibolites dont les résultats dépassent les normes scientifiques, marquées dans les prescriptions analytiques. Dans la position „somme“ les pourcents ne coïncident que dans 8 cas, les autres analyses dépassent en somme le nombre 100 jusqu'à 3%. Nous remarquons donc seulement d'une manière générale que quelques éléments présentés par Cadere s'approchent des schistes cristallins de Czywczyn. L'auteur cite dans sa description pétrographique les roches suivantes: roches d'épanchement (porphyres quartzeux microgranitiques, microgranulitiques, micropegmatitiques, granophyres, felsophyres et vitrophyres, avec leurs tufs et brèches), roches de filons (microgranite à biotite, felsophyres filoniens, filons quartzeux et à pegmatite), roches changées par les procès hydrothermaux (porphyres quartzeux) et roches métamorphisées (porphyroïdes et amphibolites). Les matériaux décrits sont d'âge paléozoïque, entre permo-carbonifère et triassique (porphyres). Les porphyres quartzeux de Camena sont des roches très acides, riches en alcalis et en fer, relativement pauvres en alumine, chaux et magnésie. Les feldspaths prédominants sont potassiques et potasso-sodiques. Les plagioclases sont subordonnés. La perthite paraît en règle. Cadere divise les porphyres de la région considérée en deux facies:

une plus profonde, très riche en potasse (perpotassique) et l'autre moins profonde, riche en potasse (mégapotassique). Il compte ces roches à la famille des granites alcalins. Toute la province de Camena est considérée par l'auteur comme série intermédiaire entre les éléments atlantiques et pacifiques. Les roches décrites de Dobrudza correspondent donc au point de vue chimique aux roches de Czywczyn.

EXPLICATION DES TABLES.

Table I.

- Phot. 1. Gneiss à albite avec grenat. Ruisseau Albin. Nicols croisés. (Nr. 1).
- Phot. 2. Gneiss à albite de Czymirny. Nic. crois. (Nr. 10).
- Phot. 3. Gneiss à albite de Czeremosz supérieur. Nic. crois. (Nr. 11).
- Phot. 4. Gneiss à oligoclase de Łostuń. Cristal du quartz avec section basale hexagonale. Nic. crois. (Nr. 14).
- Phot. 5. Gneiss à oligoclase de Łostuń. Protoclase et résorbtion magmatique du quartz. Nic. crois. (Nr. 14).
- Phot. 6. Gneiss à microcline de Łostuń. Protoclase et résorbtion magmatique des feldspaths. Nic. crois. (Nr. 18).

Table II.

- Phot. 1. Gneiss à microcline de Łostuń. Microcline à structure d'échiquier. Nic. crois. (Nr. 18).
- Phot. 2. Gneiss à microcline de Luston, près de la douane roumaine. Microcline formée pendant la cristallisation par rassemblement. Nic. crois. (Nr. 19).
- Phot. 3. Gneiss à microcline de Prełużny. Poëcilmats feldspathiques. Nic. crois. (Nr. 22).
- Phot. 4. Gneiss à microcline. Ruisseau Prełużny. Nic. crois. (Nr. 25).
- Phot. 5. Schiste quartziteux de Albin. Microplissements soulignés par la présence de graphite. Lum. nat. (Nr. 29).
- Phot. 6. Schiste quartziteux de Albin. Déplacement en faille des grains du quartz. Nic. crois. (Nr. 30).

Table III.

- Phot. 1. Schiste quartziteux de Albin. Nic. crois. (Nr. 34).
- Phot. 2. Schiste quartziteux de Łostuń. Grenat et poudre graphitique. Lum. nat. (Nr. 39).
- Phot. 3. Schiste sériciteux à grenat de Prełuki. Nic. crois. (Nr. 60).
- Phot. 4. Schiste sériciteux de Prełuki. Nic. crois. (Nr. 60).
- Phot. 5. Schiste sériciteux de Prełużny. Microplissements de séricite et de quartz. Lum. nat. (Nr. 62).
- Phot. 6. Schiste sériciteux du ruisseau Prełużny. Nic. crois. (Nr. 63).

Table IV.

- Phot. 1. Schiste épidotique du ruisseau Ryzowaty. Lum. nat. (Nr. 71).
- Phot. 2. Schiste épidotique de Czeremosz. Lum. nat. (Nr. 73).
- Phot. 3. Schiste épidotique de Perkałab. Lum. nat. (Nr. 74).
- Phot. 4. Basalte albitique de Czywczyn. Filon avec „detritus“ albitique. Nic. crois.

Phot. 5. Basalte albitique de Czywczyn. Feldspaths dans un filon chloriteux. Nic. crois.

Phot. 6. Basalte albitique de Czywczyn. „Detritus“ feldspathique. Nic. crois.

Table V.

Phot. 1. Amphibolite de Albin. Grenat porphyroblastique. Lum. nat. (Nr. 76).

Phot. 2. Amphibolite de Albin à structure nématoblastique. Intercalation albito-épidotique. Lum. nat. (Nr. 76).

Phot. 3. Amphibolite de Prełuki. Plagioclase, grenat et hornblende avec inclusion de quartz. Lum. nat. (Nr. 75).

Phot. 4. Diabase à barkévicite de Ryzowaty. Augite et barkévicite sur le fond de l'albite. Lum. nat. (Nr. 86).

Phot. 5. Diabase albitique de Prełuczny. Lum. nat. (Nr. 85).

Phot. 6. Diabase albitique de Prełuczny. Filon à épidote et albite. Lum. nat. (Nr. 85).

Table VI.

Phot. 1. Basalte albitique de Czywczyn. Phénocristaux d'albite. Lum. nat. (Nr. 78).

Phot. 2. Basalte albitique de Czywczyn. Structure ophitique. Lum. nat. (Nr. 79).

Phot. 3. Basalte albitique de Czywczyn. Feldspaths de la pâte rangés en texture fluidale. Lum. nat. (Nr. 79).

Phot. 4. Basalte albitique de Budyjowska Wielka. Lum. nat. (Nr. 84).

Phot. 5. Filon chloriteux en basalte albitique du ruisseau Albin. Lum. nat. (Nr. 82).

Phot. 6. Basalte albitique de Czywczyn. Formations de filons. Lum. nat. (Nr. 78).

Table VII.

Phot. 1. Basalte albitique de Czywczyn. Structure ophitique. Manque de pyroxène. Lum. nat. (Nr. 79).

Phot. 2. Basalte albitique de Czywczyn. Pyroxènes frais, feldspaths décomposés. Lum. nat. (Nr. 79).

Phot. 3. Diabase à barkévicite de Ryzowaty. Sections de barkévicite sur le fond des feldspaths. Lum. nat. (Nr. 86).

Phot. 4. Le même entre nicols croisés.

Phot. 5. Diabase à barkévicite de Ryzowaty. Variété microgranulaire. Baguettes de barkévicite parmi les feldspaths. Lum. nat. (Nr. 86).

Phot. 6. Roche à rodonite de Prełuczny. Rodonite et quartz. Nic. crois.

Table VIII.

Phot. 1. Aplite du conglomérat de Suligul. Nic. crois.

Phot. 2. Gneiss du conglomérat de Suligul. Nic. crois.

Phot. 3. Gneiss à microcline du conglomérat de Suligul. Nic. crois.

Phot. 4. Amphibolite du conglomérat de Suligul. Nic. crois.

Phot. 5. Conglomérat de Suligul. Nic. crois.

Phot. 6. Schiste sériciteux. Nic. crois.

Deuxieme partie.

La géologie ¹⁾

L'extrémité méridionale de la République Polonaise formant une langue de terre dans les terrains de la Roumanie d'aujourd'hui reflète dans sa construction géologique les éléments antérieurs au flysch. Dans toutes les Carpathes Orientales polonaises, ils n'apparaissent qu'ici à la surface. Ce sont les formations cristallino-paléozoïques et les roches mésozoïques de calcaire dolomitique.

Ce territoire forme du point de vue géologique un ensemble avec les Carpathes roumaines.

Dans le domaine polonais nous ne voyons qu'une bande étroite de formations paléozoïques et mésozoïques, c'est à dire la lisière Nord-Est de la large zone, qui disparaît déjà sous le flysch crétacé et tertiaire.

La région montagneuse qui constitue l'objet de cette étude est située bien loin de tous les habitats. C'est à peu près trois jours de marche de la dernière station de chemin de fer, par la belle vallée de Czarny Czeremosz (Czeremosz Noir). Après avoir passé Żabie, Dzembronia, Zełeny, Jawornik et Burkut, on entre dans la partie la plus sauvage de la vallée.

Le torrent étroit coule entre deux pentes abruptes couvertes de forêts. Au-dessus s'étendent de vastes prairies, couronnées çà et là de sommets rocheux. De temps en temps apparaît une hutte de pâtre, une cabane de scieurs ou un poste de la garde frontière, et outre cela il n'y a qu'un désert, sauvage et dépeuplé. Une expédition scientifique spéciale, convenablement équipée était nécessaire pour étudier d'une manière précise la construction géologique de cette région. Les grands gisements cristallins qui y apparaissent fournissent à nos études l'objet principal.

¹⁾ Par Dr. Zdzisław Pazdro.

O r o g r a p h i e.

Deux chaînes des montagnes passent par le bassin supérieur de Czarny Czeremosz (voir fig. 8). L'une d'elles c'est la chaîne de Stoh—Budyjowska Wielka—Hnitesa. Nous l'appelons d'après son sommet dominant „Czywczyn“ (1769 m) — les Montagnes de Czywczyn. La deuxième chaîne porte le nom de Montagnes de Ludowa. Ces deux chaînes ont — quelques déviations excepté — la direction générale Nord-Ouest — Sud-Est.

La chaîne des montagnes de Czywczyn comprend les sommets suivants: Copilascul (1599 m), Kierniczny Mały (1593 m), Furatek (1530 m), Ladescul (1590 m), Budyjowska Wielka (1684 m), Suligul (1694 m), Popadia (1526 m), Luston (1646 m), Pirje (1554 m), Purul (1620 m), Steviora (1630 m), Dealul Coman (1722 m), Comanova (1734 m), Hnitesa (1762 m). La ligne de cette chaîne est assez irrégulière. La ligne de partage des eaux entre Czarny Czeremosz d'un côté et Riu Vaser et Ruszkowa Rika de l'autre côté, suit de près la chaîne des montagnes de Czywczyn et va en zigzag aux angles souvent aigus. Les altitudes particulières oscillent dans les limites de 240 mètres, et les cols qui se trouvent entre eux descendent quelquefois bien bas comme p. ex. le col sous Pirje. Les formes des sommets sont bien variées: les croupes arrondies aux contours doux, herbacées, couvertes de belles prairies, se trouvent à côté des pyramides escarpées, abruptes, couvertes de cailloux. Les autres cimes présentent des klippes calcaires ou conglomératiques. Il y en a enfin qui s'abaissent doucement d'un côté, en tombant de l'autre en pentes rocheuses abruptes et escarpées. De la chaîne centrale divergent de courts chaînons latéraux. Dans l'un d'eux se trouve le mont Czywczyn, qui quoique un peu à l'écart de la ligne de partage des eaux, grâce à son caractère individuel domine toute la chaîne par son certain isolement, par le profil escarpé de ses pentes, semées de blancs rochers calcaires et par son sommet caractéristique, plat et tabulaire.

La chaîne des montagnes de Ludowa, — dont le nom vient de deux sommets: Góra Ludowa (montagne de Peuple) et Baba (Femme de Peuple) — décrit un arc doux à droit de Czarny Czeremosz. En commençant par la Góra Ludowa

(1466 m) nous voyons successivement les sommets suivants: Michajłowa (1610 m), Baba Ludowa (1586 m), Stefulec Wielki (1576 m), Kamieniec (1525 m), Pnewie (1585 m), Hlistowate (1525 m). Depuis Hlistowate cette chaîne tourne directement vers le Sud et par Chitanka et Wesnarka elle s'engage dans un plateau étendu appelé Palenica. Ce plateau, couvert de pins à crochets épais et touffus, s'incline doucement vers l'Est, tandis qu'il tombe brusquement vers l'Ouest, vers la vallée Riu Vaser, en pente très escarpée de 500 m. Cette forme morphologique est en rapport étroit avec la structure géologique. C'est donc un plateau étendu, composé de conglomérats et de grès, légèrement incliné vers le Sud-Ouest.

C'est sur le plateau de Palenica que la chaîne des Montagnes de Ludowa s'unit à celle des Montagnes de Czywczyn. Dans la suite les deux chaînes passent ensemble par Hnitesa (1762 m) dans le compliqué noeud orographique de Crecela (1855 m), qui se trouve déjà en Roumanie. La chaîne des Montagnes de Ludowa forme la ligne de partage des eaux entre le Czarny Czeremosz et le Biały Czeremosz (Czeremosz Blanc). Le col le plus bas est celui de Hlistowate (1350 m). Les sommets particuliers ont en règle les contours arrondis, en forme de dômes herbacés; grâce à ce fait il y a beaucoup de belles et vastes prairies, comme Łukawiec, Hala Michajłowa, Dukonia, Gropa, Jaworowa etc. Cette chaîne tombe brusquement et en pentes abruptes vers le Czarny Czeremosz.

Les deux chaînes décrites diffèrent dans leur relief et dans leur formation morphologique. La chaîne irrégulière et variée au point de vue morphologique des Montagnes de Czywczyn s'oppose à la chaîne des Montagnes de Ludowa ayant un relief doux et régulier. Cette différence part de la structure géologique différente de deux chaînes. Les Montagnes de Czywczyn occupent un territoire à la structure tectonique compliquée, présentant des complexes rocheux, qui résistent d'une façon bien variée à l'érosion et à la décomposition. Nous y avons à côté des gneiss durs des schistes sériciteux, gras et friables, à côté des calcaires et des dolomies des conglomérats et de puissants bancs de grès. Les Montagnes de Ludowa monotones au point de vue morphologique, à un relief doux et peu varié, ont la composition lithologique uniforme. Leur intérieur ne présente que des schistes et des grès de flysch.

Premières études.

A. Alth avait publié le premier quelques observations géologiques et pétrographiques se rapportant aux Montagnes de Czywczyn (10)¹⁾. Il a constaté le premier que le cristallin de la masse du Maramures pénètre dans le territoire de l'ancienne Galicie. Cette région ne fut qu'une fois explorée à fond au point de vue géologique, à savoir il y a 50 ans par H u g o Z a p a ł o w i c z, éminent botanicien et géologue (68). En 1883 et 1884 il put lever un territoire (immense pour les Carpathes) de 3000 km², et qui comprend la chaîne de la Czarnohora (Montagne Noire), les chaînes orientales du Maramures, la partie septentrionale de la Rodna et une partie des Montagnes de Czywczyn. Z a p a ł o w i c z divise la formation cristalline en 2 zones, séparées par le flysch qui apparaît dans les vallées de Borsa et de Bystrica. Ce sont la zone méridionale (de la Rodna) et la zone septentrionale (de la Bucovine et du Maramures). Au point de vue stratigraphique le cristallin comprend suivant Z a p a ł o w i c z trois séries, séparées par les calcaires cristallins inférieurs et supérieurs. La série inférieure et médiane seraient de l'âge antepaléozoïque, la série supérieure avec les calcaires supérieurs serait de l'âge paléozoïque. A côté des calcaires cristallins l'auteur cite le groupe de gneiss et de schistes cristallins. Les uns et les autres apparaissent en trois séries, mentionnées auparavant.

Z a p a ł o w i c z distingue dans les dites roches non métamorphisées, plus jeunes que le paléozoïque, des andésites (des porphyrites), des mélaphyres, des diabaso-porphyrites et des diabases avec les tufs.

Dans le territoire des Montagnes de Czywczyn apparaît la série médiane des schistes cristallins avec les calcaires supérieurs. Cette série se compose pour la plupart de la formation schisteuse (à savoir de phyllites et de micaschistes), comme dominante, tandis que les gneiss ne jouent qu'un rôle secondaire. Des différents types de ces roches Z a p a ł o w i c z signale: des micaschistes avec les feldspaths, des gneiss épidoitiques à hornblende, des phyllites à quartz sans mica, des calcaires phyllitiques, des porphyrogneiss semés de gros grains de quartz, de noirs schistes siliceux, des phyllites de quartz

¹⁾ La bibliographie se trouve à la fin du texte polonais.

au muscovite vert, des gneiss à albite, des schistes quartzitiques à épidote, de vertes micaschistes.

Parmi les formations, plus jeunes que le cristallin, Z a p a ł o w i c z a distingué de durs et granuleux quartzites, des conglomérats quartzitiques et des brèches, qu'il comprend sous le nom commun de verrucano et qu'il compte au permien. Au-dessus du permien apparaissent des dolomies et des calcaires triasiques, qui dans la partie du toit sont accompagnés quelquefois de roches siliceuses rouges et gris-foncé. Aux dolomies et aux calcaires s'unissent souvent les roches éruptives telles que les anciens diabases avec les tufs et les jeunes diabasoporphyrites.

Les opinions de Z a p a ł o w i c z concernant le flysch seront encore répétées dans un des chapîtres suivants.

Dans les autres études de Z a p a ł o w i c z nous trouvons ses théories sur la tectonique. Il supposait que les unités tectoniques particulières s'y présentent sous forme de grandes écailles, allant vers le Nord-Est. Dans les parties méridionales, qui par rapport à celles de Nord sont poussées en avant, existent des plis secondaires subordonnés, voûtés en général d'une manière peu marquée. Les gneiss dans la coupe de Czarny Czeremosz devraient constituer les noyaux de ces plis. La lisière Nord-Est de la masse cristalline n'adhère pas au flysch d'une manière continue. L'auteur souligne que de grandes dislocations transversales dominant l'ensemble, de même que de jeunes massifs éruptifs, comme p. ex. le grand socle d'andésite de Trojaga.

Entre 1884 et 1888 R u d o l p h e Z u b e r a publié quatre études concernant la géologie du territoire des Montagnes de Czywczyn (71—74). Le deuxième cahier de „l'Atlas géologique de la Galicie“ en est le dernière publication. Parmi les six feuilles de ce cahier la feuille Popadia—Hryniawa contient les Montagnes de Czywczyn. Sur cette carte dans l'échelle 1:75.000 le cristallin apparaît en forme non différenciée. R. Z u b e r place toutes ces roches cristallines dans le système archaïque. Il les divise en deux unités: la plus profonde constituée par des micaschistes et la supérieure composée de phyllites. R. Z u b e r n'est pas d'accord avec l'opinion dominante déjà à son époque, que les restes de la série permo-mésozoïque accompagnent le cristallin sur sa lisière. R. Z u b e r définissait le flysch des

chaînes frontales de la masse cristalline du Maramures comme formation de Magóra, à laquelle il attribuait l'âge de l'oligocène supérieur. Plus tard R. Z u b e r a publié encore quelques observations sur les roches cristallines qui apparaissent au-dessus de Perkaľab (75). Parmi les autres auteurs il faut mentionner T i e t z e et P a u l, qui en 1877 ont noté quelques observations sur le territoire des Montagnes de Czywczyn (43—44). Dans les dernières années, E t i e n n e K r e u t z (22) a publié un supplément à l'étude des roches éruptives, qui apparaissent dans le massif de Czywczyn. D'après son analyse elles appartiennent au groupe d'andésites (de porphyrites formées de magma sodique du type lamprosiénitique. Il n'y a pas longtemps, que A. Ł u n i e w s k i et H. Ś w i d z i ń s k i (25) ont donné la description de l'excursion géologique, faite dans ces contrées, en y ajoutant quelques renseignements acquis à cette occasion. Il faut mentionner enfin la courte notice de B. K o r d i u k (16) dans laquelle l'auteur donne quelques libres observations faites pendant l'excursion dans les Montagnes de Czywczyn en 1928.

L e c r i s t a l l i n.

Le cristallin qui apparaît dans les Montagnes de Czywczyn forme la moelle géologique de cette chaîne. Il appartient à la grande masse cristalline du Maramures, qui s'étend d'un trait continu vers le Sud jusqu'aux Carpathes roumaines méridionales, et qui dans la direction septentrionale disparaît vite sous le flysch cretacé inférieur de la nappe de Pietros. Le cristallin dans les Montagnes de Czywczyn constitue la lisière Est—Nord—Est du massif du Maramures. La surface de cette lisière est d'ailleurs séparée de celle de la masse principale; elle est un plis couché, poussé vers le Nord; entre la lisière et le massif central il y a un synclinal rempli de flysch.

Notre cristallin se compose tout entier de roches métamorphisées. Le but du levé géologique de la zone cristalline, c'était de présenter sur la carte avec la plus grande précision possible de différents types de roches qui la composent. Ayant analysé sa structure minérale, on a divisé la zone cristalline en plusieurs types rocheux formant ensemble quelques complexes. Je dois ici attirer l'attention sur l'impossibilité de la répartition

cartographique de particuliers types rocheux sur la carte dans l'échelle 1:25.000.

Pour cette raison nous étions obligés de les unir en complexes, caractérisés par des éléments dominants. Presque dans chaque complexe apparaissent à côté du type dominant d'autres types subordonnés ajoutés ou intercalés. Cela ne concerne ni les gneiss ni les amphibolites, ni les rhodonites, ni les calcaires cristallins, qui apparaissent distinctement délimités. Il n'est question que des schistes cristallins, qui constituent la grande majorité de la zone cristalline. Il va sans dire qu'une transition existe toujours entre deux complexes voisins stratigraphiques. En conséquence la limite nette entre deux complexes devient une question subjective.

Sur la carte géologique on a marqué les complexes suivants:

schistes graphitiques,

schistes à séricite,

calcaires cristallins,

schistes quartzitiques et schistes quartzitiques à graphite,

schistes à chlorite et schistes chloritiques à séricite,

de même que:

gneiss à oligoclase,

gneiss à orthos (à microline),

gneiss à albite,

roches rhodonitiques et dialogites,

schistes à épidote,

amphibolites,

teschenites (roches non métamorphisées).

Les complexes nommés sont classés au point de vue stratigraphique. Le complexe de schistes graphitiques est le plus jeune, c'est à dire qu'il forme le toit de la zone cristalline; le complexe de schistes à chlorite est le plus vieux. Le complexe de schistes à chlorite s'oppose nettement aux quatre autres. Les amphibolites et la plupart des gneiss apparaissent comme les roches de magma métamorphisées dans les positions différentes. Les schistes à épidote furent remarqués aussi dans les différentes positions; aussi a-t-on découvert le teschenite dans les schistes quartzitiques. Le teschenite et le basalte à albite, qui ne sont pas roches métamorphisées, sont de beaucoup plus jeunes que les schistes cristallins.

Je me propose de donner une courte caractéristique de chaque complexe, et, pour une meilleure orientation, de courtes descriptions macroscopiques des types rocheux particuliers qui y sont compris.

Le complexe de schistes à chlorite et de schistes chloritiques à séricite.

Le type dominant dans ce complexe, ce sont les schistes de différentes sortes dans lesquelles la chlorite dépasse 10%. Pour cette raison elles possèdent la couleur verdâtre ou verte. L'albite, le quartz, la séricite à côté de la calcite, du graphite et d'autres forment le reste de la roche.

a) Les schistes quartzitiques à chlorite.

Ce sont les roches qui contiennent la quantité assez considérable de quartz (75% à 90%) et une certaine quantité de chlorite, en tout cas suffisamment grande, pour donner à la roche la teinte verdâtre ou verte. Elles sont dures et compactes, à la texture faiblement schisteuse. Elles apparaissent le plus souvent menu stratifiées, (couches d'épaisseur à peu près de 10 cm). Frappées de marteau elles se fendent en aigus fragments. La chlorite est en général uniformément répartie dans la masse rocheuse. Quelquefois elle se concentre pourtant en lamelles très minces, bien visibles à l'oeil nu.

b) Les schistes sériciteux-quartzitiques à chlorite.

Ces schistes sont d'un gris-vert. Ils ont presque toujours un éclat soyeux, plus ou moins distinct, provenant de la séricite. Pour cette raison ils sont grassets au toucher. Leur stratification est menue mais distincte, leur texture éminemment schisteuse. Le pourcentage de la composition minérale oscille dans les limites assez considérables, leur aspect macroscopique varie aussi en conséquence. Le quartz forme très souvent de minces couches ou des veines atteignant une épaisseur de 10 cm. Quelquefois il apparaît aussi en amas lenticulaires. Les schistes sont très souvent fortement comprimés. En ce cas on distingue de menus plis très nombreux, verticaux ou horizontaux par rapport au sens du clivage.

Les schistes sériciteux-chloritiques à quartz forment la masse essentielle du complexe chloritique. Hors des Montagnes de Czywczyn ils étaient connus depuis longtemps aux temps

de P a u l (34—30—40), de H e r b i c h (11—12) et de S. A t h a n a s i u (6), qui les appelaient tout court schistes à chlorite (chloriteux). I. A t a n a s i u (3—4) les appelle schistes quartzitiques à chlorite. D'après lui ils forment la masse essentielle et dominante de tout le cristallin carpathique-oriental en général.

c) Les schistes sériciteux à quartzite et à chlorite.

Ce sont les roches d'un gris-vert argenté, à la texture schisteuse très distincte, peu compacts et tendres. Elles contiennent peu de quartz (à peu près 25%). Celui-ci apparaît le plus souvent en forme de lamelles très minces dans la masse chloritique à séricite. Ces schistes n'apparaissent jamais en complexes indépendants plus considérables, mais toujours comme intercalations dans les schistes quartzitiques à séricite et à chlorite.

d) Les schistes à séricite (sériciteux).

Ce sont les roches gris d'argent à une nuance verdâtre. Elles sont tendres, peu compactes, grasses et lisses au toucher, parfaitement feuilletées. Les schistes à séricite forment des couches d'épaisseur différente, au caractère d'intercalations dans les autres types mentionnés. Quelquefois ces intercalations atteignent 10 cm d'épaisseur. Les types rocheux mentionnés forment ensemble le complexe de schistes à chlorite (chloriteux), dans lequel ils s'alternent. Comme types secondaires apparaissent aussi dans certaines coupes les schistes presque dépourvus de chlorite, et qui forment l'élément caractéristique d'autres complexes. Ce sont par exemple les schistes à quartzite, les schistes quartzitiques à graphite, les schistes à grenats et autres.

Le complexe de schistes à quartzite et de schistes quartzitiques à graphite.

Les schistes contenant plus de 75% de quartz, le plus souvent 80 jusqu'à 95%, présentent le type rocheux dominant. Ils sont en général d'une couleur claire: blancs, argentés, gris-clair, cendré-clair, vert-clair etc. suivant le minéral qui accompagne le quartz. Ils ont la texture schisteuse, la dureté et la compression considérables. Le quartz se concentre en minces couches d'1 jusqu'à 5 mm d'épaisseur. Quelques-unes se com-

posent presque exclusivement de quartz. Décomposées, ces couches changent en gravier aigu, qui couvre quelquefois de grandes espaces. Les espèces au clivage faible prennent la forme de quartzites massifs et forment des klippes (par ex. au-dessus de Perkałab). Dans les Montagnes de Czywczyn les schistes quartzitiques sont très fréquents. Ils forment un complexe distinct, dans lequel apparaissent comme éléments secondaires les schistes quartzitiques à graphite en quantité considérable quelquefois. Les derniers sont très caractéristiques. Ce sont des roches dures, d'une couleur sombre ou presque noire. Elles contiennent 70—90% de quartz, 10—15% de graphite; ce dernier est disseminé dans la roche en forme de poudre menue. C'est de là que vient la couleur noire. Une trace noire reste sur les doigts au toucher. Ces schistes sont bien stratifiés. On y découvre quelquefois de minces couches de quartzite blanc, d'un cm d'épaisseur. Frappés de marteau, ils se fendent en prismes. Les schistes quartzitiques à graphite sont connus depuis longtemps. P a u l (39) les a définis comme „schistes siliceux noirs“, H e r b i c h (12) comme „schistes siliceux et graphitiques“. Suivant S. A t h a n a s i u (6) c'est une roche faiblement métamorphisée, et qui accompagne les schistes graphitiques et les schistes marneux. I. A t a n a s i u les appelle „quartzites noirs“ (3).

Parmi les principaux types du complexe mentionné apparaissent encore quelquefois de petites intercalations de schistes à séricite, de schistes sériciteux à graphite et de schistes quartzitiques à chlorite.

Les calcaires cristallins.

Je n'ai remarqué ces roches dans la zone cristalline que trois fois: à savoir aux sources d'Albin sous Suligul, aux sources de Perkałab sous Hnitesa et sous Prełuki. Dans le premier cas elles pénètrent le complexe de schistes quartzitiques, dans le second et troisième cas elles accompagnent les schistes à chlorite en formant une intercalation de quelques mètres.

La couleur des calcaires cristallins est grise avec une légère nuance bleuâtre. Ils sont très durs et compacts. Leur structure est cristalline, mais la texture est nettement schisteuse. Ces roches sont bien connues dans le Maramures, en Bucovine et dans le sud des Carpathes orientales. D'après P a u l

(35—39), Herbig (12), S. Athanasiu (6), Kräutner (19—21) et autres, elles apparaissent dans la partie la plus supérieure de la zone cristalline accompagnant les quartzites à graphite. Elles remplissent les synclinales. I. Athanasiu cite aussi les calcaires pareils, intercalés dans les schistes à chlorite. Il s'agit ici peut-être de deux horizons des calcaires cristallins. Comme je les ai à peine trois fois rencontrés dans le territoire étudié, je m'abstiens ici de toute opinion quant à leur position stratigraphique.

Le complexe de schistes à séricite.

Ce complexe, dont l'épaisseur est en général peu considérable, présente de suivants types essentiels de roches, qui contiennent au moins 50% de séricite:

a) Les schistes sériciteux à quartzite.

Ce sont des roches gris d'argent, menu stratifiées, fort schisteuses, tendres, faciles à écraser sous la pression des doigts. Le quartz apparaît le plus souvent en plaques très minces (1—3 mm d'épaisseur).

b) Les schistes à séricite.

Ils contiennent très peu de quartz. La séricite accompagnée de graphite et la chlorite constituent leur masse essentielle. Ils sont tendres et friables.

c) Les schistes à muscovite.

Ces roches de couleur blanc-argenté ont un éclat soyeux et sont très grasses au toucher. Frottées, elles laissent sur les doigts de petites paillettes de muscovite. Tendres et friables elles forment avec de l'eau une claire masse terreuse. Tous les types rocheux mentionnés deviennent roux à force de se décomposer.

d) Les schistes à grenats.

Ce sont les schistes quartzitiques à séricite, ou les schistes sériciteux à quartzite, argentés ou gris-clair, tendres, d'une texture schisteuse bien marquée. Les grains de grenats relativement nombreux sont disseminés dans la masse rocheuse. Leur grandeur est différente; les plus grands atteignent le diamètre de 6 mm. Les schistes à grenats sont les plus fréquents en Albin supérieur, où leur épaisseur générale dépasse 10 m. En outre elles forment de petites intercalations dans le

complexe de schistes à chlorite (fréquentes p. ex. dans la vallée de Perkaľab).

e) Les schistes sériciteux à graphite n'apparaissent que dans le mont Łostuń, où ils sont bien découverts dans les anciennes tranchées et encore au bord de Czarny Czeremosz. Ce sont des roches de couleur gris-foncé, d'un fort éclat soyeux ou métallique. Elles ne sont pas très dures, mais assez compactes. Elles contiennent de petites quantités de quartz, mais beaucoup de séricite et de graphite qui leur donne une couleur sombre. Les schistes quartzitiques à graphite apparaissent dans ce complexe comme intercalations.

Le complexe de schistes à graphite.

Cette série, d'une épaisseur peu considérable, occupe le toit du complexe de schistes à quartzite et de schistes quartzitiques à graphite ou le toit du complexe de schistes à séricite. Elle apparaît principalement au bord d'Albin supérieur et au bord de Popadyniec. Quelquefois, surtout au point du contact tectonique, les schistes à graphite sont intercalés dans les grès ou dans les schistes argileux de flysch en forme de petites lentilles. Les schistes à graphite, c'est le type essentiel de ce complexe. La couleur de ces schistes est noire, car le graphite apparaît ici en espèce dominante. Leur structure est parfaitement schisteuse. Le graphite seul se laisse détacher en forme de feuilletts très minces. On voit quelquefois à la surface de clivage de menues paillettes de mica, qui donnent alors à la roche un léger éclat argenté. Fendue, la roche présente souvent des couches (lamelles) très minces de quartz blanc d'1 ou 2 mm de largeur, qui alternent avec les couches plus épaisses de graphite. Ce schiste est tendre et se laisse facilement broyer dans les doigts. H e r b i c h (12), P a u l (35—39), S. A t h a n a s i u (6) citent les schistes à graphite, en les appelant en général „schistes noirs riches en substance houillère“. I. A t a n a s i u (3—4) leur donne le nom de „phyllites noirs“.

C'est l'unité analogue et caractéristique pour tout le cristallin des Carpathes roumaines orientales. Suivant mes observations ils forment indubitablement le toit de la zone cristalline.

Les gneiss.

L'analyse de la structure minérale a prouvé l'existence de trois espèces de gneiss; à savoir: les gneiss à oligoclase, à orthose et à albite. La distinction macroscopique des espèces particulières est presque impossible et en conséquence la description, que je donne, se rapporte aux gneiss en général. Il va sans dire qu'on a marqué sur la carte toutes les trois espèces après plusieurs analyses.

La couleur de ces roches est toujours claire aux nuances différentes: blanche, gris-clair, verdâtre-clair, rose. Elles sont dures, compactes, résistantes à l'érosion et grâce à ce fait elles apparaissent sur les pentes en forme de saillantes klippes et de gros blocs. Les ruisseaux, qui traversent la couche de gneiss forment dans ces endroits des gorges étroites aux pentes abruptes. Les gneiss décomposés ont la couleur de rouille brunâtre et jaunâtre. De grands feldspaths et quartz apparaissent dans certaines espèces. Le diamètre des grains de quartz dépasse quelquefois 10 mm. Leur teinte caractéristique est violette pâle.

Les gneiss des Montagnes de Czywczyn sont du type „ortho“. Pour cette raison leur position stratigraphique est assez variée. En général ils apparaissent dans le complexe de schistes à quartzite et de schistes à chlorite.

Les schistes à épidote.

Ils ne sont pas non plus localisés au point de vue stratigraphique d'une manière précise. Ils apparaissent pour la plupart dans le complexe de schistes à chlorite et ne forment que des intercalations, relativement assez petites, dans les autres roches métamorphiques. En quantité plus considérable ils se trouvent sur l'arête de Mokryń. Ce sont des roches d'un vert foncé. Leur caractère schisteux est très bien marqué et accentué quelquefois par des lamelles très minces de calcite.

Le complexe à rhodonite et à dialogite.

Ce complexe se compose — en commençant par les couches inférieures — de roches roses, très dures, compactes, à rhodonite et à dialogite avec les intercalations et les incrustations d'oxydes noirs et d'hydrates de manganèse comme pro-

duits secondaires. Les schistes à quartzite, noirs et d'un brunâtre-foncé, veinés d'oxydes de manganèse, forment le toit des rhodonites et des dialogites. Ce complexe fut délimité sur la carte à cause de sa grande valeur pratique.

Les amphibolites.

Les amphibolites apparaissent uniquement en deux endroits, à savoir en Albin supérieur et dans la prairie de Preľuki. En Albin les amphibolites forment une couche d'environ 50 m, qui traverse les schistes à séricite et les schistes à quartzite. Cette couche se divise dans sa périphérie orientale en quelques couches plus petites, séparées par des schistes à séricite. Cette roche sombre est d'un vert d'émeraude, à l'éclat d'acier ou légèrement soyeux. On voit sous la loupe sa structure distinctement fibreuse. La texture est menu schisteuse, mais faiblement marquée. La dureté et la compacité de la roche sont considérables. Les amphibolites forment dans les torrents plusieurs seuils et de verticales pentes escarpées.

Dans la prairie de Preľuki, les amphibolites sont limitées à une petite espace. Au point de vue macroscopique elles diffèrent des précédentes. L'aspect général est plutôt grenu que schisteux. L'amphibole forme des concentrations fibreuses vert d'émeraude. La roche est serrée dans les schistes à chlorite.

La zone cristalline se caractérise par l'alternance bien avancée de particuliers types rocheux. On le reconnaît dans une coupe quelconque de la masse cristalline (voir fig. 9).

Les savants anciens (Uhlig, Paul, Mrazec et autres) ont divisé le cristallin des Carpathes orientales en deux séries, nettement distinctes, à savoir: série inférieure et supérieure. Cette répartition se basait sur le degré de la métamorphose des roches. La série inférieure présente des roches plus ou moins massives telles que grano-diorites, gneiss différents, schistes à amphibole, amphibolites etc. Tous ces types subirent dans la série inférieure une métamorphose plus complète. La série supérieure se compose en général de schistes à chlorite, à séricite, à quartzite et à graphite, et de calcaires cristallins. Les gneiss et les amphibolites apparaissent aussi mais comme formations secondaires. La série supérieure se compose en général de roches à métamorphose moins complète. Cette divi-

sion des auteurs anciens s'est maintenue jusqu'aujourd'hui, car elle est affirmée par une série d'études nouvelles (Macovei, I. Atanasiu, Kräutner, Reinhard, Streckeisen et autres).

Le cristallin du territoire de Czywczyn appartient en entier au groupe supérieur. Sa structure lithologique en fait preuve. Un métamorphisme plus intense forme en quelques endroits de petites taches, caractéristiques par l'apparition des amphibolites et des gneiss. Le cristallin des Carpathes orientales se rapporte en général au paléozoïque, le permien mis à part. Une définition plus précise de l'âge des complexes particuliers se heurte évidemment aux grandes difficultés. Quant au cristallin du territoire des Montagnes de Czywczyn — et disons aussi quant à la série supérieure des auteurs anciens — je serais d'avis que nous y avons à faire avec le carbonifère. Les descriptions des coupes présentées prouvent le fait, souligné déjà par moi, que notre cristallin se caractérise par l'alternance d'une série de types rocheux. Ce fait rappelle le même trait observé dans le flysch cretacé et tertiaire des Carpathes.

Nous y avons les roches du type „para“. Les schistes à quartzite alternant avec les schistes à séricite, ce n'est sans doute autre chose, que les anciens grès et schistes disposés de la même manière. Nous y aurions donc à faire avec un vieux flysch paléozoïque métamorphisé. L'idée vient que c'est avant tout le culm, puissant complexe conglomératique à schistes et à grès, atteignant l'épaisseur de quelques centaines de mètres et pauvre en calcaire. C'est un équivalent du calcaire carbonifère et représente son faciès littoral.

Les calcaires cristallins apparaissent dans notre cristallin comme éléments secondaires, c'est pourquoi on peut traiter ce cristallin comme équivalent du faciès calcaire (du calcaire carbonifère) d'autant plus, que celui-ci est connu dans les régions intérieures des montagnes, où apparaissent des masses considérables de calcaires cristallins. Vers le toit du cristallin se trouvent les types rocheux, qui contiennent des quantités considérables de substance graphitique, tels que schistes quartzitiques à graphite, schistes sériciteux à graphite; quelquefois ce sont les schistes à graphite presque pures qui ferment la série. C'est un phénomène très répandu dans tout le cristallin des Carpathes orientales, souligné par plusieurs au-

teurs. Il s'ensuit que la section la plus supérieure du cristallin représente déjà la partie du carbonifère supérieur (c'est à dire le terrain houillier). Il faut rappeler à cette occasion, que déjà en 1895 M r a z e c traitait comme carbonifère une certaine partie du cristallin, à savoir les schistes à graphite et les schistes sériciteux clairs de Schelea dans la vallée de Jiul des Carpathes méridionales.

Nous avons trouvé des fossiles dans les schistes quartzitiques à graphite de la vallée supérieure de Popadyniec. Malheureusement, leur état de conservation n'a pas permis de les définir. Suivant l'opinion du docteur L i l p o p, qui avait la grande amabilité d'examiner ces exemplaires, ils représentent le plus probablement la flore carbonifère. Ce fait soutiendrait à un certain degré la thèse présentée de l'âge carbonifère de la série supérieure du cristallin des Carpathes orientales.

L a s é r i e p e r m o - m é s o z o ï q u e .

Presque tout le noyau cristallin des Carpathes roumaines orientales fut couvert jadis par une nappe de sédiments mésozoïques du permien, formés en général dans un faciès dolomitique calcaire. Cette nappe compacte a subi cependant une érosion, qui l'avait dénudée, et aujourd'hui il n'en est resté que des fragments en formes des klippes plus petites ou plus grandes dispersées dans les périphéries orientales du massif cristallin, en particulier là ou celui-ci entre en contact tectonique avec le flysch.

Les études anciennes, de même que l'enregistrement nouveau de ces klippes par les géologues roumains ont permis d'établir une continuité stratigraphique de la couverture ancienne calcaire-dolomitique.

On a découvert en même temps que dans toutes les Carpathes roumaines, orientales existent au moins quelques niveaux se répétant toujours et formés d'une manière analogue. Les fossiles particuliers et même quelquefois les complexes plus considérables de faune trouvés ont permis d'établir la succession des couches. Il y a encore néanmoins toujours dans cette zone quelques unités indéfinies au point de vue stratigraphique.

Sur le territoire des Montagnes de Czywczyn l'ancienne couverture mésozoïque est représentée par les klippes de dif-

férente hauteur. Czywczyn lui-même appartient aux plus grandes; ensuite viennent Mokrynów Kamień, les klippes de Prełuki et de Strymba. Faute de fossiles une définition plus précise de l'âge de formation mésozoïque se heurtait aux grandes difficultés et la résolution définitive ne fut prise, qu'après la comparaison avec les complexes plus connus en Bucovine et dans la région de Tulghes.

La série permo-mésozoïque se présente dans les Montagnes de Czywczyn de la manière suivante:

- permien — verrucano, grès quartzitiques;
- werfenien — schistes gréseux, grès calcaires;
- trias inférieur — dolomies, calcaires, basaltes;
- trias supérieur — conglomérats, schistes gréseux;
- lias — calcaires noduleux (couches d'Adneth);
- dogger — schistes noirs;
- oxfordien-kallovien — couches à jaspes.

P e r m i e n .

La série permo-mésozoïque débute en général par des conglomérats. On en rencontre principalement deux espèces. Les uns ce sont des conglomérats à gros grains composés presque exclusivement de quartz. Leur ciment est siliceux, fortement cristallin; ils sont en conséquence très compacts et durs. Les grains de quartz ont une teinte blanche de lait ou roseâtre. De là vient la double couleur de ces roches. La deuxième espèce ce sont des conglomérats à petits grains et à la composition minérale relativement plus variée. Ces conglomérats sont constitués, à côté des quartz qui y dominant, de débris de roches métamorphiques, de schistes cristallins de toutes sortes et de gneiss. La dimension de ces grains est assez variée, car on y rencontre des exemplaires à gros grains et à tout petits grains. La couleur de ces conglomérats est rouge ou rougeâtre de nuance violette. En état frais ils sont durs et compacts, mais ils se décomposent facilement. On a défini, il y a longtemps, ces deux espèces de conglomérats par le nom de verrucano, par rapport à leur grande ressemblance aux mêmes formations dans les Alpes orientales. Je retiens cette dénomination qui répond à la nature de cette roche, de même qu'à sa position stratigraphique.

Au-dessus des conglomérats du type verrucano apparais-

sent les grès et les schistes calcaires à grès. La haute klippe de la vallée de Strymba, torrent qui tombe dans l'écluse Rodolphe de Perkaľab, nous fournit la meilleure coupe (voir fig. 10). Au-dessus du verrucano, on voit d'abord harmonieusement disposés les grès quartzitiques rouges, très durs, en couches atteignant l'épaisseur d'un demi mètre. Au-dessus d'eux viennent quelques minces couches de grès calcaire roseâtre. Elles font place à une petite série schisteuse, constituée de schistes gréseux à calcaire, qui reposent déjà sur les dolomies bréchiformes jaunâtres.

L'épaisseur du verrucano et des grès quartzitiques qui l'accompagnent varie entre 10 et 20 m.

Les opinions sur l'âge de ces conglomérats gréseux, formant la base de toute cette série mésozoïque étaient en général assez conformes. Z a p a ľ o w i c z (68) et avec lui U h l i g (59—60) les avaient comptés au permien dans leurs premières publications. V e t t e r s (66) qui a étudié le territoire à SE de Perkaľab, est de même avis. U h l i g dans ses études postérieures a attribué au verrucano et aux grès l'âge du trias inférieur (61—62). Dans l'échelle stratigraphique des formations apparaissant en Bucovine, de P a u l, (37—39) nous trouvons ce complexe au-dessous du trias inférieur, traité en unité indépendante. P a u l reste cependant indécis quant à l'âge permien de ce complexe. De même K r ä u t n e r (19—20) traite le verrucano comme une unité stratigraphique individuelle, indépendante du trias en se basant sur une ressemblance très grande de ces conglomérats au verrucano des Alpes orientales et de la Transylvanie Occidentales.

Il faut donc admettre que P a u l qui élimine, de même que K r ä u t n e r, le verrucano du trias inférieur, s'incline lui aussi à le classer à l'âge permien. Tout dernièrement, I. A t a n a s i u (3—4), en étudiant la structure géologique de la région de Tulghes dans les Carpathes roumaines orientales, a trouvé dans les dolomies de Haghimasul Mare au-dessus du verrucano les espèces de faune indiquant le wérfenien (Couches de Campil). Cet auteur suppose que le verrucano, vu sa certaine continuité et son rapport constant aux dolomies du wérfenien, appartient au wérfenien plus profond. Cette opinion pourtant semble douteuse, si l'on prend en considération toute la géosynclinale alpine et carpathique et si l'on traite le

verrucano qu'elle renferme comme un phénomène d'ordre général. Jusqu'à présent, on ne put trouver dans ces couches de fossiles, qui auraient résolu ce problème.

Sur la carte, j'ai délimité partout le verrucano et les grès quartzitiques rouges, qui l'accompagnaient comme un complexe indépendant et je leur ai attribué l'âge permien, vu la grande analogie de cette formation au verrucano permien des Carpathes occidentales et des Alpes orientales. Cette analogie est presque complète, si l'on prend en considération la composition lithologique de la roche elle-même et l'origine de la matière, dont elle fut formée, de même que le fait, que le verrucano c'est une formation transgressive sur les schistes cristallins paléozoïques. Cette concordance signale la fréquence de ce phénomène et relève la phase nouvelle dans l'évolution de la géosynclinale carpathique.

Le W é r f e n i e n .

On rencontre en principe des dolomies et des calcaires dolomitiques du trias inférieur au-dessus des conglomérats permien, formant la base. Dans certaines klippe cependant s'intercale entre ces deux formations un petit complexe schisteux à grès, de l'âge wérfenien probablement. On peut observer dans la klippe de Strymba, qui est la mieux découverte, un complexe presque continu de formations rocheuses. On y voit au-dessus du verrucano et des grès quartzitiques rouges le complexe de grès calcaires rougeâtres ou roseâtres, avec de nombreuses paillettes de mica, atteignant l'épaisseur de 2 m à peu près. Ils sont assez friables et se fendent facilement en lamelles très minces. Ces grès passent vers la partie supérieure à une couche mince, d'une cinquantaine de cm d'épaisseur, de schistes gréseux à calcaire ou de schistes marneux rose-clair et gris. Ils sont recouverts d'une nappe de 5 m, formée de dolomies grises, bréchiformes, qui jaunissent en se décomposant.

On pourrait comparer la coupe mentionnée à la coupe de la partie de base d'une klippe puissante dans le Haghimasul Mare de la région de Tulghes, décrite, il n'y a pas longtemps, par I. A t a n a s i u (3). A t a n a s i u a trouvé sur les pentes d'Azovul Mare dans les schistes calcaires, apparaissant entre

le verrucano et les grès quartzitiques d'un côté, et le mur de calcaires dolomitiques d'autre côté, une faune assez riche:

Myophoria costata
Myophoria laevigata
Anoplophora fasaensis
Gervilleia modiola
Gervilleia exporrecta
Pecten discites
Pecten discites var. miotis
Naticella cf. costata.

Le complexe indique l'âge werfenien, est le plus probablement celui, qui correspond aux couches de Campil.

La composition lithologique du complexe décrit, rappelle fortement les couches wérficiennes de certaines séries dans le Tatra: les schistes marneux gris et les brèches calcaires à dolomie.

Une succession analogue de couches au-dessus du verrucano existe en plusieurs lieux de la Bucovine. Les intercalations de schistes calcaires et la dolomie bréchiforme, atteignant l'épaisseur de quelques mètres, apparaissant, suivant P a u l (35, 39), dans la chaîne de Czarny Dił entre Perkałab et Sarata au-dessus des conglomérats permien. U h l i g (60, 61, 63) signale dans quelques endroits de la Bucovine et de la Transylvanie du Nord-Est les couches schisteuses werfeniennes avec la faune suivante:

Natinia costata
Myophoria costata
Pseudomonotis cf. angulosa
Turbo rectecostatus

Ces couches, comme celles de la partie supérieure, devraient avoir le faciès de Hallstatt, étant classées par U h l i g à la série indépendante des klippes. Celle-ci n'existe aujourd'hui qu'en forme de petites klippes et de blocs englobés dans le flysch aptien.

Bien que les schistes et les calcaires dolomitiques bréchiformes apparaissent rarement découverts dans les Carpathes roumaines orientales, l'existence du werfenien y est indubitable. Le cas est le même pour les Montagnes de Czywczyn.

Les trias inférieur.

En observant la coupe de la klippe dans la vallée de Strymba, nous voyons directement au-dessus des dolomies bréchiformes une roche massive, formant un paroi d'environ 100 m de hauteur. On y voit des dolomies et des calcaires plus ou moins dolomitiques, gris. Ils sont uniformément massifs, non stratifiés. Vers le haut ils sont fendus avec de nombreuses veinules blanches de calcite. Une stratification distincte apparaît déjà vers la partie du toit. Décomposés, ils forment des blocs aux arêtes aigues, qui couvrent quelquefois des pentes sur une étendue considérable. Ce type de calcaire dolomitique forme l'horizon fixe dans la série permo-mésozoïque de toutes les Carpathes roumaines orientales et évidemment aussi des Montagnes de Czywczyn. Il joue le rôle du massif de toutes les klippes en dominant les autres sédiments plutôt subordonnés. Il présente dans la morphologie du terrain un caractère à part. On peut reconnaître de loin les sommets formés de dolomies ou de calcaires. Ils sont aigus, coniques, et ont sur leurs pentes, couvertes de forêts, des rocs et des aiguilles. Ils forment quelquefois de parois perpendiculaires, déchiquetés comme p. ex. dans la vallée de Strymba ou à Mokrynów Kamién, ce qui rend le paysage très pittoresque.

On observe quelquefois dans la partie du toit des dolomies et des calcaires dolomitiques, la roche rayée de nombreuses veines et tachetée d'un rouge-vif.

Une substance rouge, composée principalement d'oxydes de fer, presque tout-à-fait sans calcaires, forme ces veines et ces taches. C'est probablement une vieille décomposition fossile apparue tout après la sédimentation des calcaires, c'est à dire dans le trias. Émergés pour un temps ils ont subi à leur surface la décomposition, dont résulta en conséquence le produit du type „terra rossa“. Après une nouvelle submersion, le produit de cette décomposition a rempli uniformément toutes les fentes en subissant ensuite la diagenèse. En ce qui concerne l'âge des dolomies et des calcaires dolomitiques, P a u l (35, 37, 39) et ensuite S a v a A t h a n a s i u (6) les ont reconnus — il y a longtemps — comme appartenant au trias inférieur. U h l i g (58, 59) était au commencement de la même opinion. La faune citée, trouvée par I. A t a n a s i u dans le

Haghimasul Mare classe les dolomies comme appartenant au trias inférieur. Malgré ce fait on ne peut pas définir d'une manière précise leur place dans le trias. Nous ne connaissons pas d'ailleurs jusqu'aujourd'hui la faune de la partie médiane et du toit des dolomies.

L'horizon de dolomies triasiques inférieures est puissamment développé dans le Czywczyn. Sur sa base du flysch repose un puissant lambeau de dolomies et de basaltes. La roche éruptive apparaît dans les calcaires dolomitiques de Czywczyn et de son voisinage. On l'a défini, après une série de nouvelles analyses chimiques et microscopiques, comme basalte à albite (57). La question de l'âge des basaltes de Czywczyn n'est pas encore tout à fait claire. Deux possibilités se présentent, que nous examinerons dans l'un des chapîtres suivants.

Trias supérieur.

Comme je viens de le dire, faute de fossiles on ne peut pas résoudre le problème de la localisation des dolomies dans le trias. On s'accorde en général dans la littérature de croire, qu'elles comprennent probablement aussi la partie inférieure du trias moyen. Nous avons trouvé, sur les pentes méridionales de Czywczyn, les couches d'une épaisseur peu considérable, pouvant appartenir au trias supérieur. Leur coupe¹⁾ se présente de la manière suivante. Le complexe constitué de conglomérats lamellaires à grain fin, menu stratifié, se trouve indirectement sur le flysch. Les grains de basaltes, de dolomies et de schistes cristallins forment ces conglomérats. Un grand nombre de paillettes de mica argenté donne à cette roche une teinte gris d'argent. Les phyllites calcaires d'un gris-verdâtre, alternant avec les conglomérats, forment le second type rocheux. Ce complexe atteint l'épaisseur d'une quarantaine de mètres et s'incline vers le Sud-Ouest. Les dolomies massives avec les basaltes apparaissent au-dessus de lui. Cette série est inverse.

Je viens de mentionner que l'existence du trias inférieur dans les Carpathes roumaines orientales n'est pas constaté du point de vu paléontologique. Cependant les complexes rocheux, considérés comme représentants du trias moyen et supérieur apparaissent en quelques points au-dessus des dolo-

¹⁾ Illustration 10 (texte polon.).

mies triasiques inférieures. Ainsi p. ex. H a u e r (10) et Z a p a ł o w i c z (68) ont constaté, que les schistes, les grès et les calcaires, qui pourraient correspondre au trias moyen, apparaissent dans quelques endroits du Maramures, au-dessus des dolomies. V a d a s z (64) a trouvé dans le Haghimasul Mare, au-dessus des dolomies, une série de roches multiples: des calcaires brunâtres, des grès micacés, des grésocalcaires, des schistes marneux et des schistes calcaires. V a d a s z supposait que cette série représente tous les étages du trias moyen et supérieur. Le complexe décrit de conglomérats micacés et de phyllites calcaires, qui dans tout le territoire des Montagnes de Czywczyn se trouvent uniquement dans le mont Czywczyn, pourrait appartenir au trias supérieur d'autant plus, que le phénomène fossilé de décomposition se signale dans le toit des dolomies triasiques inférieures, comme nous l'avons constaté auparavant. Après leur dépôt, le procès de sédimentation devrait être interrompue pendant une partie ou même peut-être pendant tout le trias moyen.

Le Jurassique.

Le lias.

Dans le voisinage de l'écluse de Bałtaguł sous Prełuki, au-dessus des dolomies triasiques inférieures, apparaît une couche de calcaire noduleux, rouge, de 3 m à peu près d'épaisseur, avec quelques intercalations de schistes marneux rouges. C'est l'endroit unique dans les Montagnes de Czywczyn, où se trouve cette caractéristique formation rocheuse. Elle repose sur les dolomies triasiques, inférieures, étant sans doute plus jeune que celles-ci. Elle présente des différences marquées avec les autres types rocheux, qui y apparaissent dans la série permomésozoïque et elle engage à chercher quelque type correspondant dans les autres régions des Carpathes. Il se montre, qu'en vérité on a trouvé dans quelques endroits des Carpathes roumaines une formation, à laquelle on pourrait comparer avec beaucoup de vraisemblance le calcaire noduleux de Prełuki. Ce ne pourrait être que le lias inférieur, mentionné par U h l i g (60, 61) aux trois endroits des Carpathes roumaines orientales, à savoir dans Also Rahos des Monts Persani, dans le Haghimasul Mare et dans Valea Seaca aux environs de Campulung en

Bucovine. Ce sont partout des calcaires noduleux, rouges, correspondant aux calcaires d'Adneth au faciès des Alpes orientales. Ces calcaires apparaissent, suivant U h l i g, en forme de débris provenant de la dénudation, comme lentilles d'une épaisseur de 3 m environ. Les ammonites affirment leur âge du lias inférieur. Ainsi p. ex. dans le Haghimasul Mare, au-dessus des calcaires noriques de Hallstatt apparaît une lentille de calcaires noduleux rouges avec une grande quantité de schistes calcaires à marne, rouges. Ces derniers renferment une faune très riche, comptant 46 formes, découverte d'abord par H e r b i c h (11), ensuite exploitée et étudiée encore par V a d a s z (64). Cette faune indique l'âge du lias inférieur, correspondant aux couches d'Adneth. Je classe donc ces calcaires dans le lias inférieur en m'appuyant sur leur ressemblance lithologique avec les phénomènes mentionnés dans les Carpathes roumaines et en considérant leur situation stratigraphique.

Autre part on a trouvé les horizons suivantes du jurassique. Au-dessus de l'écluse de Bałtaguł, le torrent de Prełuki conflue avec le Czarny Czeremosz à sa rive droite. Dans ce torrent quelques couches épaisses de calcaire massif reposent d'accord sur la dolomie. Ce calcaire très dur est presque noir. A force de se décomposer il prend la couleur jaune-sale. Il devient plus gréseux vers la partie du toit. Son épaisseur générale atteint une vingtaine de mètres. J'ai réussi de trouver dans cette roche des fossiles qui éclairent un peu la question de son âge et de celui des calcaires analogues, qui apparaissent en Bucovine. Le complexe de cette faune est très caractéristique. Nous y avons une quantité considérable de coraux difficiles à déterminer, deux lamellibranches, dont un fut reconnu comme *Pecten sp.*, et un nombre surprenant de bélemnites. Ces dernières, malgré leur grande quantité, ne se laissent presque pas classer. Un exemplaire mieux conservé fut déterminé comme *Belemnites brevis*.

Les grésocalcaires, par leur aspect extérieur, ainsi que par la quantité considérable de bélemnites, qu'ils renferment s'approchent beaucoup d'une formation, bien connue dans quelques endroits de la Bucovine. Il s'agit ici des „grès calcaires à bélemnites“ très durs, presque noirs. S a v a A t h a n a s i u les a découvert dans le massif du Rarau, situé à Sud-

Ouest de Campulung (Paraul Carugarului). S. A t h a n a s i u a constaté, qu'ils contiennent une grande quantité de bélemnites, mais malheureusement l'état de fossilisation ne permet pas de les définir d'une manière plus exacte. Les coupes des bélemnites sont rondes, ont l'épaisseur d'un doigt et elles rappellent certaines formes du jurassique ou du néocomien inférieur.

Il n'y a pas longtemps, K r ä u t n e r (19), en explorant de nouveau le massif du Rarau, a trouvé des grès à bélemnites dans les endroits cités par A t h a n a s i u, et il a constaté en outre qu'ils occupent un territoire beaucoup plus étendu. Il les a trouvés à côté des sommets Adam et Eva aux environs de Pojorata, reposant sur les dolomies triasiques inférieurs c'est à dire de même, que dans notre torrent de Prełuki.

Ce horizon, d'une épaisseur peu considérable, apparaît cependant toujours dans les mêmes conditions. Les bélemnites suivant K r ä u t n e r ne se laissent pas déterminer. L'auteur attribue à ces grès à bélemnites l'âge du dogger.

La position des couches, la quantité considérable des bélemnites trouvées dans le torrent de Prełuki d'un côté, et ces mêmes traits caractéristiques, jointes à une grande ressemblance lithologique des grès à bélemnites du territoire du Rarau d'autre côté, me décident à comparer ces formations pour les identifier ensuite. Cela me semble d'autant plus probable, que l'âge des grès à bélemnites du massif du Rarau ne fût pas jusqu'à présent déterminé d'une manière précise. Je suppose donc, que dans l'un et l'autre cas, c'est la même unité de l'âge du lias.

Les schistes siliceux noirs apparaissent de temps en temps (l'écluse de Bałtaguł, Prełuki, Rotundul) au-dessus des grésocalcaires du lias ou immédiatement sur le trias. Leur épaisseur ne dépasse pas 5 m. On pourrait compter ces schistes au dogger, ce qui est probable vu leur position.

L'oxfordien - kallovien.

Le complexe suivant de couches à jaspes représente le malm inférieur et en particulier les étages de l'oxfordien-kallovien. Les jaspes rouge-foncé et vert-foncé, apparaissant en forme schisteuse (feuilletée), constituent la masse principale

de ces couches. Frappés de marteau, ils se fendent en fragments aux arêtes tranchantes. Les schistes siliceux gris-clair, roseâtres ou vert-clair, stratifiés parfaitement presque en feuilles, constituent quelquefois la base des couches à jaspes. Les lentilles de calcaires rouge-foncé, fréquemment rayés de veinules blanches de calcite, apparaissent quelquefois entre les jaspes. A côté d'eux, on peut remarquer aussi les intercalations de calcaire clair, un peu jaunâtre, à la structure bréchi-forme. Les petites unités calcaires aux arêtes tranchantes y sont soudées avec le ciment calcaire rougeâtre. Les couches à jaspes passent vers la partie du toit à l'élément clastique, c'est à dire aux grès rouges, micacés, à grains fins, friables, avec les intercalations d'argiloschistes. Comme on voit donc, les couches à jaspes sont formées de types rocheux différents. En tous cas les jaspes y apparaissent toujours. En général ce complexe n'est pas trop épais. Son épaisseur atteint au maximum une cinquantaine de mètres.

Paul (37, 39) attribuait aux couches à jaspes l'âge triasique supérieur. Uhlig et Velters situaient ces couches dans le trias moyen ou supérieur. Zapalowicz était du même avis. En 1922 Jekelius (14) a publié quelques données nouvelles concernant les formations mésozoïques dans les montagnes de Haghimasul Mare, où apparaissent aussi les couches à jaspes typiques, avec les intercalations de calcaires rouges et gris-vert. Les couches à jaspes, qui jusqu'à ce temps étaient considérées comme triasiques, s'y trouvaient entre horizons d'*Oppelia aspidoides* et d'*Aspidoceras acanthicum*. Quant à l'âge elles correspondraient donc à l'étage oxfordien-kallovien. Cette thèse de Jekelius est dernièrement entrée dans la littérature roumaine, affirmée aussi par d'autres observations.

Les couches à jaspes bien développées dans les Montagnes de Czywczyn ferment la série calcaire permo-mésozoïque.

En résumant l'étude stratigraphique de la série permo-mésozoïque, il faut constater, que dans les Montagnes de Czywczyn et sur le territoire polonais évidemment apparaissent toujours et avant autres trois unités principales: conglomérats permien de base avec les grès quartzitiques, dolomies triasiques inférieurs, qui commencent par le complexe schisteux à grès, et couches à jaspes de l'oxfordien-kallovien. Les

autres complexes, attribués sans certitude au trias moyen, ensuite ceux du lias et du dogger sont secondaires et sporadiques.

Le flysch.

Le flysch c'est la troisième unité principale de la structure géologique des Montagnes de Czywczyn. Il diffère beaucoup dans son faciès de ce flysch dont sont formés les chaînes de montagnes plus voisines de la lisière des Carpathes. Quant à son âge, le flysch des Montagnes de Czywczyn représente tout court la crétacé inférieur et moyen. L'existence du flysch néocomien dans le Maramures et dans les régions voisines est constatée depuis longtemps par H a u e r (10), P a u l et T i e t z e (43, 44) en Bucovine par P a u l (41, 42). Z a p a ł o w i c z (68) a délimité dans son étude détaillée deux unités principales indépendantes:

- a) l'unité supérieure du céno-manien, formée de grès micacés et de conglomérats;
- b) l'unité inférieure du néocomien, constituée de grès sombres avec des schistes noirs et de calcaires à veines. Z a p a ł o w i c z a divisé l'horizon inférieur en deux zones: méridionale, contigue au massif cristallin, et septentrionale apparaissant dans la chaîne de Czarnohora avec l'oligocène.

Z a p a ł o w i c z divise ensuite la zone méridionale, plus importante pour nous, en trois régions. La composition lithologique du flysch crétacé inférieur, qui change en passant du Sud vers le Nord, serait de base — comme on le peut déduire du texte — à cette division de Z a p a ł o w i c z.

Les conglomérats bréchiformes, apparaissant dans le „voisinage du cristallin“ et les massifs dominants de grès siliceux, intercalés de schistes noirs à phyllite devraient caractériser cette région méridionale. Les grès calcaires sombres „hiéroglyphiques“, les intercalations d'argiloschistes noirs à l'extérieur graphitique, et enfin les calcaires noirs ou gris-foncé, ce sont les types rocheux principaux dans la région moyenne, qui correspond presque au territoire étudié par nous. De grosses masses de grès de la zone méridionale jouent un rôle tout à fait secondaire.

Enfin dans la dernière région néocomienne septentrionale

de Z a p a ł o w i c z, apparaissent uniquement les grès à veines de calcite et à hiéroglyphes. L'auteur souligne, que la lente disparition des grès massifs, ou leur transformation lente en formations menu stratifiées dans la direction Sud-Nord est un phénomène général pour la zone méridionale du crétacé inférieur.

En ce qui concerne l'unité crétacée supérieure, Z a p a ł o w i c z a déterminé son âge en la comptant au céno-manien. Il avait trouvé notamment en quelques endroits le fossile d'*Exogyra columba*, conservé dans les conglomérats.

Z u b e r a défini d'une façon générale le flysch y apparaissant comme „grès de Magóra“ (71, 74).

P a u l (39) qui a étudié la structure géologique de toute la Bucovine a donné pour le crétacé le schème stratigraphique suivant:

2. grès moyen à gros grains, représentant le gault;
3. grès inférieur représentant en entier le néocomien et divisé en trois horizons à savoir:
 - a) horizon supérieur formé de marnes hydrauliques;
 - b) horizon moyen, apparaissant sous forme de conglomérat de Munczel, de grès aux plantes carbonisées, de calcaires marneux d'*Aptychus*, de calcaires à *Rhynchonella lata*;
 - c) horizon inférieur constitué de grès et de calcaires à bélemnites et de schistes noirs de Pojorata.

Les horizons mentionnés correspondent suivant P a u l à la série strictement téschynienne du flysch depuis les schistes supérieurs jusqu'aux schistes inférieurs avec des couches intermédiaires. La différenciation stratigraphique du flysch bucovinien faite par P a u l fut affirmée d'une manière convaincante par de nombreux fossiles directifs.

En 1930 K r ä u t n e r a levé le massif du Rarau, situé non loin de Campulung en Bucovine. Il a appliqué au flysch le schème stratigraphique suivant:

l'aptien, constitué par trois horizons lithologiques. Ce sont, — en commençant par la partie supérieure, des conglomérats, des grès et des marnes avec les argiloschistes;

le barrémien, formé de schistes noirs pareils aux schistes de Spas;

et enfin le valanginien et l'haüterivien, c'est à dire les

„couches de Sinaia“, composés de schistes noirs, de calcaires gris et de grès bleuâtres ou gris-foncé.

Nous nous sommes heurtés aux difficultés fondamentales dans la différenciation du flysch, faisant partie de la structure géologique des Montagnes de Czywczyn. Le manque de fossiles en forme une. L'autre difficulté, c'est l'insuffisance du territoire étudié, car il est limité surtout au cristallin, dont la connaissance formait l'objet principal de nos études. Malgré cela j'ai délimité les horizons suivants:

le cénoomanien,

l'aptien,

le valanginien et l'hauterivien,

l'infravalanginien.

En délimitant ces unités stratigraphiques du flysch crétaqué dans les Montagnes de Czywczyn, je me suis basé surtout sur tels traits lithologiques, qui caractérisent les complexes particuliers d'une manière spéciale. J'ai pris en même temps en considération, dans les limites les plus larges possible, les résultats des études antérieures et contemporaines, en me rendant compte, que malgré tout les observations faites par nous dans le domaine du flysch sont insuffisantes par rapport au problème lui-même.

L' i n f r a v a l a n g i n i e n .

Nous voyons, vers le Sud de Prełuki, au-dessus de la série permo-mésozoïque, le complexe de roches suivantes: aux environs de la base apparaissent des schistes rouges à radiolaires, des schistes siliceux rouges, bien distincts de vrais jaspes, ensuite des grès rouges à grains fins, un peu calcaires, épais d'une vingtaine de centimètres. Dans la partie supérieure apparaissent des calcaires sombres, presque noirs à veines de calcite, et enfin sur un territoire plus considérable des argilo-schistes gréseux, fort comprimés. Malgré tout, les roches rouges avec des schistes à radiolaires dominant dans la partie inférieure du complexe. La partie supérieure du complexe est noir. L'épaisseur générale atteint à peu près 200 m.

Bien que la partie inférieure du complexe, c'est à dire la partie „rouge“ rappelle fortement les parties supérieures des couches à jaspes, son ensemble pourtant et l'alternance carac-

téristique des couches des schistes noirs et de calcaires, fait plutôt l'impression du flysch. C'est comme une formation transitoire entre les couches à jaspes, ou plutôt en parlant d'une manière générale, entre la couverture mésozoïque des schistes cristallins et le flysch typique. Je définis donc ce complexe comme une formation transitoire.

Puisque j'ai compté les couches inférieures du flysch (chapitre suivant) au valanginien, le terme de l'infravalanginien serait le plus convenable pour le complexe, comme celui, qui comprend les formations transitoires du jurassique jusqu'au crétacé.

L'infravalanginien apparaît dans les Montagnes de Czywczyn uniquement dans la crête de Prełuki. Partout ailleurs le flysch commence par un conglomérat caractéristique. En Bucovine, dans les régions de Kirlibaba et de Campulung, les couches pareilles sont développées en proportions plus considérables. K r ä u t n e r (19) a déterminé un complexe de schistes rouges et de grès comme une formation transitoire entre le jurassique et le crétacé. Il l'a défini comme unité fondamentale des couches de Sinaïa. J'avais l'occasion de visiter cet horizon dans la vallée de Mołdawa, dans les gorges entre Ponorata et Campulung. Les couches transitoires y forment le noyau de l'anticlinale, présentant à ses deux côtés les couches de Sinaia (valanginien-hauterivien). Comme il résulte des études de K r ä u t n e r, son horizon de base apparaît sur les territoires bien considérables, depuis la lisière Nord-Ouest de la Bucovine jusqu'au massif du Rarau inclusivement. Il apparaît même, si les couches à jaspes manquent.

Il en résulte que l'unité fondamentale des couches de Sinaia, déterminée par K r ä u t n e r, et l'infravalanginien, déterminé par moi dans les Montagnes de Czywczyn sont des unités identiques. L'existence de cette unité, distinctement transitoire entre le jurassique de la couverture permo-mésozoïque et le flysch prouve, que le changement des conditions de sédimentation dans une certaine région de la géosynclinale Carpathique s'est fait par évolution, lentement et sans interruptions. Cette région mise à part, la mer jurassique après s'être retirée pour un temps court des autres territoires, les

a submergés ensuite dans le crétacé inférieur. Ce phénomène s'est marqué par une sédimentation distincte d'une couche de conglomérat transgressif, apparaissant presque en règle à la base des formations de flysch et évidemment aux endroits, où manquaient les couches transitoires d'infravalanginien.

Le valanginien et le hauterivien.

L'unité correspondante aux „couches de Sinaia“, ou aux „couches d'*Aptychus*“ en Roumanie, découvertes — il y a longtemps — par Teisseyre et Paul (56, 39) ce serait l'horizon suivant du flysch, délimité sur le territoire des Montagnes de Czywczyn. Le complexe de dépôts, formant cet horizon, est très caractéristique à cause de leur couleur sombre, quelquefois presque tout à fait noire, venant du graphite qui y apparaît. Cet horizon, déterminé quant à l'âge comme „valanginien et hauterivien“, se compose de deux parties inégales:

- a) conglomérats de base;
- b) calcaires, schistes et grès.

a) Les conglomérats de base apparaissent en général vers le mur de toute la série du flysch partout là, où manque l'horizon transitoire de l'infravalanginien. Ils forment une ou plusieurs couches, en atteignant au maximum l'épaisseur d'une quarantaine de mètres. Le conglomérat est très dur, à ciment cristallin calcaire, à grains fins ou moyens, veiné de calcite. Il est composé surtout de débris de roches métamorphiques. On y trouve les éléments de la série cristalline. Les grains de calcaires, de dolomies et de jaspes y apparaissent quelquefois. Ce conglomérat marque indubitablement la transgression de la mer du flysch sur la série cristalline ou sur les restes de la couverture permo-mésozoïque, sauvées à la même époque. Ce conglomérat présente une stratification discordante par rapport à la base, où il transgresse.

Le conglomérat de base, délimité dans les Montagnes de Czywczyn, est déjà bien connu dans les Carpathes roumaines orientales. Il apparaît dans la vallée de Bicaz (Macovei [27]), dans la région de Thulghes (I. Atanasiu [3]). On ne le trouve pas en Bucovine, où la formation transitoire („Bazalhorizon“ Kräutner [19]) s'étend entre la couverture permo-mésozoïque et le flysch.

b) La deuxième partie du valanginien et du hauterivien, de beaucoup plus développé, se compose de calcaires, de schistes et de grès, apparaissant en proportions très différentes. Les calcaires sont d'une couleur sombre, presque noire, à une légère nuance bleuâtre. Ils sont fortement diaclasiques aux fentes remplies de veinules blanches de calcite. Les couches de calcaire atteignent l'épaisseur d'un mètre et elles se répètent dans la coupe plusieurs fois. Les couches d'argiloschistes graphitiques noirs, à une surface brillante, apparaissent entre elles. Quelquefois les intercalations d'argiles noirs à graphite (p. ex. Albin) s'y trouvent. Les grès sombres ou noirs, à veines de calcite, c'est le second type rocheux alternant avec les calcaires et avec les argiloschistes.

Il faut mentionner, que les schistes noirs y dominent, tandis que les calcaires et les grès apparaissent comme formations secondaires. Approximativement la quantité de schistes s'élève à 75 % environ. Pour cette raison on pourrait nommer cette partie du néocomien — horizon schisteux par opposition à l'horizon suivant — supérieur — de grès.

En considérant les couches supérieures de la coupe on remarque, que la composition lithologique du néocomien inférieur change: la matière psammitique équivaut d'abord la matière pélitique. en s'imposant ensuite. En même temps les couches de calcaires noirs disparaissent tout à fait. Les couches de grès deviennent de plus en plus fréquentes et épaisses, en atteignant jusqu'à 3 et 4 m. Ces grès perdent en même temps leur couleur sombre et deviennent plus gris.

Les intercalations d'argiloschistes sont toujours caractéristiques. Elles apparaissent entre les couches de grès, toujours noirs à cause de la poudre graphitique, qu'elles contiennent et qui donne à tout l'étage décrit un cachet spécial. Du point de vue pratique, on peut délimiter le toit du valanginien et du hauterivien en parlant de l'endroit où disparaissent les intercalations d'argiloschistes noirs. Evidemment, que faute de fossiles c'est pour le moment une démarcation uniquement conventionnelle. L'étage du valanginien et du hauterivien se divise dans les Montagnes de Czywczyn en trois horizons: ce sont en commençant par la partie inférieure:

- 1) horizon conglomératique de base;
- 2) horizon schisteux;
- 3) horizon gréseux.

En ce qui concerne l'étage inférieur du flysch, l'auteur a considéré son âge comme valanginien et hauterivien, en s'appuyant sur les analogies avec le flysch de la Bucovine et des Carpathes Roumaines Orientales, où la faune fossile est connue depuis longtemps.

Il est probable, que la limite supérieure de l'âge du crétacé noir, décrit, ne dépasse pas que peu le hauterivien. Bien que la forme *Aptychus Didayi*, qui y fut trouvée, entre aussi dans le barrémien, il me semble que la composition lithologique du complexe décrit, surtout vers la partie du toit, diffère dans les points essentiels de ces couches, qu'on définit habituellement dans les Carpathes Orientales comme barrémien. Tandis que la partie supérieure de l'étage du valanginien et du hauterivien prend, comme nous l'avons vu, la forme de grès apparaissant en couches épaisses, avec des intercalations de schistes noirs, les schistes de Spas d'un côté, et „les schistes noirs“ (M a c o v e i [26], I. A t a n a s i u (3), V a d a s z (65), M u r g e a n u [30]) de l'autre, sont formés en Bucovine et dans la Transylvanie d'une manière tout à fait différente. On ne rencontre point de pareilles couches dans le voisinage le plus proche de la masse cristalline des Montagnes de Czywczyn.

L'a p t i e n.

Au-dessus du valanginien et du hauterivien, apparaît la série grésoschisteuse, caractérisée par quelques traits, qui permettent de la délimiter d'une façon indépendante. Ce sont les grès, qui constituent surtout cette série. Ils sont gris-bleuâtres ou gris-jaunâtres, à grains fins ou moyens. Leur ciment est calcaire ou argileux. Ils sont assez friables. Les couches de ces grès ont une épaisseur différente, variable depuis quelques centimètres jusqu'aux gisements très épais, atteignant 5—6 m. Ce changement d'épaisseur survient rapidement de sorte, que les couches minces alternent quelquefois avec de très épaisses. La surface des grès est couverte d'un dense réseau d'hiéroglyphes, qui dans certaines couches atteignent la dimension d'un bras d'homme. Les couches minces sont comblées de dé-

tritus végétaux, quelquefois à moitié carbonisés. A la surface des couches, apparaissent très souvent les empreintes des feuilles ou des tiges, malheureusement indéterminables. Cette série de grès est caractérisée enfin par la présence des grains de muscovite, de grandeur différente. Ce minéral, apparaissant toujours, permet de distinguer ces grès de ceux du néocomien inférieur, qui n'en contiennent presque pas. Les grès sont souvent mêlés aux argiloschistes, aux schistes marneux et aux schistes gréseux. Ils ne sont presque jamais sombres ni noirs. Ils sont plutôt clairs, gris-verdâtres ou olivâtres. Les argiloschistes et les schistes marneux ont une surface lisse, soyeuse. Les schistes gréseux comprennent de considérables quantités de grains très menus de mica. Leur surface est couverte par de nombreux menus hiéroglyphes. Toute cette matière péli-tique jaunit en se décomposant. Je ne pus observer dans cette série aucuns horizons indépendants, semblables à ceux, que les géologues roumains sont d'accord à délimiter dans l'aptien. Ils divisent l'aptien en trois horizons. En commençant par la partie inférieure ils reconnurent les unités suivantes: schisteuse, gréseuse, conglomératique. Le problème de l'unité conglomératique mis à part pour le moment, je souligne, que je n'ai pas pu distinguer l'unité schisteuse de l'unité gréseuse dans l'aptien du territoire des Montagnes de Czywczyn. J'ai admis l'âge aptien pour cette série grésoschisteuse. Comme je le viens de mentionner, on a constaté dans les régions méridionales de la Bucovine, que les schistes barrémiens noirs, correspondant par leur faciès aux „schistes de Spas“ couvrent d'une manière concordante les „couches de Sinaïa“. (K r ä u t n e r [19], M a c o v e i [26]). Dans la région du flysch, située encore plus vers le Sud, l'étage barrémien prend, d'après I. A t a n a s i u et M a c o v e i (5), un faciès double. Il est développé, dans le voisinage de la masse cristalline en faciès détritique (schistes, grès, conglomérats), tandis que dans la zone marginale présente uniquement un faciès schisteux („couches d'Audia“ „schistes de Spas“). Cette différenciation du faciès dans le domaine du flysch n'existe ni en Bucovine, ni dans les Montagnes de Czywczyn. Seul le faciès schisteux y domine (K r ä u t n e r [19]). Le barrémien cependant n'apparaît pas partout. Il y est limité à un territoire relativement peu considérable. Au-dessus du barrémien et dans son absence au-dessus

du hauterivien se trouve une série concordante de schistes et de grès. On lui attribue, d'après l'analyse de la faune trouvée, l'âge de l'aptien. On a trouvé en Bucovine, vers la base de cette série, dans les grès sur Batca Marensanu (vallée Valea Seaca aux environs de Campulung) la forme *Orbitulina lenticularis* (Kräutner (19, 29)). Murgéanu (30) a rencontré aussi vers la partie de base de cette série, dans les marnes de la vallée Galomita, des *Orbitolines* fréquentes (*Orb. lenticularis* et *Orb. conoidea*) et les bélemnites aptiennes. Enfin de l'âge de ces formations témoignent aussi les klippes calcaires à Caprotines, synchroniques aux formations clastiques, avec une riche faune aptienne, décrite par D. Stănescu (51).

Pendant l'excursion en Roumanie, faite en 1931, je pus constater une grande ressemblance des formations aptiennes à la série décrite des Montagnes de Czywczyn. En conséquence — conformément à l'opinion des géologues roumains — je la compte à l'aptien.

Dans les limites du territoire levé l'aptien apparaît dans une quantité, de beaucoup moins considérable, que le valanginien et le hauterivien. Sa tectonique présente quelques différences; en remplissant les synclinales cette formation prend une position plus régulière.

L'albien? — le cénomanién.

Les masses considérables de conglomérats à gros grains apparaissent aux sommets suivants: Suligul, Pirje, Steviora, Deaul Coman, Comanova, Hnitesa et Palenica. Les grains de presque toutes les roches métamorphiques, qui apparaissent dans le massif du Maramures, se trouvent ici. Nous avons rencontré en outre dans les conglomérats des calcaires, des dolomies, des jaspes et aussi des grès et des schistes du flysch. Les dimensions de ces grains sont très différentes. A côté d'une partie à grains fins apparaît tout à coup une partie de roche, formée de gros blocs aux arêtes aigues. On peut observer dans le conglomérat d'une klippe, apparaissant sur Comanova des blocs de schistes quartzitiques à graphite, atteignant un mètre. Les couches de conglomérat sont mêlées de couches de grès gris, à gros grains. Ce conglomérat se décompose facilement,

présentant le gravier quartzitique comme élément dominant. Les parties plus compactes résistent à la décomposition et restent en forme de klippes pittoresques et fantastiques (p. ex. Comanova). L'apparition de l'unité conglomératique décrite est limitée dans les Montagnes de Czywczyn à la partie d'Ouest, tandis que le néocomien est plissé surtout dans la région frontale de la masse cristalline. Suivant les levés de Z a p a ł o w i c z (68, 69) l'horizon conglomératique est développé considérablement dans tout le Maramures.

Le conglomérat forme des sommets. Il n'apparaît presque pas dans les gorges profondément taillées. Il a une position disharmonique à la base cristalline, de même qu'au reste du flysch. Il prend une position plate (à Palenica p. ex. il s'affaisse de 14 degrés environ vers l'Ouest). Il forme en totalité une série de plaques raides, détachées du fondement ancien et ayant leur tectonique individuelle. Cet horizon fut délimité par Z a p a ł o w i c z indépendamment sous le nom de „conglomérat crétacé supérieur“. J'attribue à son âge des limites un peu plus larges que Z a p a ł o w i c z, en le définissant comme formation cénomaniennne ou albiennne-cénomaniennne. Je me base surtout sur la faune fossile, trouvée dans les différents endroits de ce niveau. Z a p a ł o w i c z lui-même cite dans plusieurs endroits du Maramures (Borsa, Ruszpolyana, Sojmul, D. Ghilu) la forme *Exogyra columba*, trouvée en nombreux exemplaires. A côté d'elle apparaissent aussi:

Exogyra conica Gein.

Turritella multistriata Reuss,

Vola sp. aff. *quinquecostata* Sow.

Inoceramus striatus Mannt.

D'après le complexe cité Z a p a ł o w i c z a classé ce niveau au plener (cénomanien supérieur).

Aussi M. le professeur R o g a l a a trouvé dans les conglomérats de la vallée de Tibou (Tiboului, Cibou) la forme *Exogyra columba* (information orale).

Les exemplaires de la même espèce, recueillis par K r ä u t n e r (21) viennent aussi du Maramures et du Nord-Ouest de la Bucovine.

S z a j n o c h a (52) a étudié la faune, trouvé par A l t h sur les pentes occidentales du mont Jedul, dans la vallée de

Tibou, située au Nord de Kirlibaba. Le complexe de cette faune présente entre autres:

Acanthoceras Mantelli Sow.,
Hoplites conf. Neptuni Gein,
Ostrea (Alectryonia) carinata Schloth,
Exogyra columba Lam.

Paul cite les formes suivantes (39, 41), provenant probablement du même endroit:

Exogyra columba Desh.,
Ostrea vesicularis (?) Lam.,
Ostrea carinata Lam.

Nous avons trouvé dans la partie supérieure du torrent de Czymirny au-dessous de la prairie de Pirje un grand morceau d'ammonite, déterminé comme *Mantelliceras Mantelli* (*Acanthoceras Mantelli* Sow.).

De toute cette liste de faune, donnée ci-dessus, trouvée dans une seule région géologique (Maramures, Montagnes de Czywczyn, Bucovine du Nord-Ouest) les formes suivantes se rapportent uniquement au cénomanien:

Exogyra columba,
Inoceramus striatus,
Acanthoceras Mantelli,
Mantelliceras Mantelli.

Les autres comprennent l'aptien et le gault jusqu'au turonien et sénomien¹⁾.

Je suis d'avis, que cette faune suffit pour indiquer l'âge cénomanien ou albien et cénomanien des gisements considérables de conglomérats. Ici finit la série du flysch dans les limites du territoire levé des Montagnes de Czywczyn. Je ne pus trouver de traces de la transgression éocène dans l'ancien „triplex confinium“ dont parle Z a p a ł o w i c z (69).

Le basalte à albite, apparaissant dans le mont de Czywczyn, Budyjowska et Popadia correspond au point de vu de sa composition minérale aux téschenites crétacés ou éocènes

¹⁾ L'une d'elles, *Turritella multistriata*, n'est connue que du sénomien; à cause pourtant des grandes différences il faudrait supposer plutôt une fausse détermination.

de Silésie. Cette concordance frappante fait supposer, que nos basaltes se soient formés à peu près de la même époque et de la même manière. Nous y aurions à faire avec une intrusion, qui aurait pu survenir en rapport à la formation de la nappe de Bucovine, c'est à dire dans le période entre le cénomanien et l'éocène. Le mécanisme de l'intrusion aurait été probablement le même comme l'admet Nowak pour les téschenites.

A Budyjowska Wielka et à Czywczyn on peut observer de jolies affleurements de la brèche dolomitique à basalte, alternant avec des couches de dolomie massive ou de basalte. On a trouvé en outre une certaine quantité de débris basaltiques parmi les éléments du conglomérat, supposé triasique inférieur, apparaissant sur les pentes orientales de Czywczyn.

Ces deux faits indiqueraient l'âge triasique-inférieur de l'intrusion. Pour cette raison l'identification de l'origine des basaltes de Czywczyn avec celle des téschenites silésiens n'est que probable, le problème lui-même ne pouvant être résolu qu'après une exploration des gisements puissants de basaltes dans le Maramures.

La Tectonique¹⁾.

Avant d'examiner en détail la tectonique des Montagnes de Czywczyn je résumerai brièvement les opinions anciennes sur la structure des Carpathes du Maramures et de la Bucovine.

Zapałowicz (68) a reconnu d'abord dans la structure géologique du Maramures quelques plis droits, enracinés dans l'endroit même. Mais il se rendait bien compte, que cette solution primitive du problème ne suffisait point, ne parvenant pas à expliquer plusieurs faits, un peu contradictoires. Paul (39) partageait l'opinion de Zapałowicz. Dans son levé géologique de la Bucovine, il admet des anticlinales locales droites ou inclinées. Sathanasiu (6) voyait dans les Carpathes orientales une puissante anticlinale; dans sa coupe transversale apparaissaient les séries, se répétant par suite des inclinaisons isoclinales. Hauer (10) et Herbich (12) traitaient ce problème de la même manière. Ils supposaient tous, en Bucovine et en Transylvanie, un massif montagneux

¹⁾ Voir les coupes 11—17 dans le texte polonais.

considérable, constitué de schistes cristallins. Une zone de formations calcaires mésozoïques existe à l'extérieur du massif, et plus loin vers l'Est est disposé parallèlement une zone de formations de flysch. U h l i g (61) dans sa première conception attira surtout l'attention sur le fait, que le cristallin des Carpathes Orientales forme des culminations, les plus étendues de la chaîne carpathique. Ces massifs sont formés d'une série d'anticlinales et de synclinales. La synclinale la plus importante c'est „la synclinale marginale“ (Randmulde), remplie de formations permo-mésozoïques. Elle est située à l'extérieur du massif cristallin. Cette synclinale à l'Est est séparée de la région du flysch par une étroite zone anticlinale de schistes cristallins, qui forment son aile extérieure. L'aile intérieure est régulière, tandis que les plis de l'aile extérieure témoignent des troubles survenus de la nature d'écaille. L'axe synclinal s'élève considérablement dans le territoire contigu aux Montagnes de Czywczyn, à savoir dans la région de Sarata (affluent de Perkałab). Plus loin, vers le Nord-Ouest, dans le Maramures, la structure de la synclinale proprement dite, suivant U h l i g, est masquée par des plateaux du crétacé supérieur, qui y apparaissent.

Les opinions sur la structure des Carpathes orientales ont changé après la création de la théorie de nappes. On a essayé d'expliquer aussi la tectonique de cette partie de la chaîne carpathique. L i m a n o w s k i, un des premiers, qui aient appliqué cette théorie de nappes aux Carpathes, a reconstruit deux nappes, inférieure et supérieure, dans la région du Maramures. La conception de L i m a n o w s k i était juste en principe. Il ne s'agissait, que des détails. Pour cette raison donc U h l i g (62), en revenant en 1907 aux idées de L i m a n o w s k i, adopte sa conception de deux nappes. Il appelle la nappe inférieure bucovinienne et la nappe supérieure transylvaine. La première est constituée surtout par des formations cristallines, c'est à dire par le verrucano, la dolomie permo-triasique, les couches à jaspes, le tithonique et le néocomien d'Aptychus. Cette nappe fut charriée avec son noyau cristallin sur le flysch néocomien. Dans la nappe supérieure, transylvaine, le cristallin n'existe pas; elle est formée de schistes werfeniens de calcaire coquillier, de trias supérieur avec des calcaires de Hallstatt, de lias, de dogger, de kimmeridgien et de calcaires

tithonio-néocomiens à faciès madréporique. U h l i g explique des lacunes stratigraphiques par des laminages de nappes. La nappe bucovinienne s'est conservée presque intacte, tandis que la nappe transylvaine, représentée en Bucovine par quelques lentilles, qui restèrent après l'érosion, a subi dans le Maramures une destruction totale.

En 1914 N o w a k (31) en affirmant l'existence de deux nappes de U h l i g, étudie la mécanique de la formation de la nappe bucovinienne. Dans la région de Dubow, (Ruthénie Transcarpathique), apparaît à la surface une anticlinale normale avec le crétacé supérieur dans le toit. C'est l'élément, dont se forme ensuite la nappe bucovinienne. L'axe du plis de Dubowa s'élève notamment vers le Sud-Ouest et le plis se couche en même temps pour se charrier ensuite sur le flanc inverse du crétacé. Le charriage augmente de plus à plus, et il atteint son maximum en Bucovine. Le crétacé inférieur, disposé dans la partie frontale de la masse du Maramures, appartient organiquement à la nappe bucovinienne, dont il forme le flanc inverse. N o w a k a délimité, au Nord-Est de la nappe bucovinienne, la nappe crétacée de Pietros se tassant à son tour sur le groupe tectonique de Czarnohóra.

Dans les études de M a c o v e i, de I. A t a n a s i u, de K r ä u t n e r et autres (26, 4, 5, 17—21) on voit le retour à la thèse ancienne de U h l i g, de la „synclinale marginale“. On interprète dans ce sens les coupes géologiques, et les grandes nappes de charriage furent réduites aux plis-failles à une signification plutôt locale, qui ne font que compliquer la synclinale marginale, si simple dans sa conception. Les levés faits par nous dans les Montagnes de Czywczyn ne se laissent interpréter qu'en admettant la théorie des nappes. Il faut faire attention aux apparitions isolées de schistes cristallins dans la partie Nord-Ouest du territoire levé, dans la crête de Prełuki, à Czolakin et à Albin. Ces schistes apparaissent pour la première fois à l'altitude de 1500 m et plus haut, leur deuxième et troisième série atteint l'altitude de 1400 m et plus haut. La différence des altitudes entre les fonds des vallées et les apparitions des schistes cristallins est de 200 m au moins. En admettant l'ondulation axiale d'une plis-faille, hypothétique amplitude du plissement aurait dû atteindre un degré si prononcé, que les élévations des schistes cristallins à Czolakin

et à Popadyniec auraient pris la forme d'aiguilles, ce qui semble peu probable. Si c'étaient des failles tectoniques dans le flysch lamellé, il serait impossible à expliquer, pourquoi elles existent dans les culminations morphologiques, au lieu de se trouver sur les pentes des montagnes et dans les vallées des torrents.

Ce ne peuvent être que les lambeaux tectoniques sur le flysch, restes d'un plus grand plis, charrié auparavant sur le flysch. La même hypothèse explique la présence des klippes plus ou moins grandes, permo-mésozoïques, parsemées à Budyjowska et aux sommets voisins. Czywczyn lui-même forme un lambeau puissant, de 250 m d'épaisseur, reposant sur le flysch crétaé. On a donc affaire dans les Montagnes de Czywczyn aux masses, charriées du Nord-Ouest, dont les unes restent encore enracinées dans le fond, tandis que les autres ont perdu le contact avec leurs racines. Les schistes cristallins et les dépôts de la série permo-mésozoïque n'apparaissent dans les Montagnes de Czywczyn qu'à la lisière Nord-Ouest, c'est à dire dans une partie du front de la nappe bucovinienne. Cette partie frontale occupe en Pologne le territoire d'une quarantaine de kilomètres.

Cette grande unité tectonique présente une série de détails intéressants, que nous résumerons ci-dessous. Le premier coup d'oeuil sur la carte géologique nous fait savoir, qu'une seule masse principale et compacte, constituée de schistes cristallins et de restes de leur couverture sédimentaire permo-mésozoïque, passe par le territoire levé. A l'Est et au Nord de de cette masse, formant la moëlle géologique des Montagnes de Czywczyn, s'étend le territoire, occupé par le flysch crétaé inférieur. On voit dans la partie Nord-Ouest de ce territoire (Popadja, Czywczyn, Budyjowska Wielka) plusieurs lambeaux cristallins et permo-mésozoïques plus ou moins grands, reposant sur le flysch. Vers l'Ouest et vers le Sud-Ouest de la masse cristalline s'étend le territoire, occupé uniquement par le flysch cénomanié. Commençons par la masse cristalline principale et considérons son parcours depuis la vallée de Perkałab (Biały Czeremosz). Son épaisseur y atteint 5 km. Comme il résulte du levé de *V e t t e r s* (66), républié — il n'y a pas longtemps — par *K r ä u t n e r* (21), cette masse s'élève constamment en Bucovine, en atteignant sa

culmination à Czarny Dił. Elle s'y joint probablement à une seconde masse cristalline, dont une petite partie est visible dans la vallée de Perkałab, au Sud de Paturnica. De Perkałab vers le Nord-Ouest, c'est à dire vers le Czarny Czeremosz, le cristallin s'affaisse, relativement assez vite. Son épaisseur se réduit presque à 1 km déjà entre Chitanka et Prełuki. Il s'agit ici d'une dépression transversale, qu'on pourrait nommer „dép r e s s i o n d e C h i t a n k a“. Sa structure géologique est très compliquée. De grands lambeaux de dépôts permomésozoïques et de flysch, plissés dans le cristallin, s'y sont conservés. On voit, plus loin vers le Nord-Ouest, une rapide élévation du cristallin, déjà sur la ligne de Czarny Czeremosz atteint l'épaisseur de 2,5 km. Elle augmente encore, mais moins vite, et la masse cristalline atteint le maximum de l'élévation sur la crête de Rotundul, pour s'affaisser ensuite. L'épaisseur du cristallin se réduit à 1 km sur la crête de Pirje-Balaseńi. Il s'élève depuis, pour culminer à Mokryń. Vers l'Ouest de Łostuń il s'unit en large bande — comme il résulte du levé de Zapalowicz — à la masse cristalline de Riu Vaser. Sur les pentes septentrionales de Mokryń, la masse cristalline disparaît de la surface, un peu au-dessus du fond de la vallée de Popadyniec. Elle plonge sous le flysch assez vite, et ce qui semble le plus probable — en formant une forte flexion. Ce fait serait signalé par les deux lisières du cristallin (orientale et occidentale) qui ne convergent pas lentement, mais s'unissent d'une manière subite, en formant le long de Popadyniec une ligne légèrement arquée.

La masse cristalline, principale des Montagnes de Czywczyn, que je viens de décrire, constitue pour elle-même un certain ensemble, que j'appelle „p l i d e M o k r y ń“. Dans se section Sud-Ouest, c'est à dire à Prełuki et sur la crête de Prełuzny, apparaît encore une deuxième unité, charriée et placée sur le pli de Mokryń, de beaucoup moins grande que lui, et que j'appelle tout court „u n i t é d e P r e ł u ż n y“. L'unité de Prełuzny est supérieure par rapport au pli de Mokryń. Cette unité apparaît en forme distincte, grâce surtout à l'existence du complexe de rhodonites et de dialogites. La stratigraphie de deux unités à l'endroit, où l'unité de Prełuzny est charriée sur le pli de Mokryń, se présente schématiquement de la manière suivante:

Le pli de Mokryń (L'unité inférieure)	L'unité de Prełużny (L'unité supérieure)
—	l'infravalanginien
le trias	le trias
le permien	le permien
les schistes sériciteux	les schistes sériciteux
les schistes quartzitiques	les schistes quartzitiques
les schistes chloritiques	les schistes chloritiques
à séricite	à séricite
——	les rhodonites et dialogites
les gneiss	les gneiss

Comme il en résulte, l'infravalanginien et le complexe de rhodonites et de dialogites apparaissent dans l'unité supérieure, tandis qu'ils manquent dans l'unité inférieure. Ces deux horizons ne sont connus en aucune partie des Montagnes de Czywczyn. Ce seul fait prouve indubitablement, qu'une différenciation tectonique dans le domaine du cristallin et de sa couverture permo-mésozoïque a lieu à Prełuki et à Prełużny. Sauf celle-ci, on ne trouve aucune différenciation dans le faciès de la série cristalline. Les mêmes complexes de schistes sériciteux, de schistes quartzitiques à séricite et les mêmes gneiss apparaissent dans l'une et dans l'autre unité. L'unité charriée de Prełużny se présente en totalité, comme une synclinale reposant sur le pli de Mokryń. Le complexe de schistes chloritiques à séricite et le gneiss avec les minerais de manganèse constituent la masse principale de cette synclinale. La synclinale de Prełużny est entourée de fragments de la couverture permo-mésozoïque. La série permo-mésozoïque dans sa partie Sud-Est, c'est à dire sur la crête et sur les pentes de Prełużny, fut pressée et réduite aux dimensions peu considérables. Elle y forme des enclaves de verrucano et de dolomie. La couverture permo-mésozoïque s'est maintenue dans la partie occidentale, entre Chitanka et Prełuki en dimensions relativement assez considérables. Elle y est plissée pour la seconde fois en une deuxième synclinale, dont le fond est rempli par un large complexe d'infravalanginien. Toute l'unité supérieure se complique dans cette partie. On observe une dislocation longitudinale, apparaissant entre la série permo-mésozoïque et le cristallin; on rencontre ensuite une couverture

de flysch. Le flysch forme, dans la coupe Chitanka—Prełuki, une synclinale peu profonde plissée entre le cristallin et le verrucano permien. La bande étroite et peu étendue de schistes cristallins, qui sépare la synclinale de flysch du permien, s'y caractérise par un raide soulèvement anticlinale du cristallin. Cette structure tectonique compliquée reste indubitablement en rapport étroit avec la dépression transversale de Chitanka, qui y a lieu; les masses de conglomérats du puissant plateau de Palenica, charriées du midi, entrent comme une presqu'île dans cette dépression. Cette presqu'île écrase les masses rocheuses, placées devant elle, cause des dislocations et des laminages, et enclave enfin dans le cristallin une partie de la couverture de flysch.

On remarque vers l'Ouest, sur les pentes orientales de Czarny Czeremosz à Bałtaguł, des klippes de la série permomésozoïque. Ces apparitions sont transversales par rapport au parcours de toute l'unité de Prełuzny et du pli de Mokryń. Ceci prouverait, que l'unité de Prełuzny se ferme ici. Ce fait pourrait se lier encore avec le soulèvement de l'axe de tout le pli de Mokryń, en commençant par la dépression de Chitanka vers la crête de Rotundul.

En ce qui concerne le problème de la provenance de l'unité de Prełuzny, il est autant difficile à déterminer, que le plateau créacé de Palenica couvre un territoire immense, en masquant tout à fait le cristallin inférieur. Il est probable, que l'unité de Prełuzny soit enracinée sous ce plateau, peut-être plus loin vers le Sud. Les matériaux nécessaires pour la solution de ce problème nous manquent. En tous cas les gneiss, qui apparaissent sur les pentes Nord-Ouest de la vallée du torrent affluent à Strymba, tout près de la lisière septentrionale du plateau de Palenica, sont disposés d'une manière intersectée, prouvant, qu'ils appartiennent encore à l'unité de Prełuzny. A mon avis, ils n'en sont que des restes épars.

Le pli de Mokryń, ayant quitté la couverture de la synclinale de Prełuzny, passe vers le Nord-Est, en croissant et diminuant plusieurs fois. La masse cristalline disparaît de la surface, tout derrière l'élévation maximale, sur la crête de Mokryń et un peu au-dessus du fond de la vallée de Popadyniec. Elle plonge subitement sous le flysch, comme je viens de le sou-

ligner, il est probable qu'en forme de flexion. On voit de larges masses de flysch dans le prolongement du pli de Mokryń sur la crête d'Albiniec, à Czywczyn etc. Elles supportent des lambeaux de formations cristallines et calcaires, et de basalte, plus ou moins considérables. Ils forment en somme les restes de l'unité couchée, détachée et charriée, que j'appelle „pli de Czywczyn“. Le pli de Czywczyn est superposé par rapport au pli de Mokryń. C'est une digitation, qui a perdu son contact avec le pli de Mokryń. Les détails, apparaissant dans la structure géologique du cours inférieur du torrent Ryzowaty, nous expliquent le rapport de ces deux plis. On y voit la synclinale dans les schistes cristallins, remplie en partie de permien, de trias et de jurassique. La synclinale, peu considérable de Ryzowaty, s'efface vers le Sud, et sa trace est marquée par de nombreux blocs de verrucano permien, formant une file droite et longue. Une langue cristalline apparaît sur une petite crête, située vers l'Ouest de Ryzowaty. Un lambeau cristallin, placé sur le flysch, repose exactement sur son prolongement, à Albiniec. Ce serait donc une synclinale, joignant le pli de Mokryń au pli de Czywczyn. Dans la vallée de Ryzowaty, le pli de Mokryń commence à se diviser en deux unités. L'une d'elles disparaît vite en forme de flexion; des failles transversales superposées y jouent peut-être un certain rôle, qu'on ne peut pas définir, faute d'affleurements. La deuxième unité s'élève lentement; en même temps elle se détache de la précédente. De grandes masses de flysch crétaé, inférieur, qui apparaissent en forme de flanc inverse, sont fermées entre ces deux unités. Le pli de Mokryń, c'est à dire l'unité inférieure de cette partie des Montagnes de Czywczyn, se cache sous le flysch et parcourt bien profondément sous la crête d'Albiniec et sous Czywczyn. Elle apparaît cependant encore une fois vers le Nord de Czywczyn, dans la vallée de Dobryń, à la hauteur de 1300 m environ. Une petite île de schistes cristallins, émergeant du flysch crétaé inférieur, y apparaît. C'est indubitablement la culmination d'une unité souterraine. On a déterminé, dans le schème stratigraphique du cristallin, le complexe de schistes chloritiques comme unité la plus vieille, le complexe de schistes quartzitiques comme unité moyenne, et le complexe de différents schistes sériciteux comme la plus jeune. Par conséquent, le levé a découvert dans le pli de

Mokryń une série de nombreuses anticlinales et synclinales, qu'on pourrait compter à la période avant-permienne. Les schistes du complexe chloritique à séricite, élevés en anticline, constituent la principale partie de la masse cristalline. De petites synclinales, remplies de schistes des couches plus jeunes se trouvent dedans. Elles ne s'étendent point en bandes longues et régulières, étant plutôt assez plates; elles disparaissent vite. On peut observer néanmoins certains domaines, conséquemment synclinaux. Ainsi p. ex. à la synclinale plus grande dans la vallée moyenne de Strymba, remplie de schistes quartzitiques et de schistes quartzitiques à graphite, correspond dans son prolongement exact la synclinale sur la crête de Rotundul, remplie de schistes quartzitiques à graphite.

Dans la partie Nord-Ouest du pli de Mokryń, en s'approchant de la lisière du plongement de ce pli, on observe, que le complexe chloritique, entouré du complexe supérieur quartzitique et quartzitique à graphite se ferme d'une manière conséquente. On voit, dans le domaine de cette série supérieure, un changement bien distinct de la direction dans le passage des schistes quartzitiques à graphite. Ce phénomène résulte probablement de la résistance, qui se manifestait à Mokryń pendant la période de plissement, tandis qu'elle manquait probablement à l'Ouest de cette crête, là, où le cristallin s'affaisse par une flexure rapide. Les anticlinales secondaires dans le pli de Mokryń ne sont pas d'ailleurs formées régulièrement. Le cristallin fut plissée avant l'orogénèse carpathique. Les complexes de schistes cristallins sont lisses (schistes à chlorite, à muscovite, à graphite); leur position relative pouvait changer par conséquence. Pour cette raison on trouve rarement dans les coupes une succession régulière, symétrique des couches.

Il résulte de l'observation de la position du verrucano permien par rapport aux formations métamorphisées, qu'il repose sur elles d'une manière discordante. On peut en conclure, que les mouvements orogéniques qui ont plissé le cristallin paléozoïque, ont eu lieu avant la sédimentation de la couverture permo-mésozoïque. Ces mouvements appartiendraient à la phase hercynienne dans le sens le plus large de ce mot. Les restes de la couverture permo-mésozoïque reposent sur

de différents complexes de schistes cristallins. Ce phénomène apparaît p. ex. nettement dans la coupe de Czarny Czeremosz, où certaines klippes se trouvent sur les schistes du complexe chloritique, tandis que les autres sur les schistes du complexe graphitique. En principe toutes les klippes permo-mésozoïques, excepté celles du bord N-E du pli de Mokryń, se trouvent dans les synclinales. On peut remarquer plusieurs fois, que des bandes étroites du verrucano (permien), représentant les flancs des synclinales, s'allongent de deux côtés de la masse dolomitique (trias). Il est tout à fait évident, que ces synclinales résultent des mouvements postérieurs, survenus probablement à l'époque crétacée. Les restes de la couverture permo-mésozoïque, conservés dans les synclinales, deviennent faciles à expliquer, quand on se rend compte que les formations de cette couverture, serrées et plissées dans les schistes cristallins, comme dans un étau, résistaient à toute érosion et dénudation. Les synclinales de la couverture mésozoïque n'étaient pas toujours régulièrement formées du point de vue tectonique. La plupart des restes conservés présente des synclinales, fortement inclinées dans la direction progressive, avec une aile méridionale (parfaitement visibles p. ex. à Rotundul). Les ailes septentrionales manquent cependant, ayant été détachées et déplacées. Pour cette raison le jurassique, le plus souvent en forme de couches à jaspes, repose indirectement et d'une manière discordante sur les schistes cristallins. Au cours du plissement de la couverture mésozoïque, le long de l'axe des synclinales naissantes, survenaient souvent des fractures, en rompant ces dernières en deux parties. Les klippes calcaires à la lisière Nord-Est du pli de Mokryń, c'est à dire sur la ligne du contact tectonique avec le flysch, ont un caractère tectonique différent. On rencontre dans la coupe de la série la mieux conservée (p. ex. sur les pentes des affluents droits de Mas-katyn) le verrucano, placé sur le cristallin et supportant les calcaires et dolomies triasiques, concordants, enfin les couches jurassiques à jaspes. Le néocomien de flysch touche indirectement à ces dernières, le plus souvent en forme de conglomérat de base. La disposition de ces klippes n'est pas synclinale. On pourrait les définir comme restes, normalement conservés, de la couverture permo-mésozoïque, qui sépare le cristallin du flysch. Ces klippes, à la partie frontale du pli. étaient

évidemment le plus exposées à l'écrasement pendant tout le mouvement orogénique. En conséquence la plupart ne présente pas de série complète, mais seulement des restes, fortement réduits. Les couches à jaspes furent laminées pour la plupart. Les dolomies et les calcaires furent brisées en fragments très petits par la pression orogénique, collés ensuite par le calcite. De là vient leur forme un peu différente, et l'impression, qu'ils font, des calcaires cristallins.

Quelques klippes, les dolomies et les calcaires triasiques en particulier, furent détachées du reste de la couverture ou du substratum cristallin, et elles restent aujourd'hui dans le flysch, déjà en dehors du pli de Mokryń, en effet peu éloignées de lui. Le groupe de blocs calcaires, à l'extrémité orientale de la crête de Mokryń, y appartient.

La lisière Nord-Est du pli ne forme pas cependant de ligne droite, mais elle présente dans le levé cartographique de nombreuses courbures, qui résultent du fait, que le pli de Mokryń est une unité fortement inclinée, presque couchée.

Le cristallin touche plusieurs fois, par ses complexes différents, le flysch néocomien. Les bandes de différents complexes métamorphiques sont disposées obliquement par rapport à la lisière tectonique du pli entier. Cette disposition oblique est causée par cette circonstance, que notre cristallin fut déjà plissé une fois avant la période permienne.

Comme je le viens de mentionner, à l'unité compacte et homogène du pli de Mokryń s'oppose sa digitation en forme de pli détaché de Czywczyn, qui brisé en plusieurs klippes, plus ou moins considérables, repose sur le flysch. Quelquefois la destruction de ce pli est si avancée, qu'il n'est qu'une concentration de blocs épars, p. ex. de dolomie triasique ou de basalte. Czywczyn lui-même forme la masse la plus grande et la plus compacte. La série rocheuse, apparaissant dans le lambeau de Czywczyn, est inverse. Les calcaires inverses avec des basaltes reposent sur le trias supérieur au faciès grésoconglomératique.

Les restes de l'unité de Czywczyn, conservés jusqu'aujourd'hui, forment en détails un certain chaos de sorte, qu'une confrontation tectonique de toutes les klippes dans la coupe et la reconstruction du pli de Czywczyn se heurtent aux difficultés. La disposition chaotique de certaines klippes et

leurs contacts anormaux, quelquefois tout à fait inconséquents, s'expliquent surtout par la circonstance, que la couverture permo-mésozoïque était fortement détruite déjà pendant la formation du pli de Czywczyn. Elle l'était jusqu'au tel point, que sa base cristalline affleurait en plusieurs endroits. Ce complexe rocheux, qui forme aujourd'hui le lambeau de Czywczyn, s'est conservé le mieux, puisque ses dures roches basaltiques pouvaient résister à l'érosion d'une manière plus efficace. On pourrait considérer la masse basaltique de Czywczyn comme un des centres triasique éruptifs, si nombreux dans ces régions. Mais déjà les klippes, de dimensions peu considérables, parsemées en grande quantité à Budyjowska Wielka et Mała, représentent la section très brisée du pli de Czywczyn. L'épaisseur des basaltes y diminue énormément. Ils ne forment pas de grande masse compacte, mais ils apparaissent en couches, alternant avec les calcaires triasiques.

Après son détachement, l'unité de Czywczyn a commencé à se déplacer vers le Nord-Est, sur la base de flysch, formant son flanc inverse. Dans le voisinage de la masse de Czywczyn, dans la coupe de Dobryń et d'Albin et surtout dans celle de leurs affluents latéraux, le flysch présente dans sa structure des fractures et des troubles. Le flanc inverse de flysch „attrapait“ — pour ainsi dire — de petits complexes rocheux des masses étrangères, qui se roulaient au-dessus de lui. Cela est bien visible dans les galeries d'Albin supérieur, creusées pour la recherche de graphite. On y trouve entre les grès de flysch (valagininien et hauterivien) les lentilles de schistes graphitiques à quartzite et de schistes graphitiques, appartenant sans doute à la série métamorphique. On peut expliquer de la même manière la petite bande de schistes cristallins, de quelques dizaines cm d'épaisseur, qui se trouve à l'Est aux pieds de Czywczyn. Elle est enclavée dans le flysch, mais dans sa partie médiane elle touche indirectement le trias d'un côté et les jaspes jurassiques de l'autre. La série jurassique trias—permien apparaît de nouveau vers l'Est, un peu au-dessus du col, entre Czywczyn et Czolakin. Sa disposition, en apparence régulière, conduit à la conclusion, que la couverture mésozoïque de l'aile inverse du pli de Czywczyn, surtout là, où elle était mince, subissait facilement des fractures ou un plissement secondaire local. Les masses plus compactes de

schistes cristallins apparaissent sur les pentes Nord-Est de Suligul. Elles appartiennent aussi au pli de Czywczyn. Les calcaires triasiques avec les basaltes et le verrucano permien, apparaissent sur les pentes septentrionales d'Albin supérieur, à Popadja et sur les pentes septentrionales de Luston comme restes de la couverture permo-mésozoïque. Le flysch se découvre dans la source du torrent d'Albin. Il forme du point de vue tectonique une fausse anticlinale et en même temps une fenêtre tectonique, que j'appelle „la fenêtre d'Albin“. Deux territoires différents dans leur structure s'opposent dans la tectonique du flysch. L'un d'eux est situé au front du pli de Mokryń. Le flysch y est pressé par le pli cristallin, charrié sur lui. Les couches de grès, de schistes et de calcaires du valanginien et du hauterivien présentent dans le contact avec le cristallin une disposition très irrégulière. Les gisements rocheux sont diaclasiques, contiennent une série de petits plissements locaux; les inclinaisons et les directions changent continuellement. Mais dans une certaine distance de la lisière du pli de Mokryń, le flysch est disposé déjà d'une manière plus régulière. De nombreux levés montrent, que le flysch disparaît sous le pli de Mokryń. Le synclinal, rempli de grès et de schistes aptiens apparaît sur les pentes septentrionales de Balaseni.

Les formations de flysch, apparaissant à l'Ouest du pli de Czywczyn et de Mokryń, présentent un territoire tectonique différent. Les conglomérats d'albien et de cénomaniens constituent leur partie principale. L'aptien et même les lambeaux du valanginien et du hauterivien apparaissent sous eux, çà et là. Le plissement faible et la disharmonie, par rapport aux autres unités tectoniques des Montagnes de Czywczyn, sont surtout caractéristiques pour la stratification de ces formations. Elles présentent de raides plateaux, plus ou moins grands, détachés et platement charriés. Le détachement survint le plus souvent dans le domaine des argiloschistes aptiens, formant la base de l'albien et du cénomaniens, ou dans leur partie de toit.

Déjà Zapalowicz (68) a remarqué la disposition caractéristique et différente de ces formations, appelées par lui „plateaux crétacés supérieurs“. Je retiens cette dénomination comme très juste. Dans les Montagnes de Czywczyn on rencontre deux unités pareilles: „plateau de Suligul“, et

„plateau de Palenica“. Le premier occupe un territoire peu considérable de Suligul et de Lustoń, le second couvre une large espace de Pirje jusqu'à Hnitesa, et il passe par Palenica vers l'Est, en s'enclavant dans la dépression de Chitanka. Son épaisseur dépasse de beaucoup 250 m. Son inclinaison moyenne vers le Sud-Ouest est de 15 degrés. Wesnarka, Palenica, Comanova et Hnitesa forment ensemble sous point de vue morphologique un plateau étendu, incliné inversement vers le Nord-Est. La forme de la surface reste donc en rapport avec le caractère de la structure du fond. Le plateau de Palenica présente dans sa partie Sud-Est un léger plissement. L'aptien élevé en anticlinal plat surgit du dessous de l'albien et du céno-manien. Ce soulèvement possède encore un synclinal peu profond, rempli de conglomérats céno-manien.

Les études faites sur le territoire des Montagnes de Czywczyn et les observations recueillies suffisent pour reconstituer d'une manière générale l'évolution tectonique de cette partie. Comme je viens de le mentionner, on ne trouve dans les Montagnes de Czywczyn que la série supérieure de schistes cristallins. La sédimentation, qui a laissé des dépôts avait un caractère diastrophique bien marqué. Le continent voisin — certainement paléozoïque jeune, calédonien — fournissait la matière, dont s'est formée la série de dépôts gréseux et argileux, alternant, en faciès de culm. Ensuite survint la diagenèse des sédiments accumulés, se transformant en grès et en schistes. Les premiers phénomènes du métamorphisme apparaissent avec la submersion des sédiments. Le mouvement orogénique, accompagné de l'émersion, commence le plus probablement à l'époque du carbonifère supérieur. Les formations rocheuses plus dures, comme p. ex. les quartzites, moins aptes au plissement, ont une tendance à se fendre, et présentent des brèches. On peut observer quelquefois dans les schistes cristallins du complexe chloritique à séricite les brèches, qui subirent une silification et chloritisation pendant l'étape postérieure du métamorphisme. Les mouvements du carbonifère ont disposé notre cristallin en une série de plis, probablement assez droits. La transgression du verrucano sur le fond émergé et plissé de la sorte, a lieu à la fin du permien. Ces conglomérats, formant la base de la série permo-mésozoïque, contiennent à côté de la matière quartzitique aussi une quantité con-

sidérable de différents schistes cristallins. Cela prouve, que la transgression permienne a rencontré à son cours des formations antérieurement métamorphisées. La base cristalline se noie relativement vite, car une couche de dolomies et de calcaires triasiques, inférieurs, couvre le verrucano et une petite série de grès quartzitiques et de schistes werfeniens grésocalcaires. Ainsi la couverture des formations mésozoïques s'accumulait lentement dans une mer assez profonde, sur un substratum cristallin. Le fond émerge à la fin du trias inférieur.

On sait déjà que le toit des dolomies triasiques inférieures, couvert de calcaires gréseux liasiques, manifeste une décomposition avancée du type „terra rossa“. Les couches triasiques médianes manquent dans les Montagnes de Czywczyn. Ce n'est qu'au trias supérieur qu'une partie au moins du continent en question est submergée de nouveau. Les dépôts de conglomérats à très petits grains de grès et de schistes grésocalcaires (Czywczyn) forment les restes de cette période. Nous les avons comptés au trias supérieur d'après leur ressemblance aux formations de Haghimasul Mare. Le lias et le dogger restent indéterminés. Les dépôts de calcaires gréseux, liasiques et de schistes siliceux noirs de dogger apparaissent de temps en temps sur notre territoire, mais ils n'ont pas une signification si générale, comme les dolomies triasiques inférieures ou les couches à jaspes, fermant la série. Deux éventualités se présentent:

1) seulement certaines sections de notre territoire furent submergées pendant le lias et le dogger;

2) tout notre territoire fut noyé, et les dépôts, relativement peu considérables, provenant de cette période, furent ensuite détruits par le laminage tectonique ou tout simplement par la dénudation. Les couches à jaspes (oxfordien-callovien), apparaissant d'une manière générale et conséquente comme dolomies triasiques-inférieures, se sont formées pendant la transition du dogger au malm. On voit dans leur toit les grès, témoignant, que la mer était peu profonde et recula bientôt. La couverture mésozoïque du substratum cristallin s'est maintenue jusqu'aujourd'hui, uniquement en forme de restes, fortement réduits, et se trouvant pour la plupart là, où elle fut protégée contre la destruction, ayant été plissée bientôt après dans le cristallin en forme d'auge.

Il reste à résoudre, si cette couverture occupait tout le cristallin d'une manière uniforme, ou si elle ne se déposait que dans certains territoires synclinaux, formés peut-être pendant la période du trias et du jurassique. Il résulte de la disposition de ces klippes calcaires dans les Carpathes Roumaines Orientales, que cette deuxième éventualité est plus possible. D'autre part notre cristallin, plissé auparavant pendant le carbonifère supérieur, aurait pu subir ensuite des mouvements postérieurs, quoique plus faibles.

L'intensité des mouvements orogéniques augmente après la sédimentation des couches à jaspes. Les différentes unités de la future nappe bucovinienne, comme p. ex. le pli de Mokryń et l'unité de Prełuzny, se différencient probablement d'une manière nette déjà pendant le kimmeridgien. On voit, que les sédiments de flysch, crétacés-inférieurs „coupent“ les séries rocheuses de ces deux plis. Nous avons déterminé un certain complexe de schistes, de calcaires, de schistes à radiolaires et de grès comme infravalanginien, et nous lui avons attribué un caractère transitoire entre les sédiments maritimes profonds de la série permo-mésozoïque et les formations diastrophiques du flysch néocomien. Cependant le flysch proprement dit, là, où l'infravalanginien manque, transgresse sur les couches à jaspes ou sur le cristallin en forme de „conglomérat de base“ à l'époque du valanginien. Les calcaires gréseux et les schistes, qui continuent une masse considérable de poudre graphitique, parvenant du toit du cristallin se déposent maintenant. Ensuite vient la série de grès avec les intercalations de schistes argileux à graphite, noirs. Le barrémien, connu en Bucovine à faciès de schistes de Spas, ne fut pas trouvé dans les Montagnes de Czywczyn. Une mer peu profonde caractérise l'aptien. Les couches épaisses de grès et d'argiloschistes gréseux avec une riche matière végétale indiquent le caractère fortement diastrophique des sédiments. La mer oscille intensivement pendant l'albien et le cénomanién. Elle devient si basse dans le voisinage de cristallin, que les couches puissantes de conglomérats se forment dedans. Elles sont formées de blocs de roches cristallines, puissantes et tout à fait isolées. Ainsi depuis le valanginien jusqu'au cénomanién se forme une couverture compacte de flysch, sur les formations souterraines dans tout le Maramures. Les mou-

vements deviennent plus intenses dans la période entre le cénomanién et l'éocène, qui suivant les observations des auteurs anciens transgresse sur les plis du flysch crétaé, inférieur. La structure se développe suivant le plan donné. La nappe bucoviniénne se déplace vers l'Est et elle subit une différenciation intérieure, de plus en plus considérable. En conséquence la couverture de flysch devient indépendante. Fendue sur l'axe du cristallin du Maramures elle se détache de son substratum, se déplace au front de la nappe bucoviniénne, se roulant sous celle-ci dans les Montagnes de Czywczyn, et certainement aussi en Bucovine. Il s'en forme une unité indépendante, appelée la nappe de Pietros, charriée de nouveau sur le groupe de plis de Czarnohora et de Kostrzyca. Il faut encore distinguer dans la nappe indépendante de Pietros le plissement disharmonique et la disposition individuelle des plateaux conglomératiques de l'albien et du cénomanién. Tandis que le valanginién, le hauterivién et l'aptien, contenant de nombreux schistes sont aptes aux plissements et se laissent accumuler par la nappe bucoviniénne devant son front, les conglomérats supérieurs, raides et épais, se détachent tout de suite et prennent une position plate.

Troisième partie.

Ressources minérales.

Pendant les explorations géologiques de la chaîne de montagnes de Czywczyn, c'étaient les gisements des minéraux utiles qu'on avait surtout en vue. Ainsi, on a rencontré des couches abondantes de graphite dans les alentours de la source de l'Albin, de féconds gisements de manganèse du côté de l'est de ce champ, sur le Prełużny. Et enfin, dans les alentours de la source du Popadyniec, on vient d'enregistrer des eaux minérales carbonatées de type de Burkut, jusqu'à présent inconnues.

Les ressources minérales, ci-dessus nommées, furent soumises aux études particulières dont les résultats y sont présentées.

Le graphite.

Ce minéral se trouve au champ mentionné, entre la strate cristalline et de flysch. Surtout remarquables sont les gisements de graphite qui apparaissent à l'alt. de 1240 à 1480 m, au cours supérieur du fleuve Albin (v. la carte). Outre cela, on a rencontré ce minéral entre les schistes quartzitiques à graphite dans le bassin de l'Albin, sur le Czimirny et dans la vallée du Czarny Czeremosz, près de la cluse de Bałtaguł.

C'était le gisement de graphite dans le bassin de l'Albin qui fut surtout étudié et exploré, car on y a trouvé ce minéral en douze endroits, dans une espace d'envers 1,5 km.

Les études géologiques en ont éprouvé qu'on y a à faire avec un gisement. Ce gisement est le primaire charbon de système carbonifère qui par compression avait succombé à la graphitisation. Pendant ce procédé avaient lieu partiellement ses relâchements, ainsi que l'épaisseur du gisement n'est pas proportionné aujourd'hui.

Le caractère physique et chimique du graphite fut exploré avec le plus grand soin, et en voilà les résultats:

Le graphite mentionné est d'un brilllement demi-métallique, en grande masse d'un gris foncé, mais en petites quantités de couleur noire. Il est fragile et se pèle facilement; sa cassure est semblable à la cassure d'une motte de terre, sa dureté atteint 1. Ce minéral est mêlé d'autres ingrédients comme par ex. de quartz, de limonite, de pyrite et de séricite. Le graphite est relativement pur dans les veines où il contient moins d'ingrédients accessoires, mais un plus haut pourcent de charbon.

Dans les explorations on avait avant tout soin de constater le poids spécifique du graphite. On y a employé la méthode spéciale des liqueurs lourdes, et parallèlement on a exécuté des explorations semblables avec le graphite d'autre origine, par ex. avec le graphite Styrien et de Ceylon. Ainsi, on a constaté que le poids spécifique du graphite de Czywczyn est 1,722, de Styrie 1,667 et de Ceylon 2,206.

Dans l'Institut de la Physique Expérimentale sous la direction du prof. Dr. St. Loria, on a mesuré la résistance électrique de la substance graphitique de Czywczyn (Dr. Z. Specht), et cela selon la méthode précise, exactement décrite dans le texte polonais de ce travail; le résultat en a démontré que la résistance spécifique du graphite de Czywczyn monte à 10^7 Ohm, elle est donc envers 20 millions de fois plus grande que celle du graphite Styrien. Les études systématiques sur cette propriété du graphite de Czywczyn ont donné les résultats qui sont groupés au diagramme (voir le fig. 18). Ce diagramme démontre la résistance caractérisée du graphite de Czywczyn où la ligne I représente la résistance de la substance de Czywczyn, la ligne II celle du graphite de Czywczyn + 10% d'anthracite, la ligne III celle du graphite de Czywczyn + 20% d'anthracite.

Ce diagramme nous fait voir distinctement qu'une relativement petite addition d'anthracite cause un assez fort accroissement de la résistance spécifique. D'autres mesures de l'influence des additions MnO_2 pour faire monter la résistance spécifique du graphite synthétique (Acheson) ont démontré que déjà une petite addition de cet élément provoque une violente augmentation de la résistance. Les explorations du Dr. Specht ont constaté que la substance graphitique de Czywczyn

n'est point une composition de graphite et charbon amorphe, mais un corps absolu dont la résistance est plus petite que celle de l'anhracite, mais beaucoup de fois plus grande que celle du graphite de Ceylon.

Le graphite de Czywczyn fut aussi soumis aux explorations röntgeno-graphiques dans ce même Institut (par Dr. Łastowiecki). La Table IX. où sont marqués les röntgeno-grammes du graphite de Ceylon (1), Styrien (2), de Czywczyn (3) et de l'anhracite (4) nous fait connaître la différence structurale des matériaux étudiés. Il résulte de ces photographies que le graphite Styrien ne possède pas encore la structure du graphite typique, et sous ce rapport, il diffère du graphite de Ceylon, mais pourtant sa structure diffère de la structure de l'anhracite par ses petites baguettes, précisément déterminées ce qui éprouve qu'on y a à faire d'une structure cristalline.

Les explorations particulières sur les propriétés chimiques du graphite de Czywczyn furent exécutées par Dr. Stefan Biskupski qui a analysé avant tout la réaction sur la formation de l'acide graphitique ce qui démontre la présence de la substance de graphite. Les explorations qui furent exécutées parallèlement avec le graphite de Ceylon, de Styrie et de Czywczyn et avec l'anhracite, ont démontré suffisamment que l'acide graphitique ne se fait gagner que du graphite de Ceylon. La réaction des autres substances sur l'influence d'une assez forte oxydation nous a fait conclure que l'anhracite diffère considérablement du matériel de Czywczyn et de Styrie, quoique les deux substances, dernièrement normées, n'aient pas donné d'acide graphitique. Les produits de la réaction sous l'oxydation sur l'acide graphitique, constatés dans le matériel de Styrie et de Czywczyn, étaient très semblables de ce qu'on peut conclure que, sous rapport chimique, ils se sont très semblables.

L'analyse chimique du gisement de graphite fut exécutée en deux directions, d'un côté, on a analysé la substance graphitique purifiée, et d'autre côté le matériel, comme il se trouve au gisement. Cette dernière analyse avait pour but de démontrer le caractère minéral du gisement. Les résultats de l'analyse du matériel purifié sont les suivants:

	de Styrie		de Czywczyn	
C	98,45	96,94	96,86	97,05
H	1,44	2,83	2,90	2,73
N	0,11	0,23	0,24	0,22

Les chiffres, ci-dessus nommés, démontrent que le graphite de Czywczyn a beaucoup de rapport avec le graphite Styrien. Cette analogie est d'une importance générale, quand on regarde que ces deux graphites sont par rapport à leur origine très semblables (métamorphosé charbon de système carbonifère). En comparaison avec les charbons de terre et avec l'anhracite, le graphite de Czywczyn diffère, et cela en proportion du charbon, son contenu de C et de N est plus grand, celui de H plus petit, mais en proportion de l'anhracite, son contenu de H est plus grand, celui de N plus petit.

Le gisement de graphite de Styrie et de Czywczyn sont aussi semblables quant à leur composition minérale ce qui nous démontre le tableau suivant:

	graphite de Styrien	de Czywczyn
séricite	11.24	20.72
pyrite	0.28	0.23
calcite	1.88	1.89
magnésite	2.53	2.09
ilménite	—	0.28
caoline	—	3.09
limonite	—	3.23
quartz	19.06	6.48
graphite	63.77	59.67

Toutes ces explorations sur les substances graphitiques nous démontrent donc que nous l'avons à faire ici avec un minéral spécial.

Ses propriétés s'écartent donc d'une manière caractéristique de toutes les substances, propres au graphite et aux graphitoïdes que la littérature a notées jusqu'à présent. Nous le distinguons donc comme nouveau minéral, en l'appelant du nom *k r e u t z i t e*, et cela pour souligner le mérite de *F e l i x K r e u t z*, professeur à l'université de Cracovie, et de son fils *S t e f a n*, son successeur, qui, tous les deux, ont bien mérité de la minéralogie polonaise.

En résumant, nous affirmons ce qui suit. Le *kreutzite* est un minéral nouveau, appartenant aux substances graphitiques. Il diffère des autres espèces de graphite par son poids spécifique, par sa composition chimique, contient une quantité remarquable d'hydrogène, par sa grande résistance électrique et par sa structure. Il diffère du charbon avant tout par sa réaction sur l'acide graphitique et par ses propriétés physiques. De toutes ces explorations, accomplies jusqu'à présent, il en résulte que le *kreutzite* est un chaînon primaire dans la rangée des graphites. Sous le rapport technique, le graphite, découvert dans la chaîne de montagnes de Czywczyn, n'appartient pas aux meilleurs matériaux, son emploi sera peut-être très limité. Ce matériel se purifie d'une manière chimique et mécanique (à l'aide de flottation).

Les épreuves laboratoires ont démontré qu'on peut gagner de ce matériel envers 80%. Quant à la quantité de matières premières qui se trouvent dans le bassin de l'Albin, le calcul en a constaté 1 million de tonnes du moins. Entre les schistes quartzitiques à graphite dans les autres terrains de Czywczyn, on a trouvé un graphite plus noble ce qui fut en outre démontré par l'exploration de la résistance électrique.

Minerais de manganèse.

Topographie et caractère géologique du gisement de manganèse.

Le découvert gisement de minéral de manganèse se trouve près de la source du Biały et Czarny Czeremosz, entre le Maskatyn et Strymba, affluents gauches du Biały Czeremosz (Perkałab). Ce gisement est éloigné de 1 kilomètre de la frontière d'est polono-roumaine d'où il s'étend en direction du nord-est vers Prełuki et Prełuczny, dans une longueur de plus ou moins 3 kilomètres. C'est un terrain, couvert de prés et de bois, situé envers 1370 m sur la surface de la mer. A la ronde, point de chemins qui communiquent avec les colonies des environs! Du centre de la Huculszczyzna d'est— de Żabie — on y peut parvenir seulement à travers des bois et des prés, ou par une contrée, tout à fait sans chemins, le long du Czarny Czeremosz, mais après avoir fait 70 km du moins. Les demeures des hom-

mes, les plus prochaines, à Burkut, célèbre station climatique, sont éloignées de Prełużny de plus que 30 km.

Les explorations géologiques ont démontré que le gisement de manganèse forme un vallon, entouré en haut et en bas de roches cristallines (gneiss, schistes quartzitiques à chlorite ect). Ces roches sont plus âgées que le flysch carpathique où les composants cristallins mentionnés ainsi que les minerais de manganèse furent éloignés.

La genèse de ces derniers doit être liée avec les matières résiduaire de mer, dans l'époque anticarbonique qui, par une métamorphose dynamique, se sont changées ainsi que les roches entourantes, pauvres en minéral, en parties cristallines. Le primaire gisement de manganèse, probablement une mixtion d'oxydes et de hydroxydes de manganèse fut ainsi changé en roche silicatée dont le principal composant de manganèse devint le rhodonite. Pendant l'évolution de ces composants cristallins mentionnés, le gisement silicaté fut mécaniquement bouleversé comme masse rocheuse dans laquelle s'est accompli un déplacement de deux séries cristallines. La partie où il y avait des minerais silicatés, ainsi émus, fut soumise, au temps plus jeunes, à l'influence des eaux abondantes en CO₂ (eaux carbonatées). Ces eaux qui coulent profondément, changeaient les minerais silicatés dans de grandes masses en minerais carbonatés, contenant le restant de rhodonite. Ainsi se sont formées, dans le gisement de manganèse des veines de quartz, comme nouvelles formations, en conséquence de la réaction:

$$\text{MnSiO}_3 + \text{CO}_2 = \text{MnCO}_3 + \text{SiO}_2$$

Espèces de minéral.

Le minéral de manganèse, découvert dans les alentours de la source du Czeremosz, appartient à deux groupes. Dans les endroits où le gisement atteint la surface de la terre, et où il descend au-dessous de la nappe souterraine, apparaît en „coupoules“ un minéral noir, mixtion d'oxydes et de hydroxydes de manganèse. Ce minéral-ci forme de fermes masses noires qui sont le plus souvent d'une grande extension et d'une dureté remarquable. L'intérieur de ces masses contient des hydroxydes de fer, des veines de quartz et les restes des silicates de manganèse, non altérés. Par rapport à la quantité, ce minéral n'a pas de grande importance.

Le composant principal de ce minéral est formé par une autre espèce de minéral, par le carbonate de manganèse, minéral rhodochrosite (dialogite). Par rapport à la quantité s'avance au deuxième plan le silicate de manganèse ($MnSiO_3$), appelé par le nom *rhodonite*. Le troisième composant du minéral décrit, c'est le quartz qui se trouve en quantités variables. Le minéral de manganèse oxydulé et carbonaté, forme dans notre terrain une masse continue d'une épaisseur variable. Ses échantillons rappellent surtout les grès gris ou quartzitiques desquels ils diffèrent pourtant par un haut poids spécifique et par la couleur qui est le plus souvent rose-olive.

Le contenu chimique du minéral.

Les deux espèces de minéral de manganèse furent soumises à une analyse chimique. Pour présenter le vrai caractère chimique du gisement, et pour bien connaître ses différentes variations, on a fait quelques dizaines d'analyses chimiques avec ce minéral de manganèse oxydulé et avec le minéral de manganèse carbonaté. La structure chimique de ces deux espèces de minéral est la suivante. (Voir la page 325 et 329).

Les chiffres démontrent clairement le caractère chimique et minéralogique de ces deux minéraux de manganèse, et il en résulte que le pourcent du Mn métallique est de 10% plus petit que dans les minéraux importés en Pologne. Les minéraux mentionnés ont donc un pourcent moyen. Le pourcent de fer est petit; mais il est bien favorable que ces minéraux, dernièrement découverts, ne contiennent pas de quantités remarquables de P_2O_5 , d'autre part il est désavantageux que le contenu de SiO_2 est relativement très grand.

Les quantités, ci-dessus énumérées, touchent ces échantillons dont les analyses chimiques furent exécutées. Dans les analyses chimiques par séries, on a trouvé que le contenu chimique du gisement de manganèse est variable. Pour s'orienter dans cette variabilité, dépendant de la position des échantillons dans la strate, on a exécuté quelques dizaines d'analyses du minéral carbonaté. Voilà les résultats de ces analyses selon leur pourcent, additionné de Mn. (Voir le diagramme p. 344). On y voit exactement le caractère chimique du gisement, et on y lit ce qui suit:

1. Le pourcent de Mn est variable au gisement. Le contenu

de manganèse chancelle entre 24^o/_o — 40^o/_o, la plupart des échantillons analysés ont montré ce contenu de 30^o/_o — 38^o/_o.

2. Le pourcent de fer y est petit, son contenu est dans tous les échantillons plus ou moins le même.

3. Le pourcent de phosphore est en général plus petit que l'industrie demande pour les matières premières commerciales. Seulement dans quelques échantillons, ce composant a atteint un plus grand contenu qui, malgré tout, ne passe pas par-dessus de 0.30^o/_o.

4. Les pourcents de quartz sont dans tous les échantillons relativement remarquables, contenant en moyenne envers 25^o/_o. Il faut remarquer que les meilleures analyses — contenant le plus de Mn et le moins de SiO₂ — touchent les parties centrales du gisement, tandis que les pires touchent les parties marginales dans lesquelles il y a déjà un pourcent remarquable de SiO₂, mais le plus bas pourcent de Mn.

Les résultats sur le minéral de manganèse, ci-dessus mentionnés, sont déterminés dans notre diagramme par des lignes continues.

Quantité de ce minéral.

Le gisement du minéral de manganèse est découvert entre les torrents Maskatyn et Strymba, affluents gauches du Biały Czeremosz (Perkałab). Sa structure géologique représente une sorte de vallon dont la surface et la base est composée de formations qui ne contiennent pas de minéral et appartiennent aux parties cristallines de la chaîne de montagnes de Czywczyn. Ce gisement s'étend de nord-ouest vers sud-est, il est donc la continuation directe des gisements analogiques de la Bukowine, aujourd'hui exploités (Jakobeni). Selon les études exactes de notre expedition et selon l'opinion des géologues de Cracovie, avec le professeur J. Nowak à la tête, ce vallon de manganèse a une longueur de presque 3 km, une largeur d'environ 600 m et une épaisseur moyenne de 4,5 m approximativement.

Le poids spécifique moyen du minéral carbonaté s'élève à 3,5. En vertu des faits donnés, on a calculé que la quantité théorique de ce minéral se monte à 30,000.000 de tonnes. Il faut faire les réductions proportionnées inévitables; il faut ôter de la quantité théorique cette partie du gisement

qui se trouve à l'est du vallon où l'on a constaté des ébranlements, comme brisement du gisement, pression etc. L'épaisseur moyenne fut donc réduite à 2 m.

En vertu d'une telle réduction, la quantité pratique exploitable fut donc calculée à 10,000.000 de tonnes.

Ce sont des quantités remarquables ce qui résulte des chiffres suivants qui nous présentent les quantités de manganèse en somme, dans le monde entier. Entre les pays qui possèdent le plus de ce minéral mentionné, se trouvent la Russie, les Indes, le Brésil et la Côte d'Or d'Afrique. Ces pays disposent des quantités suivantes de minéral de manganèse¹⁾.

1. La Russie

a) le Caucase (Cziaturi):	52,438.000 t	50—54% Mn
b) Nicopol:	7,400.000 t	jusqu'à 50% Mn
c) le territoire Caspien:	6,000.000 t	comme sous a).

2. Les Indes Anglais

Manque de calculation — le pourcent 50—54.

3. Côte d'Or	10,000.000 t	
4. Union du Sud d'Afrique	25,000.000 t	49—60% Mn
5. Le Brésil	10,000.000 t	44—50% Mn
6. La Pologne	10,000.000 t	30—40% Mn

En liaison avec les données sur les quantités de minéral de manganèse en Pologne, il faut remarquer qu'il s'y agit seulement du vallon mentionné. Mais il y a des symptomes géologiques très remarquables selon lesquels on peut supposer que dans le bassin du Czeremosz supérieur se trouvent des vallons aussi riches.

Remarques générales.

La connaissance de la structure chimique et minérale du minéral de manganèse mentionné, a appelé l'attention sur sa concentration.

Nous avons vu que son principal composant, c'est le rodochrosite (MnCO₃). Les minerais de manganèse se concentrent, comme on le sait, là où on les exploite, à l'aide d'un certain échauffement. Et aussi, en ce cas, un tel échauffement a eu

1). F. Lohmann, Die Manganerzlagertstätten der Welt, Intern. Bergw. u. Bergt., Nr. 18, 1929.

lieu, pour gagner un plus haut pourcent de Mn. Les échantillons, précédemment analysés, furent exposés à une température plus haute, pour faire disparaître les composants accessoires, avant tout CO₂. On a remarqué que la dissociation du carbonate de manganèse commence à une température, relativement basse, 300° C. La réaction des dissociations s'accomplit très vite. Le minéral gris prend d'abord la couleur foncée, échauffé, il devient presque noir et change en un agrégat d'oxydes de manganèse. Les résultats des analyses par séries sont évidents dans le diagramme où la concentration, obtenue en pourcent de Mn, de fer et de quartz, est marquée par des lignes interrompues. (p. 344).

On peut donc, comme les résultats démontrent, concentrer les matières premières, en éloignant par échauffement le ballast (les parties accessoires), ce qui fait augmenter les frais de transport. La prochaine exploitation de ces minerais devra y prendre en considération une telle concentration avec le plus grand soin, d'autant plus que le gisement se trouve dans une région fort boissée qui ne sera pas si tôt exploitée pour l'industrie de bois.

D'autres épreuves de concentrer le minéral mentionné furent exécutées encore dans une autre direction. Ce minéral échauffé, se change, comme on a observé, dans une série de parties molles, appartenant au minéral proprement dit et en même temps aux minerais durs, quartzeux. Il y a donc encore un autre moyen de séparer les parties utilisables du ballast par un procédé mécanique. Cependant les études qui se rapportent à ce sujet, ne sont pas encore achevées.

En publiant ces découvertes, il nous faut ajouter en même temps qu'une telle exploitation rencontre au commencement de grandes difficultés entre lesquelles il faut citer:

1). L'endroit défavorable de ce gisement qui se trouve à la frontière du sud de notre pays, loin des centres industriels dans lesquels les minerais de manganèse sont importés.

2). L'endroit où se trouve ce minéral, est très éloigné, non seulement de notre réseau de chemins de fer, mais aussi des centres culturels. Surtout dans la Huculsczyzna, la communication est à présent plus que défavorable. Ce fin fond de la Pologne n'a point, à vrai dire, de chemins.

3). Une circonstance remarquable qui, en ce moment, em-

pêche le développement des ressources de manganèse, est sans aucun doute le prix modéré international de ce minéral.

4). Toute exploration de ces minerais, menée sur une vaste échelle, exigerait de grandes dépenses et de coûteuses investitures, pour faire marcher les mines.

C'est évident que dans les alentours du Czeremosz, on a découvert d'abondants gisements de minéral de manganèse; c'est évident que notre connaissance des richesses nationales de la République s'est augmentée de beaucoup.

Sources d'eaux minérales.

Pendant les études géologiques dans ce terrain mentionné, c'étaient néanmoins les sources d'eaux minérales que nous avons en vue. Ce sont des eaux de type de Burkut, eaux carbonatées-alcalines-salées. Outre les eaux de Burkut et de Stefulec, connues depuis longtemps, on a découvert dans la vallée de l'Albin et du Popadyniec, des sources nouvelles qui jusqu'à présent ne sont pas encore marquées dans la littérature (voir la carte).

Dans le bassin du Popadyniec, on a découvert trois sources. L'une d'entre elles (I) se trouve à droite de l'affluent du Popadyniec à une altitude de 1390 m. Elle surgit d'un petit enfoncement, dépourvu d'eau, éloigné de 3 km du lit du Popadyniec. Ses eaux jaillissent du grès gris-foncé de flysch; sa température avait le 21 juillet, à 9^h 4,5° C, pendant que la température de l'air monta à 17,5° en même temps. Cette source est peu féconde, dans une minute elle fournit envers 1 litre.

La deuxième source de ce terrain (II) jaillit à une distance de 60 m au-dessous de la première, à gauche du Popadyniec, à une altitude de 1385 m. Ses eaux coulent des schistes de flysch foncés. La source avait 5,5° C ce jour-là, c'était le 21 juillet, à 11^h heures, pendant que la température de l'air monta à 24° de C, en même temps. L'abondance en eau est la même comme dans la première source.

La troisième source (III) dans le vallon mentionné du Popadyniec jaillit du côté gauche du Popadyniec à une altitude de 1340 m, pareillement des couches de flysch. La température de l'eau, mesurée le 26 juillet à 13 heures, était 7° de C, pendant que la température de l'air était 24° C. La source

donne envers 0.7 litre d'eau dans la minute. Il faut remarquer que des bulles de CO₂ jaillissent sans interruption des eaux de cette source.

Dans le bassin de l'Albin, on a découvert des eaux minérales, et cela dans la vallée de l'affluent droit de ce fleuve, à une altitude de 1320 m. Cet affluent coule entre une hauteur de 1471 et le sommet de Popadja. La source jaillit du grès foncé de flysch. La température de l'eau, mesurée le 30 juillet à 11 heures, était de 7° C, celle de l'air en même temps de 19° C. Cette source fournit 0.5 litre d'eau dans la minute. Dès la source, en descendant l'Albin, on a rencontré encore 8 endroits où jaillissait l'eau de Burkut.

La source minérale près de „Stefulec“ se trouve sur la rive gauche du Czarny Czeremosz, plus ou moins au milieu entre l'embouchure de l'Albin dans le Popadyniec (IV). Les eaux de cette source s'écoulent d'une altitude de 1080 m du grès foncé de flysch. La température de la source était 4,2° C, le 30 juillet, à 15 heures, celle de l'air en même temps 20° C. Cette source donne 3.5 litres dans la minute.

On en a exécuté 3 analyses avec les eaux du Popadyniec et 1 avec celles du Stefulec.

Voilà les résultats des analyses, exécutées par Dr. W. Wawryk: voir page 349.

Ce n'est pas possible d'en tirer beaucoup de conclusions. Mais ce qui y est remarquable c'est que nous y trouvons, pour ainsi dire, deux types d'eaux, après avoir considéré l'analyse de Burkut, source principale, exécutée en 1910 („Wierchy“, R. X. 1932). Burkut et Stefulec ont des eaux semblables, quant à leur quantité de carbonate de chaux, de chlorure de sodium et de bicarbonate de sodium, près de quoi le contenu de chlorure de sodium et de bicarbonate y est plus grand par rapport aux eaux du Popadyniec. Les sources de ce fleuve se font marquer par beaucoup de carbonate de chaux, par peu de chlorure de sodium et de bicarbonate de sodium. La différence du contenu chimique de ces deux groupes s'explique par le caractère variable des roches des alentours. Autrement dit, dans les eaux de Burkut et de Stefulec se fait marquer l'influence du flysch, mais dans les eaux du Popadyniec le voisinage des roches cristallines et calcaires. (voir la carte géologique).

Autour de la source de Stefulec s'étend une croûte d'une texture spongieuse, de couleur ferrugineuse. C'est une roche cassante, contenant beaucoup de composants végétaux, des morceaux du flysch environnant, çà et là de petits grains de sable.

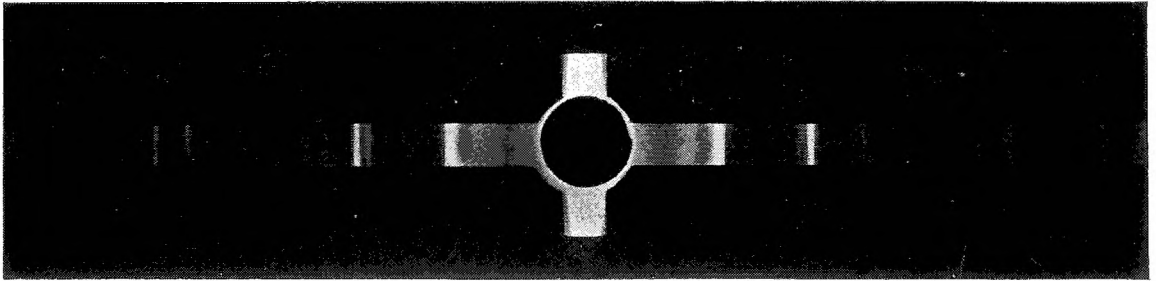
Dans les préparations microscopiques de cette roche, il n'y a rien de remarquable. De petits cristaux de calcite y prédominent, sans accolements maclés, régulièrement mêlés de limonites brunes. Le dernier composant se montre aussi indépendant dans les agrégats isolés. Entre les composants aléogéniques, il faut constater la présence des feldspaths.

L'analyse chimique de la croûte, exécutée par M. Kampioni, se représente suivamment (voir la page 350).

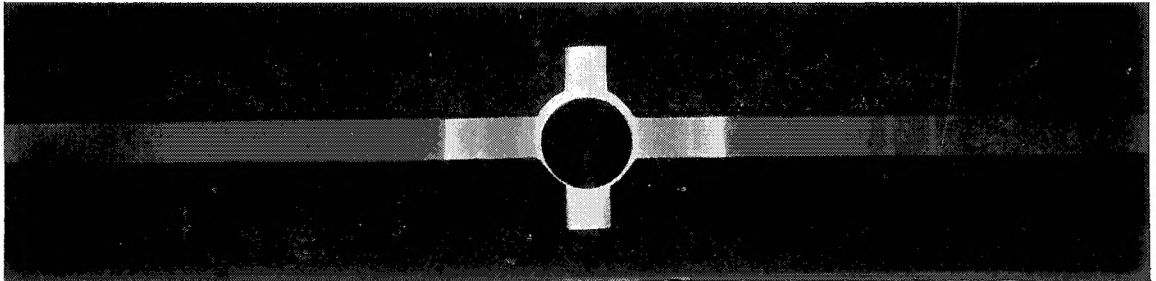
On peut donc conclure de ces calculs, touchant les proportions moléculaires que le matériel analysé se compose principalement suivamment (en pourcents moléculaires):

CaCO_3 80,1; MgCO_3 0,9; $2\text{Fe}_2\text{O}_3$ 3; H_2O 11,93.

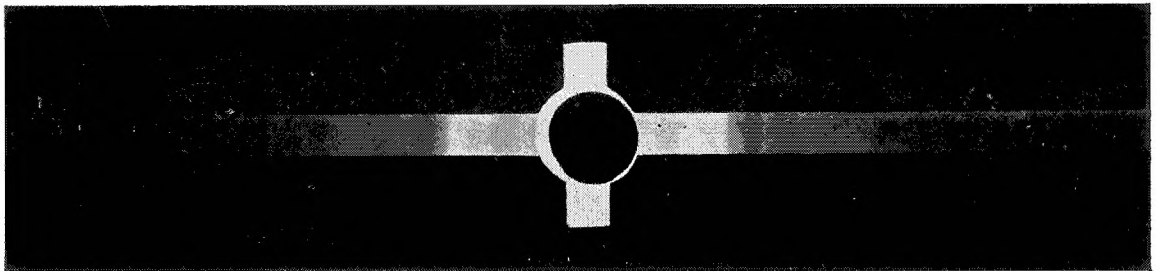
La roche analysée est donc une croûte calcaréo-ferrique.



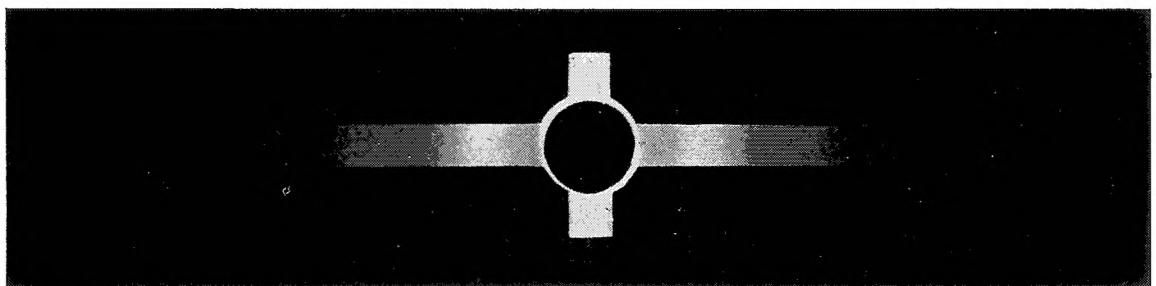
1



2



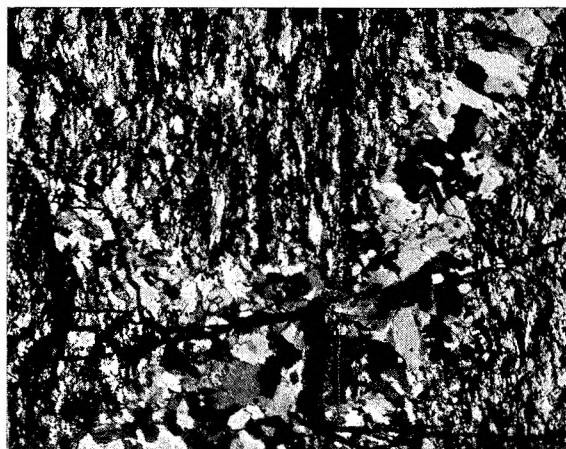
3



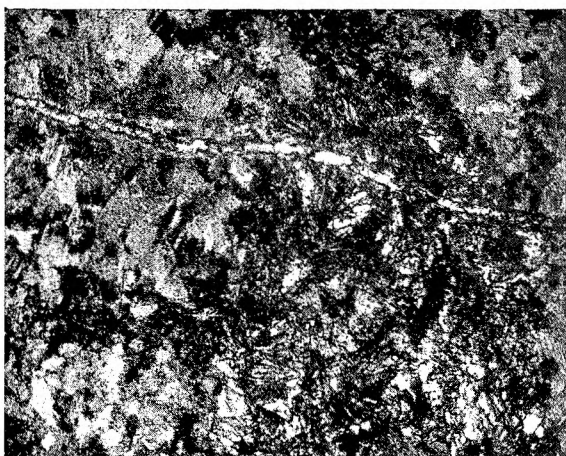
4



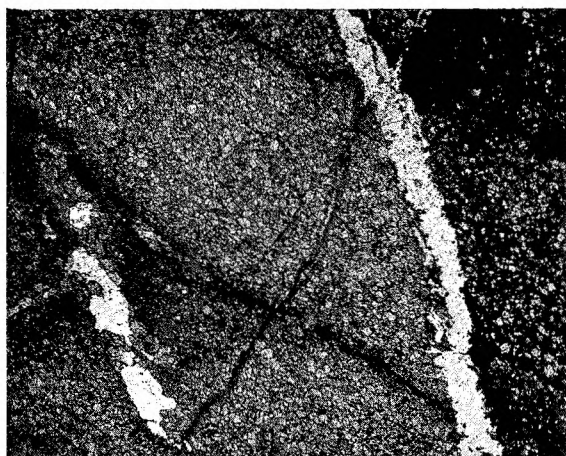
1



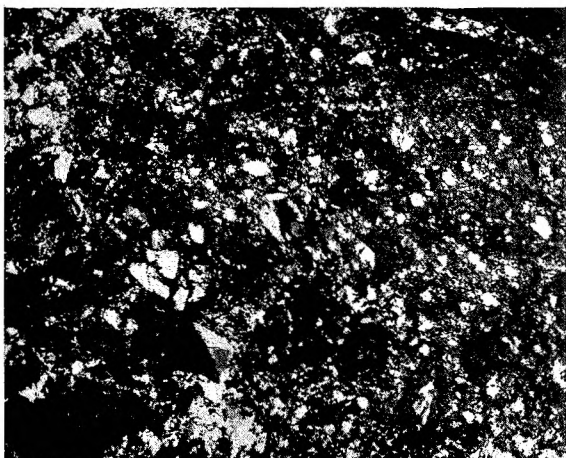
2



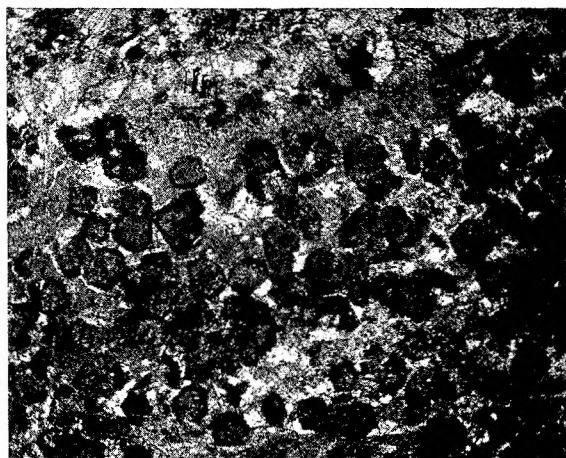
3



4



5



6

EXPLICATIONS DES TABLES.

Table IX.

Röntgenogrammes de graphite (1. graphite de Ceylon, 2. graphite Styrien, 3. graphite de Czywczyn, 4. anthracite).

Table X.

Phot. 1. Veines quartzieuses à dialogite dans le minéral carbonaté.
Lum. ordinaire.

Phot. 2. Schiste quartzitique de la couverture du gisement de manganèse.
Commencement de la silification. Nic. crois.

Phot. 3. Diaphtorite de rhodonite. Nic. crois.

Phot. 4. Veines quartzieuses et veines d'oxydes de manganèse dans la masse de dialogite à petits grains. Lum. ordinaire.

Phot. 5. Diaphtorite quartzieux de la couverture du gisement de manganèse. Lum. ordinaire.

Phot. 6. Porphyroblastes de grenat dans le dialogite. Nic. crois.
