

Wiesław HEFLIK, Konrad KONIOR

POZYCJA PETROLOGICZNA I GEOLOGICZNA GRANITU Z BUGAJA

(tabl. I—III i 2 fig.)

Petrologic and Geologic Position of the Bugaj Granite

(Pl. I—II and 2 Figs.)

TREŚĆ: Przeprowadzone ostatnio badania granitu z Bugaja koło Kalwarii Zebrzydowskiej wykazały, że nie jest to granit pochodzenia magmowego, lecz granitoid metamorficzno-metasomatyczny, podobnie jak granitoidy z poddewońskiego podłoża obszaru Cieszyn-Rzeszotary oraz granitoidy Tatr. W świetle obecnego rozpoznania geologicznego i wiertniczego nagromadzenie bloków i głazów granitowych w Bugaju ma charakter porwaków tektonicznych wyrwanych z podfliszowego podłoża przez nasuwającą się płaszczowinę podślaską i przewleczonych do obecnego położenia.

WSTĘP

Bloki granitowe występujące wzdłuż koryta spływającego od zachodu dopływu potoku Cedron na terenie miejscowości Bugaj koło Kalwarii Zebrzydowskiej (fig. 1) znane były od wielu dziesiątków lat. Szczególną uwagę jednak zwraca jeszcze obecnie istniejący olbrzymi blok granitowy o objętości kilkudziesięciu metrów sześciennych, odsłaniający się u podstawy stromego wzgórza podciętego przez potoczek. Szczegółowe badania petrograficzne granitu z Bugaja oraz krystalicznych i metamorficznych bloków i głazów prakarpackich okolic Lanckorony, Zarzyc Wielkich, Izdebnika i Sułkowic, a także innych znanych wówczas wystąpień w obrębie tzw. grupy średniej, magurskiej i pienińskiej przeprowadził S. K r e u t z (in J. N o w a k, 1927). Badania te miały — w nawiązaniu do bloków i otoczków prakarpackich skał osadowych występujących w utworach fliszowych różnych jednostek tektonicznych Karpat — istotne znaczenie w związku z próbą rekonstrukcji budowy Prakarpat przeprowadzonej z genialną intuicją przez J. N o w a k a (1927).

Na temat pochodzenia „egzotyków” karpackich S. K r e u t z (in J. N o w a k, 1927) między innymi zauważył, że w materiale piaskowców fliszowych znajdują się te same elementy mineralne co w bryłach i głazach „egzotycznych”, które zatem nie są „obce” otoczeniu.

Przy opisywaniu miejsca występowania i rozmiarów bloków granitowych na terenie Bugaja S. K r e u t z (1928) zwrócił uwagę na ich nieregularne kontury, ale często o zaokrąglonych krawędziach.

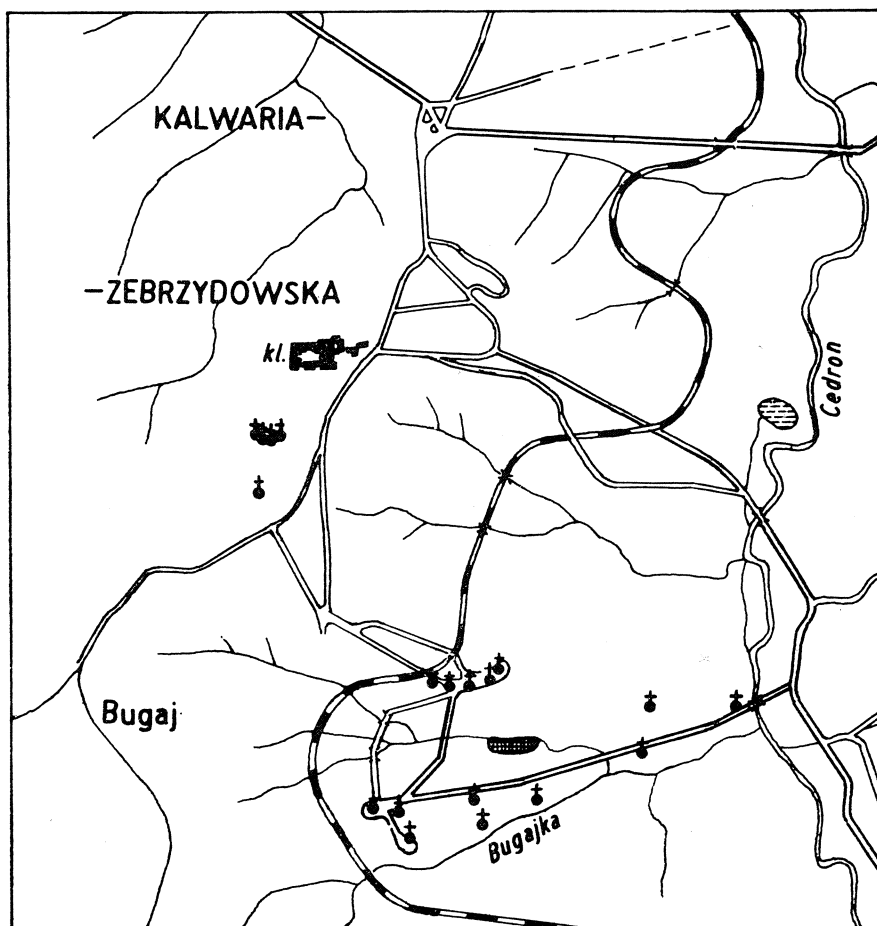


Fig. 1. Szkic sytuacyjny miejsca występowania porwaków i bloków granitowych w Bugaju. 1 — porwaki i bloki granitowe

Fig. 1. Sketch of occurrence of detached granite blocks at Bugaj. 1 — granite blocks

Późniejsze prace zajmujące się zagadnieniem „egzotyków” karpackich M. Książkiewicza (1931) i K. Koniora (1938) wzbogaciły ich listę przedstawioną przez J. Nowaka (1927) i S. Kreutza (1928), umożliwiając ogólne przedstawienie inwentarza i budowy łańcuchów prakarpackich. Prawidłowość wniosków wyciągniętych przy tej okazji przez M. Książkiewicza (1931) i K. Koniora (1938) została potwierdzona w dużej mierze przez wyniki głębokich wierceń Przemysłu Naftowego.

Gdy chodzi o utwory metamorficzno-krystaliczne K. Konior (1938) w oparciu o wyniki okolicznościowych badań petrograficznych A. Gawła starał się ustalić profil tych utworów, dochodząc do wniosku, że: „Łańcuchy prakarpackie były zbudowane z pokrywy osadowej, występującej specjalnie w rejonach synklinorialnych, a złożonej z dewonu, zaś na północy i karbonu oraz wapieni górnajurajskich, pod którą występowała grupa metamorficzna z gnejsami u podstawy. Ich trzony stanowiły granity typu bugajskiego przypominające granity sudeckie. Podobny zespół prakarpackich typów petrograficznych ustalił dla obszaru arkusza wadowickiego M. Książkiewicz (1931) z wyjątkiem spągowych granitów typu bugajskiego, których dokładne określenie na podstawie analizy optycznej zawdzięczam drowi A. Gawłowi”. „Na uwagę zasługują” (K. Konior 1938) „zbite, prawdopodobnie paleozoiczne wapienie, lidyty” (sylur, przyp. K. K.) „skały metamorficzne w postaci kwarcytów metamorficznych, a przede wszystkim granity biotytowe odpowiadające formie aplitowej granitu bugajskiego, wreszcie granity ortoklazowo-oligoklazowe, przedstawiające typ granitów geologicznie starych. W wyższych poziomach piaskowca godulskiego materiał grubszy pochodzi przeważnie ze zniszczonych granitów i gnejsów”.

Przytoczone poglądy K. Koniora (1938) potrzebne są dla odpowiedniego naświetlenia celów przeprowadzonych obecnie badań granitu z Bugaja w świetle udoskonalonych w ciągu nieledwie pięćdziesięciu lat od pracy S. Kreutza (1928) metod badawczych, jak również wzbogaconych poglądów na genezę i warunki powstawania różnych skał krystalicznych.

Przeprowadzone przez Przemysł Naftowy głębokie wiercenia, które osiągnęły metamorficzno-krystaliczne podłoże, były omówione w szeregu publikacji (K. Konior, A. Tokarski, 1957, 1959; W. Heflik, K. Konior, 1965, 1967a, b, 1970, 1971, 1972, 1974a, b; K. Konior, 1965, 1966a, b, 1968, 1969, 1970, 1971, 1973, 1974).

Wyniki prac na temat pochodzenia utworów metamorficznych badanego obszaru (W. Heflik, K. Konior, 1971, 1974a) wskazują z jednej strony na związek ich z utworami prekambriu przedgórze, przez których metamorfozę powstały, z drugiej zaś strony na podobieństwo petrogenetyczne do skał krystalicznych wyspy Goryczkowej Tatr (W. Heflik, K. Konior, 1974b) szczegółowo opracowanymi przez J. Burcharta (1970). Ten ostatni взгляд skłonił do przypomnienia zagadnienia tak zwanego granitu z Bugaja i do poddania tej skały ponownym dokładnym badaniom petrograficznym. Konieczność ich przeprowadzenia dodatkowo uzasadnia podobieństwo granitu z Bugaja do granitów tatrzańskich zaobserwowane przez E. Tietzego (1887) i W. Szajnochę (1921).

BADANIA PETROGRAFICZNE

Występujący w miejscowości Bugaj koło Kalwarii granit, pomimo to że od dawna był przedmiotem licznych zainteresowań, nie został jednak do chwili obecnej szerzej i gruntowniej i w sposób nowoczesny opracowany. Najwięcej informacji o tej skale dostarczył S. Kreutz (in J. Nowak 1927, 1928). Uznał on, że jest to granit biotytowy, powstały w wyniku naturalnego procesu magmowego, stojący pod względem składu chemicznego pomiędzy granitem wołyńskim a sudeckim.

W wyniku szczegółowych badań mikroskopowych, wykonanych na próbkach tej skały, zebranych wspólnie w roku 1971 stwierdzić można, że dominującymi składnikami tej skały są skalenie, kwarc i biotyt. Podrzednie występują minerały akcesoryczne takie, jak apatyt, syrykon, tytanit oraz produkty wtórnych przeobrażeń skał: kalcyt i serycyt.

Struktura tej skały jest porfiro-glomero-lepidoblastyczna. Tekstura w przewodzie nie uporządkowana, z licznymi objawami tekstury warstwowej. Wśród skał występują zarówno odmiany sodowo-wapniowe jak też i potasowe. Przeważającymi są odmiany sodowo-wapniowe o przeciętnej zawartości około 20% An. Są to minerały wykształcone w postaci megakryształów, nadające strukturze charakter porfirowaty. W większości wykształcone są w postaci osobników dużych, o charakterze idiomorficznym. Prawie wszystkie objęte są dość intensywnym przeobrażeniem. Uległy głównie serycytyzacji i częściowo karbonatyzacji. Rozmieszczenie serycytu w obrębie tych minerałów jest strefowe, co podkreśla również pierwotną strefową budowę tych minerałów i sukcesję ich wzrostu. W wyniku badań optycznych w strefach świeżych skał stwierdzono, że ich części centralne w porównaniu ze strefami zewnętrznymi są uboższe w cząsteczkę anortytową. Minerały te wykazują więc odwrotną zonalność w porównaniu z kryształami plagioklazów tworzących się w wyniku krystalizacji z roztworów bądź też podczas nie zakłóconego stygnięcia magmy.

Na temat plagioklazów tworzących się w procesie metamorficznym wypowiadało się wielu uczonych. Pierwszym z nich był F. Becke (1913), który opisał plagioklasy o budowie strefowej, o zonalności odwrotnej. Równocześnie zwrócił on uwagę na zależność podwyższenia zasadowości plagioklazów wraz ze wzrostem stopnia metamorfizmu. Zależność tę potwierdzili m. in. W. S. Sobolew (1938), N. D. Czattierzi (1966) i in.

Przy interpretacji warunków tworzenia się plagioklazów należy jednak być bardzo ostrożnym. Podobnie należy się również odnieść do plagioklazów występujących w granicie z Bugaja. Niektóre z nich posiadają wokół siebie różnej szerokości obwódki regeneracyjne, których charakter optyczny wskazuje, że są one stosunkowo ubogie w cząsteczkę anortytową i odpowiadają prawie czystemu albitowi. W związku z tym mamy

tutaj również do czynienia z prostą i odwrotną zonalnością tych minerałów. Jest to wynik złożoności warunków ich tworzenia się. Zewnętrzne strefy badanych plagioklazów w porównaniu z częściami centralnymi są lepiej zachowane (są mniej zserycytizowane). Większość plagioklazów w granicie z Bugaja wykazuje liczne relikty mineralne. Należą do nich głównie kwarc i apatyt. Kwarc odznacza się zarysami kulistymi i prostym ściemnianiem światła (tabl. I, fig. 1). Rzadziej spotykane są osobniki o kształtach nieregularnych, często zatokowatych, haczykowatych, itp.

Skalenie potasowe reprezentowane są wyłącznie przez mikroklin (tabl. I, fig. 2). W porównaniu z plagioklazami odznaczają się całkowitą świeżością. Większość z nich ujawnia kratkową budowę bliźniaczą oraz krypto- i mikropertytyzację infiltracyjną. Poprzecinane są różnej grubości żyłkami albitowymi. Charakterystyczną cechą skaleni potasowych opisywanych skał jest występowanie w ich wnętrzu licznych reliktyw mineralnych, silnie zserycytizowanych i zaokrąglonych ziarn plagioklazów i zaokrąglonych ziarn kwarcu o prostym ściemnianiu światła. Zasługuje również na uwagę, że na granicy skaleni potasowych z plagioklazami występują dość często mikro- i krypto-myrmekity (tabl. II, fig. 3). Ze względu na ksenomorficzny charakter skaleni potasowych, a przede wszystkim wypełnianie przez nie przestrzeni międzyziarnowych, często o charakterze zatokowatym, sądzić można, że powstawały one jako jeden z późniejszych, wobec pozostałych składników mineralnych. Obejmują swą masą inne minerały np. plagioklaz, kwarc, czasem biotyt, w licznych miejscach tworząc kumuloblasty.

Kwarc jako jeden z głównych składników badanych skał występuje w dwóch formach; drobnych reliktyw mineralnych i dużych agregatów tworzących glomeroblasty (tabl. II, fig. 4). Pierwsza z wymienionych występuje w ilościach podrzędnych, druga natomiast jest składnikiem dominującym. We wszystkich przypadkach jest to minerał o wykształceniu ksenomorficznym. Niekiedy posiada budowę mozaikową. Na niektórych z nich dostrzegalne są strefy wzrostu, powstałe w wyniku rekrystalizacji w procesie metamorfizmu. Kwarc występuje również w myrmekitach, które powstały w procesie regeneracji plagioklazów kosztem mikroklinu, po głównej fazie feldspatyzacji potasowej. Pozycja myrmekitów wskazuje, że albityzacja zaznaczona wokół plagioklazów była ostatnim etapem skałotwórczym. Procesy te odbywały się w fazie stałej lub co najwyżej przy współudziale roztworów.

Pozostałym głównym składnikiem mineralnym granitu z Bugaja jest biotyt; minerał wykształcony w postaci lepidoblastów. Najczęściej występuje on w przestrzeniach międzyziarnowych plagioklazów lub kwarcu w formie pojedynczych blaszek, bądź też tworzy skupienia dające postać glomeroblastów lub znacznie rzadziej kumuloblastów. We wszystkich formach występowania wykazuje biotyt wyraźne objawy deformacji kinematycznych. Pod względem optycznym odznacza się silnym pleochroiz-

mem: α — bladożółty do bezbarwnego, γ — cynamonowobrunatny. Makroskopowo jest barwy zielonkawoczarnej. Pod względem zabarwienia jak na grupę biotytu jest to minerał wyraźnie wyblakły. Odznacza się natomiast wyższą jak na biotyt dwójłomnością. Są to cechy charakterystyczne dla biotytów tworzących się w warunkach przeobrażeń charakterystycznych dla stref mezo- i kata-metamorfizmu. Większość blaszek tego minerału obfituje we wrostki, do których należą przede wszystkim cyrkon, apatyt i kwarc. Są to minerały o wyraźnych cechach reliktowych, zwłaszcza w odniesieniu do kwarcu i apatytu. Wokół ziarn cyrkonu zauważa się obecność charakterystycznych obwódek pleochroicznych.

Tabela 1

Skład mineralny granitu z Bugaja, granitoidów z poddewońskiego podłoża Karpat /otwory wiertnicze Kęty 7, 8 i 9/ oraz granitoidów tatrzańskich w % objętościowych

Składnik	Bugaj	Kęty 7	Kęty 8	Kęty 9	Koszysta	Dol. 5-ciu Stawów
Kwarc	24	34	29	34	22.3	30
Oligoklaz	44	45.5	58	45	36.9	42
K-skaleń	22	11.2	9	10	32.1	15
Biotyt	8	5.8	1	5	3.0	8
Muskowit	0.5	0.5	2	3.5	5.7	5
Cyrkon	0.5	poj.z.	poj.z.	poj.z.	-	0.5
Chloryt	-	1.5	1	0.5	-	-
Kalcyt	0.5	1.5	-	1.5	-	0.5
Magnetyt	-	-	-	-	-	-
Apatyt	0.5	poj.z.	poj.z.	0.2	-	-
Turmalin	poj.z.	-	-	-	-	-

Zasługuje na uwagę, że w towarzystwie biotytu występuje również grubokrystaliczny kalcyt. Przypuszczać można, że jest to produkt przekryształizowania pierwotnej substancji węglanowej, która występując wspólnie z minerałami ilastymi uległa w procesie metamorfizmu przekryształizowaniu i przeszła w składnik krystaliczny. Inną pozycję zajmuje turmalin, który sporadycznie występuje w sąsiedztwie biotytu. Sądzić można, że jest to produkt przemiany biotytu, który przy współudziale boru ma tendencję przechodzenia w turmalin. Granat ma charakter detrytyczny.

Skład mineralny granitu z Bugaja przedstawiony jest w tabeli 1. Podobny skład dla granitu z Bugaja wyliczony na podstawie analizy chemicznej podaje S. K r e u t z (1928). Dla celów porównawczych w tabeli 1 zamieszczono również skład mineralny granitoidów nawierconych w poddewońskim podłożu w okolicach Kęt (W. H e f l i k, K. K o n i o r, 1970), granitów tatrzańskich z Koszystej (J. B u r c h a r t, 1970) i z Doliny Pięciu Stawów Polskich.

Uwzględnienie w tym porównaniu składu mineralnego granitu z Bugaja, granitów tatrzańskich z Koszystej i z Doliny Pięciu Stawów Polskich oraz granitoidów z poddewońskiego podłoża z okolic Kęt podyktowane jest głównie zbliżonymi cechami strukturalnymi tych skał. Pomiędzy natomiast w tym porównaniu granity z Tatr Zachodnich i granitoidy z Wyspy Goryczkowej, co do których wiadome jest, że pod wieloma względami są do siebie podobne. W ogólnych zarysach natomiast (choć mają wiele wspólnych cech petrogenetycznych) różnią się one od wyżej wymienionych. Nie wiemy również dotychczas, jaka jest pozycja genetyczna granitu z Bugaja w stosunku do granitoidów tatrzańskich.

W tej sytuacji pomimo kontrowersyjnych poglądów na warunki tworzenia się większości skał granitoidowych Tatr, uwzględnienie w porównaniu granitu z Bugaja z granitami tatrzańskimi z Koszystej i z Doliny Pięciu Stawów Polskich oraz z granitoidami z poddewońskiego podłoża z obszaru Cieszyn-Kraków jest uzasadnione. Autorzy zdają sobie sprawę z dużej złożoności opracowywanego problemu i liczą się z tym, że dalsze prace prowadzone w tym kierunku będą mogły jeszcze bardziej go uściślić.

WNIOSKI PETROGENETYCZNE

Charakterystyczną cechą granitu z Bugaja są: porfiro-glomeroblastyczna struktura, szczątkowo zachowana tekstura warstwowa oraz liczne relikty mineralne, w których skład wchodzi: kwarc, apatyt, cyrkon i plagioklaz. Z powyższych cech, jak również z ogólnego wykształcenia tej skały wynika, że granit z Bugaja należy do granitoidów metamorficzno-metasomatycznych. Stwierdzenie to pozostaje w pewnej sprzeczności z wynikami badań S. K r e u t z a (1928). Dotyczy to wyłącznie genezy. S. K r e u t z (1928) uważał, że granit z Bugaja jest skałą pochodzenia magmowego. Obecnie wiadome jest, chociażby z pracy K. S m u l i k o w s k i e g o (1958), że granity mogą powstawać na różnych drogach, nie tylko z magmy, ale również i co zresztą częściej ma miejsce w wyniku procesów metamorficznych, przy współudziale zjawisk metasomatycznych.

Reinterpretując w takim świetle bardzo precyzyjne wyniki badań granitu z Bugaja uzyskane przez S. K r e u t z a (1928) stwierdzić należy,

że pod względem formalnym i merytorycznym uzasadniają one w pewnym zakresie przyjęcie przez autorów odrębnej koncepcji co do warunków jego tworzenia się, tzn. w wyniku procesów metamorficzno-metasomatycznych.

Porównując opisywane skały z Bugaja z utworami krystalicznymi Tatr, należy zaznaczyć, że — jak podaje J. Burchart (1970) — „granity w Tatrach Wysokich nie są skałami pierwotnymi, lecz produktami granityzacji diorytów kwarcowych. Zatopione w nich skały obce należą do rzadkości...” „miejscami natomiast np. na Kościelcu znaleźć można drobne, kilku, a co najwyżej kilkunastocentymetrowej średnicy enklawy różnych gnejsów i łupków”.

Z powyższego cytatu wynika, że granitoidy Tatr Wysokich nie należą do utworów pierwotnych. Uwzględniając ich skład mineralny i chemiczny oraz cechy strukturalne i teksturalne stwierdzić należy, że są to niewątpliwie skały, które przechodziły w swej ewolucji wieloetapowy i stosunkowo bardzo wysoki stopień granityzacji. Trudno jest na obecnym stanie ich rozpoznania dokładnie określić, w jaki sposób przebiegała tu granityzacja. Być może pewną rolę odegrała przy tym magma, która oddziałując na większy kompleks skalny pochodzenia suprakrustalnego w różnym stopniu zmetamorfizowany i metasomatycznie przerobiony doprowadziła do intensywnej ich granityzacji. W związku z tym nie można w tym wypadku wykluczyć tworzenia się granitów Tatr Wysokich w sposób zbliżony do granitoidów anatektycznych (K. Smulikowski, 1958). To samo zresztą można również odnieść do granitów z Bugaja. Jest jednak bezsprzecznym faktem, że granit z Bugaja, granitoidy Trzonu Krystalicznego Tatr oraz granitoidy napotkane wierceniami w okolicach Kęt wykazują zdecydowanie wyższy stopień granityzacji niż to ma miejsce w granitoidach z Wyspy Goryczkowej i Tatr Zachodnich. Ponadto we wszystkich wymienionych typach skał dostrzega się, że proces granityzacji przebiegał w nich z różnym stopniem natężenia, nieco inaczej jest zaakcentowany i oddziaływał wieloetapowo i w różnych okresach czasu.

Na tle przedstawionych badań granit z Bugaja zajmuje dość osobliwą pozycję. Ze składu mineralnego (tab. 1) wynika, że nie można go całkowicie przyrównać do żadnych z przytoczonych w tabeli skał. W stosunku do granitoidów napotkanych w poddewońskim podłożu obszaru Bielsko-Andrychów (W. Heflik, K. Konior, 1970, 1974) odznacza się zdecydowanie wyższą zawartością skalenia potasowego (mikroklinu) i biotyту oraz nieco niższą zawartością kwarcu. Częściowo podobny jest do granodiorytów Koszystej (J. Burchart, 1970) i granitów z Doliny Pięciu Stawów. Pod względem strukturalnym granit z Bugaja wykazuje duże podobieństwo do granitoidów nawierconych w otworach Kęty 7, Kęty 8 i Kęty 9. W jednych i drugich mamy do czynienia ze strukturą porfiro-glomeroblastyczną, przy czym silniej ten typ struktury zaznaczony jest w granitoidach z podłoża obszaru Bielsko-Andrychów. W granodiorytach Koszystej

i Doliny Pięciu Stawów objawy tej struktury wyraźnie zacierają się. Struktury te są charakterystyczne dla granitoidów powstałych w wyniku granityzacji kompleksów metamorficznych przy współdziale zjawisk metasomatycznych (W. Heflik, K. Konior, 1970). Inną wspólną cechą dla tych skał są relikty mineralne, reprezentowane najczęściej przez kwarc izometrycznie zaokrąglony, apatyt, cyrkon i plagioklaz. Najwięcej tych reliktyw obserwowano w granitach z Bugaja oraz w granitoidach z Wyspy Goryczkowej w Tatrach. Na obecność dużej ilości reliktyw mineralnych w skałach krystalicznych w Wyspie Goryczkowej w Tatrach zwrócił uwagę J. Burchart (1970) oraz W. Heflik, K. Konior (1974). Dzięki reliktom mineralnym i cechom strukturalnym W. Heflik i K. Konior (1974) dopatrzyli się podobieństwa utworów metamorficznych z podłoża obszaru Cieszyn — Rzeszotary ze skałami metamorficznymi Wyspy Goryczkowej. Skoro istnieją pewne analogie granitu z Bugaja z utworami granitoidowymi nawierconymi w okolicach Kęt i częściowo z Koszystej i z Doliny Pięciu Stawów, wobec tego wszystkie typy granitoidów tatrzańskich, granit z Bugaja i granitoidy z podłoża obszaru Cieszyn — Rzeszotary należą do wspólnej rodziny petrogenetycznej. Są one mianowicie granitoidami, które tworzyły się przy współdziale procesów przede wszystkim metamorficzno-metasomatycznych.

Zgodnie z wywodami odnoszącymi się do skał tatrzańskich J. Burcharta (1970) granit z Bugaja znajdował się pod działaniem fali metasomozy potasowej, wyrażonej przez granityzację. Stąd stosunkowo wysoka zawartość w nim skalenia potasowego, dość często wykształconego w postaci megakryształów.

Przedstawione fakty i rozważania wskazują, że granit z Bugaja i granitoidy Tatr oraz granitoidy z poddewońskiego podłoża z obszaru Cieszyn-Rzeszotary należą do granitoidów metamorficzno-metasomatycznych. Nieznaczna odrębność granitoidu z Bugaja spowodowana jest innym pierwotnym miejscem jego występowania oraz nieco odrębnymi warunkami jego metamorfizacji i granityzacji, a wreszcie odmiennością pierwotnego składu osadu, z którego powstał wskutek metamorfizacji i procesów metasomatycznych.

Wobec powyższych rozważań granitoid z Bugaja można uważać za utwór należący do jednego z ogniw rozległej i zróżnicowanej w swym charakterze tatrzańskiej serii granitoidowej i utworów metamorficznych podłoża obszaru Cieszyn-Rzeszotary, których genetycznego związku dopatrzyli się W. Heflik i K. Konior (1974). Podsumowanie to jeszcze raz potwierdza przypuszczenie J. Burcharta (1970), że „jeżeli na niektórych obszarach obserwacji dostępny jest tylko jeden typ genetyczny granitoidu, to zapewne tylko dlatego, że inne ogniwia serii uległy zniszczeniu bądź też ukryte są w głębi”.

POZYCJA GEOLOGICZNA GRANITOIDU Z BUGAJA

Przeprowadzone badania petrograficzne tzw. granitu z Bugaja wskazują, że jest to według współcześnie stosowanych kryteriów granitoid metamorficzno-metasomatyczny, podobnie jak granitoidy z poddewońskiego podłoża obszaru Cieszyn-Rzeszotary i granitoidy Tatr. W ten sposób prowadzone od lat badania utworów metamorficznych napotkanych w głębokich otworach wiertniczych (K. Konior, A. Tokarski, 1957, 1959, W. Heflik, K. Konior, 1965, 1967 a, b, 1970, 1971, 1972, 1974 a, b,) doprowadziły do zaliczenia pozornie zupełnie różnorodnych genetycznie skał do wspólnej rodziny petrogenetycznej.

Obecnie wyjaśnić należy pozycję geologiczną granitoidu z Bugaja. Utwory metamorficzno-krystalicznego podłoża napotkano w wierceniach, a więc w miejscach ich występowania. Również pozycję granitoidów tatrzańskich uznać można w pewnej mierze za ustaloną. Odmienne przedstawia się sprawa z granitoidem z Bugaja występującym w charakterze porwaka w obrębie nasuniętych z południa warstw fliszowych.

Już W. Petrascheck (1909) pisząc o blokach skał krystalicznych i osadowych w Bachowicach stwierdził ich allochtoniczny charakter.

Gdy chodzi o nagromadzenie bloków granitoidowych w Bugaju brak odsłoneń i przykrycie przez gliny zwietrzelinowe uniemożliwia obecnie — bez przeprowadzenia robót ziemnych — ostateczne ustalenie otoczenia tych bloków. Pod tym względem panowały rozbieżne poglądy. Zdaniem E. Dunikowskiego (1885) bloki granitu w Bugaju występują wśród piaskowców ciężkowickich, natomiast według E. Tietzego (1887), W. Szajnochy (1921) i M. Książkiewicza (1951) wśród czarnych łupków warstw wierzowskich. W pierwszym wypadku, wspomnianym również przez S. Kreutza (1928), można by było wiązać bloki granitoidowe z Bugaja z płaszczowiną podśląską, podczas gdy w drugim ze spagową częścią płaszczowiny godulskiej. Sądząc po analogii z Bachowicami, Tłuczanią, a przede wszystkim ze skałkami andrychowskimi występującymi w spagu płaszczowiny godulskiej, a już wśród utworów płaszczowiny podśląskiej (M. Książkiewicz, 1935 a, b, 1951) przyjąć można podobną pozycję bloków granitoidowych w Bugaju.

Występowanie otoczków skał prakarpackich — jak to wykazały prace M. Książkiewicza (1931) i K. Koniora (1938) — związane są głównie z seriami gruboklastycznymi. Otoczaki ze zlepieńców warstw istebniańskich zostały wyczerpująco omówione w pracy M. Książkiewicza (1931). K. Konior (1938) natomiast opisał otoczaki materiału prakarpackiego z wszystkich poziomów stratygraficznych wchodzących w skład trzech głównych zewnętrznych jednostek tektonicznych występujących w obszarze arkusza Bielsko-Biała, a mianowicie fliszu zewnętrznego, obecnie płaszczowiny podśląskiej (K. Konior, 1959), płaszczowiny

cieszyńskiej i godulskiej. Płytki cienkie z otoczków prakarpackich poszczególnych jednostek zbadane zostały przez A. G a w ł a.

Odmienne kształtują się warunki występowania „otoczków” i bloków skał prakarpackich w obrębie płaszczowiny podśląskiej. Drobne otoczki występują w zlepieńcowatych piaskowcach ciężkowickich tej jednostki. Największe jednak nagromadzenia materiału prakarpackiego o różnych, czasem nawet wielkich rozmiarach występują wśród łupkowych w przewodzie, przemieszanych i zazwyczaj silnie tektonicznie przeobrażonych warstw płaszczowiny podśląskiej (K. K o n i o r, 1959 a, b, 1960 a, b, c; A. J e d n o r o w s k a, K. K o n i o r, 1965, 1969; A. J e d n o r o w s k a i inni, 1972). Występowanie otoczków, ale przeważnie co najwyżej słabo obrobionych okruchów, a nawet bloków „egzotycznych” w płaszczowinie podśląskiej nie jest związane z jakimś określonym poziomem stratygraficznym tej płaszczowiny. W Bachowicach — jak to stwierdził M. K s i ą ż k i e w i c z (1956) — materiał „egzotyczny” występuje w „nadkładzie margli senońskich”, natomiast w podłożu skałek andrychowskich stwierdzono warstwy oligocenu, eocenu, paleocenu i kredy (M. K s i ą ż k i e w i c z, J. L i s z k o w a 1972). Przy tej okazji przypomnieć należy, że występowanie oligocenu w płaszczowinie podśląskiej zostało stwierdzone mikropaleontologicznie po raz pierwszy już w roku 1965 w profilu otworu wiertniczego Ustroń 1 (A. J e d n o r o w s k a, K. K o n i o r 1965), a później w otworze Cieszyn 10 (A. J e d n o r o w s k a, K. K o n i o r, 1969).

Odłamki skał prakarpackich w utworach płaszczowiny podśląskiej w tektonicznie przemieszanych iłołupkach, łupkach marglistych i mułowcach napotkano w całym szeregu głębokich wierceń obszaru Cieszyn-Andrychów. W otworze Cieszyn 10 nawiercono na głębokości 591,7—591,8 m „odłamki wapieni ciemnoszarych marglistych z żyłkami białego kalcytu nasiąkniętych ciemnobrunatną, prawie czarną ropą naftową”, a w głębokości 596,6—596,7 m „wapień ziarnisty stalowoszary (egzotyk — K. K o n i o r 1960). Badania mikropaleontologiczne A. J e d n o r o w s k i e j wykazały, że wyższy z tych „egzotyków” wystąpił na kontakcie iłołupków dolnooligocenских z przemieszanymi łupkami górnego senonu i paleocenu, a niższy w tektonicznie przemieszanych iłołupkach reprezentujących szeroki interwał wiekowy od dolnej kredy po oligocen włącznie (A. J e d n o r o w s k a, K. K o n i o r, 1969).

Przy obserwacji rdzeni z wierceń odnosi się wrażenie, iż napotkane odłamki i bloki materiału prakarpackiego mają związek z formowaniem się i nasuwaniem płaszczowiny podśląskiej, a pochodzą ze starszego podłoża, po którym przesuwiała się ta płaszczowina w pierwszym etapie swego powstawania podczas fazy sawskiej, a więc kawałki i bloki skał prakarpackich wśród mocno tektonicznie przeobrażonych i przemieszanych różnowiekowych łupkowych utworów płaszczowiny podśląskiej ma-

ją najprawdopodobniej charakter porwaków tektonicznych różnej wielkości. Taki sam charakter posiada materiał prakarpacki skałek andrychowskich, Bachowic i nagromadzenie bloków granitoidowych w Bugaju.

Jak z przedstawionych faktów i rozważań wynika, bloki i bryły materiału prakarpackiego o charakterze porwaków tektonicznych związane są głównie z najniższą tektoniczną jednostką brzeżnej części Karpat, a mianowicie płaszczowiną podśląską. Utwory tej płaszczowiny w pierwszym etapie „sawskim” jej formowania się miały bezpośrednią styczność z prakarpackim podłożem, po którym były one wleczone ku północy. Podczas fazy styryjskiej w wyniku rozgrywających się wydarzeń nastąpiło morfologiczne zróżnicowanie pewnych obszarów. W zaistniałym układzie stosunków i warunków doszło podczas dolnej części dolnego tortonu do osadzenia się na północ od ówczesnego brzegu płaszczowiny podśląskiej, a miejscami i w jej obrębie zlepieńców, piaskowców i okrucowców serii dębowieckiej. Seria ta zapoczątkowała opanowanie przedpola ówczesnych Karpat na zachód od Krakowa przez transgresję morską, której trwanie ograniczyło się w tym obszarze wyłącznie do dolnej części tortonu (Badenianu). Dopiero podczas górotwórczej fazy attyckiej nastąpiło ostateczne dofałdowanie się jednostek fliszowych, nasunięcie ich na miocen autochtoniczny i przesunięcie do obecnego położenia. W tym czasie doszło do lokalnego przemieszania się utworów podśląskich z zajmującymi wyższą pozycję warstwami płaszczowiny cieszyńskiej. Wielometrowe porwaki warstw cieszyńskich znalazły się wśród utworów podśląskich, natomiast gdzieś płaty utworów podśląskich znalazły się na różnych ogniwach stratygraficznych płaszczowiny cieszyńskiej, czasem wśród niej zafałdowane i zaklinowane.

Przedstawione rozważania wskazują na występowanie we fliszu karpackim dwóch rodzajów „egzotycznego” materiału prakarpackiego, a mianowicie syngenetycznego i epigenetycznego.

Fliszowe „egzotyki” „syngenetyczne” odpowiadają definicji J. Nowaka z roku 1927 (J. Nowak, 1927), a obejmują tzw. otoczaki skał prakarpackich opisywane przez M. Książkiewicza (1931) i K. Koniora (1938), występujące głównie w gruboklastycznych osadach fliszowych różnych poziomów stratygraficznych poszczególnych tektonicznych jednostek karpackich. Ponieważ do osadów tych materiał prakarpacki doprowadzony został podczas ich sedymentacji, można go uznać za „syngenetyczny”.

Fliszowe „egzotyki” „epigenetyczne” to otoczaki, kawałki, bloki i bryły materiału prakarpackiego znane prawie wyłącznie z najbardziej zewnętrznej jednostki fliszowej, jaką stanowi w obszarze na zachód od Krakowa płaszczowina podśląska. Mają one charakter porwaków tektonicznych, które dostały się do warstw tej jednostki dopiero podczas nasuwania się jej na przedpole, a więc mają charakter „epigenetyczny” w stosunku do czasu osadzania się utworów, w których obecnie się znaj-

dują. Do takich „egzotyków” epigenetycznych należą naszym zdaniem oprócz materiału w Bachowicach, skałki andrychowskie oraz nagromadzenia bloków granitoidowych w Bugaju. Wszystkie zawarte są w warstwach płaszczowiny podśląskiej.

Jeśli chodzi o pierwszy z wyróżnionych „syngenetyczny” typ materiału prakarpackiego we fliszu został on doprowadzony różnymi drogami i sposobami do danych osadów fliszowych podczas ich powstawania, najprawdopodobniej z niszczonych abrazją brzegów wysp prakarpackich.

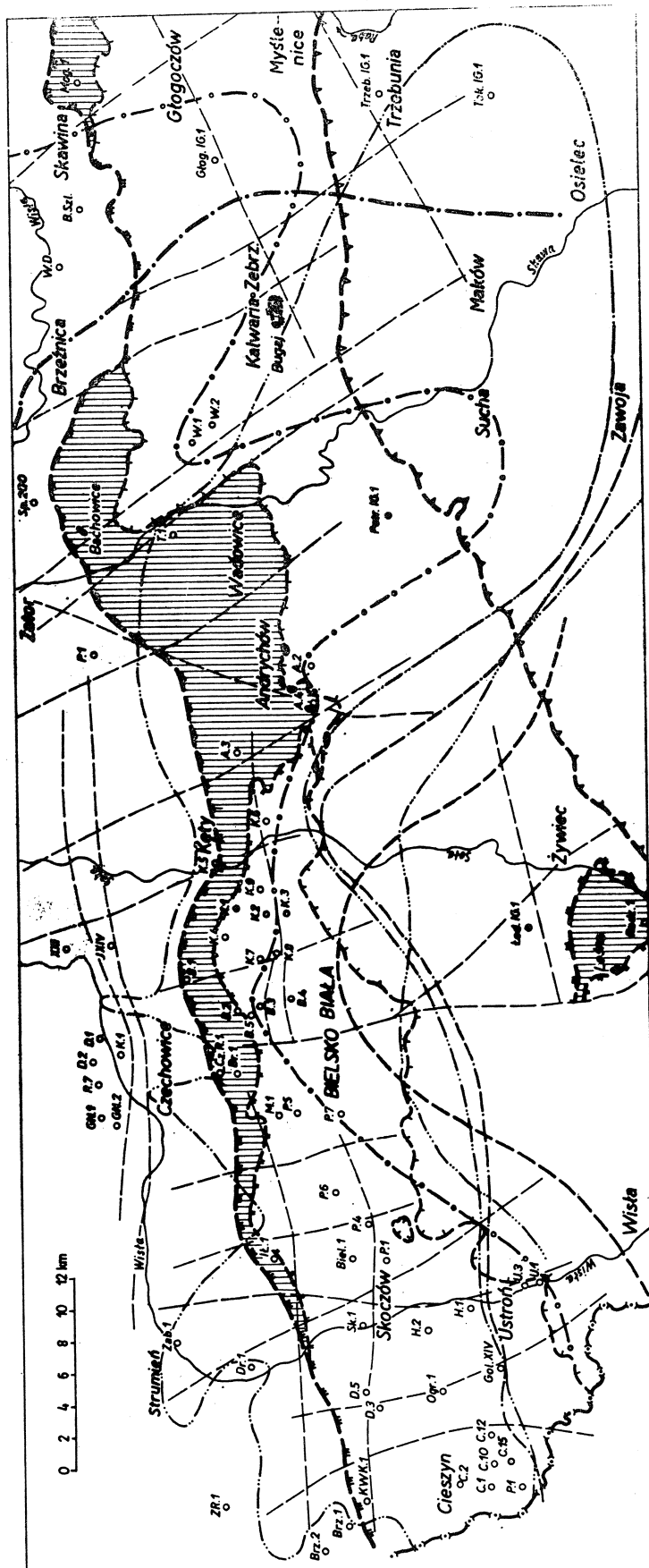
Natomiast „epigenetyczny” typ materiału prakarpackiego stanowią różnej wielkości bloki i bryły wyrwane z podłoża, po którym przesuwawa się komplikując tektonicznie, najbardziej zewnętrzna jednostka fliszowa. W końcowym efekcie, po etapie ostatecznego dofałdowania się wraz z wyższą jednostką cieszyńską, a miejscami i z utworami mioceńskimi, powstały lokalnie nagromadzenia lub czasem pojedyncze wystąpienia różnej wielkości porwaków, które po odsłonięciu przez erozję tworzą obecnie tzw. północny lub zewnętrzny pas skałkowy. Tu przypomnieć należy, że już M. Limanowski (1905) przyjmował porwakowy charakter tzw. skałek, a rozważania K. Wójcika (1908) przemawiały za tego rodzaju pochodzeniem egzotyków z Kruhela koło Przemyśla.

Również V. Uhlig (1907) przyjmował związek bloków „egzotycznych” z płaszczowiną podbeskidzką, obecnie podśląską.

Na korzyść przedstawionego wyżej poglądu-przyjmującego porwakowy charakter materiału prakarpackiego w utworach płaszczowiny podśląskiej, przemawiają wyniki głębokich wierceń. Jak na to wskazują wiercenia Puńców 1 (K. Konior, A. Tokarski, 1957, 1959) i Ustroń 1 (A. Jednorowska, K. Konior, 1965; K. Konior, S. Kwiatkowski, 1965; A. Jednorowska i inni, 1972) jednostka ta poza linią południowego zasięgu miocenu spoczywa na paleozoicznym i starszym podłożu, po którym przesunęła się na przestrzeni kilkudziesięciu kilometrów (K. Konior, 1960). A więc zgodnie z tym, co stwierdził już W. Petrascheck (1909), bloki skał krystalicznych i osadowych w Bachowicach pochodzić mogą tylko z południa.

Gdy chodzi o materiał krystaliczny jest to w pełni zrozumiałe, a szczególne badania M. Książkiewicza (1956) doprowadziły tego autora do wniosku, że rafowy wapień tytoński skałek andrychowskich „osadzał się wprost na fundamencie krystalicznym”.

Trudniejsze do zrozumienia staje się wytłumaczenie bloków i skałek jurajskich w Bachowicach, ze względu na ich śródziemnomorski charakter wskazywany szczególnie w kimerydzie i tytonie przez makrofaunę (M. Książkiewicz, 1956). W tej samej pracy M. Książkiewicz (1956) stwierdził, że „jura Bachowic nie mogła osadzać się w pobliżu dzisiejszego miejsca jej występowania. Basen morski, w którym się osadziła, musiał się znajdować daleko ku południowi i nie mógł komunikować się bezpośrednio z basenem jury krakowskiej”.



Przytoczony pogląd M. Książkiewicza (1956) uzyskał dopiero obecnie pełne uzasadnienie w wynikach głębokich wierceń. Wiercenia te wykonane w ciągu ostatnich dwudziestu lat w obszarze Cieszyn-Rzeszotary przez Przemysł Naftowy i Instytut Geologiczny wykazały, że paleozoik obszaru położonego na zachód od linii Brzeźnica-Osielec (fig. 2) aż po Cieszyn pozbawiony jest całkowicie pokrywy górnajurajskiej, która występuje dopiero na wschód od wspomnianej linii, co stwierdziły ostatnio otwory Głogoczów IG 1 nawiercając 64,5 m węglanowych utworów górnajurajskich, oraz Tokarnia IG 1, gdzie miąższość tych utworów osiągnęła 231,7 m. W kierunku południowym wiercenia stwierdziły brak jury w każdym razie po linię Puńców 1 — Ustroń 1 — Łodygowice IG 1 — Potrójna IG 1.

Dalej ku południowi brak najbardziej miarodajnych danych wiertniczych, a przypuszczalną budowę podłoża fliszowego opierać można wyłącznie na bardzo ogólnikowych przesłankach, jakich może dostarczyć „syngenetyczny” materiał prakarpacki znajdujący się we fliszu. Dlatego też dotąd, dokąd głębokie rozpoznanie wiertnicze nie ustali występowania w danych punktach konkretnych skał podfliszowego podłoża będziemy zdani na mniej lub więcej udane hipotezy na temat jego składu i budowy.

Niewątpliwie najwięcej wniosków dostarczyć może „epigenetyczny” materiał prakarpacki w płaszczewinie podśląskiej. Materiał ten w nawiązaniu do istniejących wyników wierceń zdaje się wskazywać, że w obszarze pozbawionym jury na W od linii Brzeźnica-Osielec (fig. 2), a na południe od granicy zasięgu utworów dewonu (fig. 2) występować mogą

Fig. 2. Ważniejsze granice geologiczne w podłożu podfliszowym obszaru Cieszyn—Myślenice na tle ogólnego zarysu brzeźnych jednostek fliszowych (na podstawie mapy St. Sokołowskiego częściowo zmienionej). 1 — brzeg płaszczewiny podśląskiej; 2 — ważniejsze obszary występowania płaszczewiny podśląskiej; 3 — brzeg płaszczewiny cieszyńskiej; 4 — brzeg płaszczewiny godulskiej; 5 — brzeg płaszczewiny magurskiej; 6 — przypuszczalna południowa granica zasięgu piaskowcowo-mułowcowych utworów dewonu dolnego; 7 — przypuszczalna południowa granica zasięgu węglanowych utworów dewonu górnego i środkowego; 8 — przypuszczalna południowa granica Górnośląskiego Zagłębia Węglowego; 9 — przypuszczalna zachodnia granica zasięgu jury; 10 — obszar obecnego występowania serii dębowieckiej; 11 — południowa granica zasięgu serii łupkowo-mułowcowej miocenu autochtonicznego; 12 — porwaki płaszczewiny podśląskiej (skałki andrychowskie, skałka w Leśnej, nagromadzenia bloków w Bugaju i Bachowicach); 13 — ważniejsze uskoki

Fig. 2. Geological sketch of the sub-flysch bedrock of the Cieszyn—Myślenice region, and a general outline of marginal flysch units (after Sokołowski, partly changed). 1 — margin of the Sub-Silesian Nappe; 2 — more important areas of occurrence of the Sub-Silesian Nappe; 3 — margin of the Cieszyn Nappe; 4 — margin of the Godula Nappe; 5 — margin of the Magura Nappe; 6 — hypothetical southern boundary of the extent of sand- and siltstone formations of the Lower Devonian; 7 — hypothetical southern boundary of the extent of carbonate formations of the Upper and Middle Devonian; 8 — hypothetical boundary of the Upper Silesia Coal District; 9 — hypothetical western boundary of the Jurassic; 10 — area of the present occurrence of the Dębowiec series Conglomerate (Miocene); 11 — southern boundary of the shaley-silty series of the autochthonous Miocene; 12 — detached rocks of the Sub-Silesian Nappe; 13 — more important block faults

przebiegające ogólnie w kierunku NW-SE elementy kaledońskie, zbudowane być może przeważnie z utworów metamorficznych o różnym stopniu metamorfozy, stwierdzonych w części bardziej zewnętrznej, północnej (W. Heflik, K. Konior, 1974). Reprezentowane są one przez skały od łupków chlorytowo-mikowo-kwarcowych z otworu Andrychów 4 o najniższym stopniu metamorfozy, aż do granitoidów metamorficznych z otworów Kęty 7, 8 i 9 i granitoidów metamorficzno-metasomatycznych typu Bugaja dalej na południu. Elementy te mogą mieć związek z kaledońskimi elementami Dolnego Śląska, za czym wśród innych przemawiać może nawiercenie w otworze Andrychów 3 skał głębinowych w postaci gabra diallagowo-oliwinowego wykazującego duże podobieństwo do takiej samej skały z okolic Nowej Rudy, znanej pod nazwą „pstrągowiec”. Zdaje się nie ulegać wątpliwości, że głębokie rozpoznanie wiertnicze doprowadzi z biegiem czasu do ujawnienia w bardziej wewnętrznej strefie podfliszowego podłoża obszaru Cieszyn-Rzeszotary starych założeń kaledońskich, przebudowanych w znacznym stopniu w różnych fazach górotwórczości hercyńskiej.

Prawdopodobnie dopiero w pobliżu równoleżnika przechodzącego przez Rajcę w kierunku na Nowy Targ może się rozpoczynać pokrywa górnajurajska na podłożu krystalicznym, o której wspomina w swej pracy M. Książkiewicz (1956). A więc ze strefy najogólniej biorąc na południe od linii Rajcza — Nowy Targ pochodzić może materiał porwany przez nasuwającą się płaszczowinę podśląską, a wśród niego także i bloki granitoidowe znane obecnie z Bugaja.

Wyrażone powyżej przypuszczenie potwierdzić może jedynie głębokie wiertnicze rozpoznanie. Badanie „syngenetycznego” materiału prakarpackiego nie jest w stanie doprowadzić do bardziej precyzyjnych wniosków na temat budowy podfliszowego podłoża w bardziej wewnętrznej strefie Karpat, położonej na południe od obszaru, w którym wiercenia dostarczyły bezpośrednio całego szeregu faktów.

W. Heflik

*Instytut Mineralogii i Złóż Surowców Mineralnych
Akademii Górniczo-Hutniczej, Zakład Petrografii, Kraków*
K. Konior
Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki, Kraków

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Becke F. (1913), Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. *Akad. Wiss. Denkschr. Math.-Naturw. Kl. Bd. 25*, Wien.
- Burchart J. (1970), Skały krystaliczne wyspy Goryczkowej w Tatrach. (Rocks of the Goryczkowa "Crystalline Island" in the Tatra Mountains). *Stud. geol. pol.* 32, p. 183, Warszawa.

- Czattierzi N. D. (1966), Alpijski mietamorfizm w rajonie Simplona. *Nowosti zarubeżnoj geologii*, wyp. 36.
- Dunikowski E. (1885), Studia geologiczne w Karpatach. *Kosmos* 10, p. 30—40, 76—83, 188—197, Lwów.
- Heflik W., Konior K. (1965), Le teschenite et les granitoides metasomatique dans le forage B 4 près de Bielsko. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. sci. géol. et géogr.* 13, 1, pp. 67—72, Varsovie.
- Heflik W., Konior K. (1967 a), Intruzja cieszynitowa i skały przeobrażone w utworach podłoża okolic Bielska (L'intrusions des teschenites et les roches metamorphisées dans le substratum aux environs de Bielsko). *Acta geol. pol.* 17, 2, pp. 251—272, Warszawa.
- Heflik W., Konior K. (1967 b), Les roches plutoniques dans le substratum des Karpates bordurales aux environs d'Andrychów. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. sci. géol. et géogr.* 15, 4, pp. 219—222, Varsovie.
- Heflik W., Konior K. (1970), Granitoidy w poddewońskim podłożu obszaru Bielsko—Andrychów (Granitoids in the Sub-Devonian Basement of the Bielsko—Andrychów Area). *Kwart. geol.* 14, 2, pp. 283—289, Warszawa.
- Heflik W., Konior K. (1971), Pochodzenie i wiek utworów metamorficznych obszaru Cieszyn—Rzeszotary (The origin and age of the metamorphic formation of the Cieszyn—Rzeszotary). *Nafta* 17, 7, pp. 229—232, Katowice.
- Heflik W., Konior K. (1972), Utwory metamorficzne w otworze wiertniczym Dobczyce 1 (Metamorphic Formations in the Bore Hole Dobczyce 1). *Kwart. geol.* 16, 3, pp. 546—555, Warszawa.
- Heflik W., Konior K. (1974 a), Obecny stan rozpoznania podłoża krystalicznego w obszarze Cieszyn—Rzeszotary (The present state of Knowledge Concerning the Crystalline Basement in the Cieszyn—Rzeszotary Area). *Inst. Geol. Biul.* 273, pp. 195—228, Warszawa.
- Heflik W., Konior K. (1974 b), Związek utworów metamorficznych podłoża obszaru Cieszyn—Rzeszotary ze skałami krystalicznymi wyspy Goryczkowej Tatr (Relationship of the Metamorphic Basement Formations in the Cieszyn—Rzeszotary Area and the Crystalline Rocks of Goryczkowa Island in the Tatra Mts). *Kwart. geol.* 18, 2, p. 324—333, Warszawa.
- Jednorowska A., Konior K. (1965), Les formations du flysch charrié dans le forage Ustroń 1. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. sci. géol. et géogr.* 13, pp. 281—287, Varsovie.
- Jednorowska A., Konior K. (1969), Utwory płaszczowiny podśląskiej w wierceniu Cieszyn 10 (Deposits of Sub-Silesian Nappe in Bore Hole Cieszyn 10). *Kwart. geol.* 13, 1, pp. 166—176, Warszawa.
- Jednorowska A., Konior K., Kwiatkowski S. (1972), Nasunięte utwory fliszowe i ich podłoże w otworze wiertniczym na południe od Ustronia (Overthrust Flysch Sediments and their Basement in a Borehole south ad Ustroń). *Inst. Geol. Biul.* 258, pp. 5—99, Warszawa.
- Konior K. (1938), Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkuza Biała—Bielsko. (Études sur la structure géologique du bord carpatique dans la région de Biała—Bielsko). *PAU Wydawn. Śląskie*, Pr. geol. 5, p. 94, Kraków.
- Konior K. (1959 a), Nowy przekrój poprzeczny przez brzeg karpacki na zachód od Bielska (New transverse Section of the Carpathian Border Zone west of Bielsko). *Inst. Geol. Biul.* 141, p. 33—60, Warszawa.
- Konior K. (1959 b), Map of Isopachytes of the Sub-Silesian Nappe in the Cieszyn and Bielsko Region and its Significance for Stratigraphic and Tectonic Investigations). *Bull. Acad. Pol. Cci. Sér. sci. géol. géogr.* 7, 11, p. 845—850, Varsovie.

- Konior K. (1960 a), Tektoniczne przeobrażenie warstw jako wskaźnik dziejów i warunków formowania się płaszczowiny podśląskiej. *Nafta* 16, 4, p. 106—108, Katowice.
- Konior K. (1960 b), Kontakt płaszczowiny podśląskiej z mioceniem i miocenu z karbońskim podłożem w wierceniu C 10 koło Cieszyna (Le contact de la nappe subsilésienne avec le miocène et du miocène avec le substratum carbonifère dans le forage C 10 près de Cieszyn). *Acta geol. pol.* 10, 2, p. 149—162, Warszawa.
- Konior K. (1960 c), Szczegółowe badania mikropaleontologiczne jako warunek ostatecznego ustalenia stratygrafii Karpat fliszowych (Detailed micropalaeontological research as one of the agents for determining stratigraphy of the flysch Carpathians). *Kwart. geol.* 4, 4, p. 1070—1088, Warszawa.
- Konior K. (1963), O budowie paleozoicznego podłoża w brzeżnej części Karpat obszaru Cieszyn-Andrychów (On the Palaeozoic Substratum Structure in the Marginal Part of the Carpathians in the Cieszyn—Andrychów Area). *Kwart. geol.* 7, 4, p. 587—604, Warszawa.
- Konior K. (1965 a), Budowa grzbietu cieszyńskiego w świetle ostatnich wierceń i prac geofizycznych (Structure of the Cieszyn Ridge in the light of the latest drillings and geophysical works). *Kwart. geol.*, 9, 2, p. 324—334, Warszawa.
- Konior K. (1965 b), Le dévonien inférieur dans la base des sédiments du substratum paléozoïque des Karpates bordurales de la région Cieszyn—Andrychów. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. sci. géol. géogr.* 13, 3, p. 215—219, Varsovie.
- Konior K. (1966 a), Nouvelles données sur le paléozoïque inférieur du substratum de la région Cieszyn—Kraków (Cracovie). *Ibidem.* 14, 3, p. 137—143, Varsovie.
- Konior K. (1966 b), Remarques sur le développement et l'âge du dévonien inférieur du substratum de la région Bielsko—Andrychów. *Ibidem.* 14, 4, p. 231—235, Varsovie.
- Konior K. (1967 a), Remarques sur la tectonique du dévonien du monoclinale du rebord méridional du Bassin Houiller de Haute Silésie. *Ibidem.* 15, 2, p. 65—69, Varsovie.
- Konior K. (1967 b), Le rôle des mouvements bretoniens dans la tectonique du monoclinale du rebord méridional du Bassin Houiller de Haute Silésie. *Ibidem.* 15, 2, pp. 79—82, Varsovie.
- Konior K. (1968), Dolny dewon z otworu wiertniczego Andrychów 4 (Lower Devonian in borehole Andrychów 4). *Kwart. geol.* 12, 4, p. 827—842, Varsovie.
- Konior K. (1969), Dewon dolny w profilach wierceń obszaru Bielsko—Andrychów (The Lower Devonian from boreholes in the Bielsko—Andrychów region). *Acta geol. pol.* 19, 1, p. 177—217, Warszawa.
- Konior K. (1971), Zagadnienie południowej granicy GZW w świetle najnowszych wierceń i prac geofizycznych (The problem of the southern boundary of the Upper Silesian Coal Basin in the light of the recent drillings and geophysical investigations). *Kwart. geol.* 15, 2, p. 303—309, Warszawa.
- Konior K. (1972), Prognozy poszukiwań złóż węglowodorów w obszarze Cieszyn—Liplas. *Summ. Geof. i Geol. Naft.* 9—10 (189—190), p. 257—265, Kraków.
- Konior K. (1974), Budowa geologiczna „wypiętrzenia rzeszotarskiego” w świetle najnowszych danych wiertniczych i geofizycznych. (Geological structure of the Rzeszotary elevation in the light of recent geophysical and drilling data). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 44, 2—3, p. 321—375, Kraków.
- Konior K., Tokarski A. (1957), Cross-Section of the Structure of Cieszyn. *Bull. Acad. Pol. Sci. Cl. III*, 5, 6, p. 685—688, Varsovie.
- Konior K., Tokarski A. (1959), Nowy wgłębny reper na południe od Cieszy-

- na (New deep key bore-hole south of Cieszyn). *Inst. Geol. Biul.* 140, p. 79, Warszawa.
- Konior K., Kwiatkowski St., (1965), Le substratum paléozoïque dans le forage U 1 au sud de Ustroń. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. sci. géol. géogr.* 13, p. 295—299, Varsovie.
- Kreutz S. (1928), Der Granit der Präkarpaten Südwestpolens und seine Beziehungen zu den benachbarten Granitmassiven. *Bull. Intern. Acad. Sci. et L. Cl. sci. math. et nat. sér. A.* p. 395—448, Cracovie.
- Książkiewicz M. (1931), Spostrzeżenia nad występowaniem otoczek skał prakarpackich w Karpatach Wadowickich (Beobachtungen über das Auftreten der Gerölle der urkarpatischen Gesteine in den Wadowicer Karpaten). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 7, p. 319—331, Kraków.
- Książkiewicz M. (1935 a), Die äussere karpatische Klippenzone bei Andrychów. *Bull. Intern. Acad. Pol. Sci. et L. Cl. sci. Math. et Nat. Sér. A.* p. 92—106, Cracovie.
- Książkiewicz M. (1935 b), Die äussere Klippenzone bei Andrychów. II. Die Klippen von Pańska Góra und Targanica. III. Die Stratigraphie der Klippenserie und ihre Stellung im Bau der West-Karpaten. *Ibidem.* pp. 209—233, Cracovie.
- Książkiewicz M. (1951), Objaśnienie arkusza Wadowice. Państw. Inst. Geol. p. 283, Warszawa.
- Książkiewicz M. (1956), Jura i kreda Bachowic (The Jurassic and Cretaceous of Bachowice). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 24, 2—3, p. 119—405, Kraków.
- Książkiewicz M. (1972), Karpaty. Budowa geologiczna Polski 4. Tektonika, cz. 3. Inst. Geol. p. 206, Warszawa.
- Książkiewicz M., Liszkowa J. (1972), Podłoże skałek andrychowskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 42, p. 239—269, Kraków.
- Limanowski M. (1905), Rzut oka na architekturę Karpat. *Kosmos* 30, p. 253—340, Lwów.
- Nowak J. (1927), Zarys tektoniki Polski. p. 160, Kraków.
- Petraschek W. (1909), Ergebnisse neuer Aufschlüsse im Randgebiet des galizischen Karbons. *Verhandl. Geol. Reichsanst.* p. 366—378, Wien.
- Sobolew W. S. (1938), Materiały po pietrografii metamorficznych i izwierzonych porod Karsakpajskiego rajona centralnego Kazachstana. *Zap. Wsjes. Obszcz. Ser. 2.* 67, 1.
- Smulikowski K. (1958), Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów (Problem of genetic classification of granitoids). *Stud. geol. pol.* 1, p. 58, Warszawa.
- Szajnocha W. (1921), Wapienie retyckie z Tatr bielskich w łupkach dolnokredowych w Lanckoronie. *Rozpr. wydz. mat. przyr. PAU* 61, Ser. A, p. 81—84, Kraków.
- Tietze E. (1888), Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. 416 p., Wien.
- Uhlig V. (1907), Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzber. Math.-Nat. wiss. Kl. Akad. Wiss.* 116, 6—10, pp. 871—981, Wien.
- Wójcik K. (1908), Exotica fliszowe Kruhela Wielkiego koło Przemyśla. *Spraw. Kom. Fizj. Akad. Umiej.* 42, p. 1—24, Kraków.

SUMMARY

Recent investigations in the Cieszyn-Rzeszotary region (Western Polish Carpathians) have shown that the accumulation of granitic blocks and klippen occurs as an accumulation among formations of the Sub-Silesian Nappe at Bugaj, near Kalwaria Zebrzydowska (Figs. 1, 2). The accumulation is composed of tectonically detached blocks, torn from the crystalline basement by the overthrust Sub-Silesian Nappe and then dragged up to the present location. The place of origin of those blocks is far to the south, where Jurassic strata were deposited "directly on the crystalline base" (Książkiewicz, 1956). Exact localization of the area may be accomplished only by means of a deep drilling project. Examination of so called "exotics" occurring in the various flysch series, is not sufficiently precise to permit detailed conclusion on the basement composition of nappes in the inner part of the Carpathians.

The results of work on the origin of the metamorphic complexes occurring under the overthrust Flysch Carpathians in the Cieszyn-Rzeszotary region (Heflik, Konior, 1971, 1974) indicate the relation of those formations to Precambrian sediments of the forelands; the origin of the former is due to metamorphism of the sediments. On the other hand, the results outlined above demonstrate a connection between the metamorphised strata with crystalline rocks of the Goryczkowa tectonic outlier in the Tatra Mountains, Central Carpathians (Heflik, Konior 1974b), described in detail by Burchart (1970). All these factors are reminiscent of the problem of the so called "Bugaj granite". Detailed petrographic study revealed that the "Bugaj granite", a big exotic block recognized by Kreutz (1928) as a rock of magmatic origin is, according to recent criteria, a metamorphic — metasomatic granitoid, similar to pre-Devonian granitoids of both the Cieszyn-Rzeszotary region and the Tatra Mts.

The characteristics of the Bugaj granitoid are: a porphyro-glomeroblastic texture, a partly preserved banded structure and numerous mineral relics composed of quartz, apatite, zircon and plagioclase. In texture the "Bugaj granite" shows a strong resemblance to the granitoids penetrated by bore-holes in the Cieszyn-Rzeszotary region (Kęty 7, Kęty 8, Kęty 9). Both have a porphyro-glomeroblastic texture; this type of texture is better developed in the granitoids from the Kęty boreholes.

On the basis of relict mineral and textural features, Heflik, Konior (1974) found a similarity between metamorphic complexes from the basement of the Cieszyn-Rzeszotary region and rocks of the Goryczkowa tectonic outlier in the Tatra Mts. Since there are certain analogies between the "Bugaj granite" and the granitoid formations penetrated in the Kęty region and, partly, those of the region of the Koszysta and the Pięciu Stawów valley in the Tatra Mts., then the "Bugaj granite", as well

as the granitoids from the Cieszyn-Rzeszotary region and from the Tatra Mts., belong to a common petrogenetic family. They are all granitoids, formed by means of processes, mainly of a metamorphic-metasomatic character. A somewhat individual character of the Bugaj granitoid is a function of the different location of its original occurrence, slightly different conditions of metamorphism and granitization and differences in the primary composition of the deposits, which had been changed by metamorphism and metasomatic processes. The genetic relationship of these factors was discovered by Heflik, Konior (1974).

W. Heflik

Institute of Mineralogy and Mineral Deposits

Academy of Mining and Metallurgy, Cracow, al. Mickiewicza 30

K. Konior

The Geological Institute, Carpathian Branch

Cracow, ul. Skrzatów 1.

OBJAŚNIENIE TABLIC EXPLANATION OF PLATES

Tablica — Plate I

Fig. 1. Relikty mineralne kwarcu w skaleniu potasowym w granitoidzie z Bugaja. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×

Fig. 1. Mineral relics of quartz in potash feldspar in the Bugaj Granitoid. Crossed nicols, 20 ×

Fig. 2. Tabliczka mikroklinu w granitoidzie z Bugaja. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×

Fig. 2. Microcline in the Bugaj granitoid. Crossed nicols, 20 ×

Tablica — Plate II

Fig. 3. Myrmekit w granitoidzie z Bugaja. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×

Fig. 3. Myrmekite in the Bugaj granitoid. Crossed nicols, 20 ×

Fig. 4. Glomeroblast kwarcu w granitoidzie z Bugaja. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×

Fig. 4. Glomeroblast of quartz in the Bugaj granitoid. Crossed nicols, 20 ×

