

Jerzy ZNOSKO

○ konieczności wykonania głębszych wierceń w części apikalnej mrzygłodzkiego batolitu¹

WSTĘP

Każda eugeosynklina z reguły odznacza się działalnością magmatyczną. W początkowym okresie rozwoju geosynkliny odbywa się magmatyzm początkowy (initialny) o zasadowym charakterze, a w końcowym stadium rozwoju magmatyzm o charakterze kwaśnym. I jeden i drugi typ magmatyzmu powoduje przeobrażenie skał osadowych, na które w geosynklinie oddziałują.

W końcowym stadium rozwoju geosynkliny odbywa się wzmożona działalność plutonizmu kwaśnego, który w wielu przypadkach jest współczesny aktowi inwersji tektonicznej, prowadzącemu do uformowania się górotworu.

W okresie inwersji tektonicznej, lub też po niej, gromadzą się w określonych warunkach i miejscach tektonicznych ogromne masy magmy końcowej w postaci batolitów. Powstanie i wypiętrzenie batolitów w wielu przypadkach jest przyczyną inwersji tektonicznej.

Najpospolitszym typem magmy batolitowej jest magma granitowa lub granodiorytowa. Proces formowania i wypiętrzenia batolitu związany jest z procesami końcowej — imbibicyjnej metamorfizacji osłony tych skał, w które batolit intruduje. Zestalająca się w batolicie magma dostarcza przy- i po procesie metamorfizacji skał osłony ogromnych ilości pomagmowych pochodnych, między innymi, w postaci pegmatytów, pneumatolitów i rozтворów hydrotermalnych. Wszystkie pomagmowe pochodne wyzwalają, albo też same zawierają, obfite nagromadzenia różnych pierwiastków, które w skałach zmetamorfizowanej osłony mogą skupiać się w postaci różnorodnych złóż kruszcowych o bardzo zróżnicowanej wielkości i zasięgu.

Pomagmowe pochodne, a mianowicie pneumatolity i hydrotermolity odznaczają się ogromną prężnością i ruchliwością gazów, par oraz gorą-

¹ Referat wygłoszony w Zakładzie Złóż Rud Żelaza I.G. w dniu 26 kwietnia 1962 r.

cych roztworów. Przenikają one skalną osłonę batolitu i powodują procesy metasomatozy albo też wnikają w szczeliny pokrywy skalnej powstałe bądź to przy akcji inwersji tektonicznej, bądź też podczas procesu zestalania i kurczenia się batolitu. Pary, gazy i gorące roztwory mogą wtedy przenikać nawet bardzo daleko w osłonę metamorficzną i tworzyć żyły mineralne i kruszcowe.

W strefie najbliższego kontaktu z magmą batolitową tworzą się złoża perymagmowe, a w częściach brzeżnych batolitu złoża autometasomacyjne. Jednakże najintensywniejsze procesy metasomatozy, związane z przenikaniem gorących gazów, par i roztworów, odbywają się w stropowej części batolitu oraz w jego bezpośrednio nadległej i częściowo przyległej zmetamorfizowanej osłonie skalnej — w tak zwanej części apikalnej — a więc ogólnie w strefie naturalnej ucieczki roztworów, par i gazów ku gorze.

Zachowane części apikalne batolitów i zmetamorfizowane partie ich osłony z reguły są okruszcowane, choć trzeba podkreślić, że okruszcowanie może być najróżnorodniejsze pod względem intensywności, jakości i ilości. Nie zmineralizowanych części apikalnych batolitów jednakże dotąd nie stwierdzono. Fakty te powodują, że apikalne części batolitów i ich osłony są zawsze perspektywiczne pod względem kruszcowym. Jednakże wskutek szybkiej i głębokiej erozji strefy apikalne najczęściej nie istnieją lub zachowane są tylko częściowo. Taki stan rzeczy jest na ogół nieunikniony, ponieważ strefy apikalne przy akcji górotwórczym są najintensywniej wypiętrzone przez swój batolit, a niejednokrotnie nawet są przez swoją intruzję batolitową przebite.

Akt inwersji tektonicznej zawsze związany jest z bardzo intensywnym zdyslokowaniem wypiętrzonych skał. Głębokie rozdarcia ułatwiają wydobycie się posttektonicznych intruzji i wylewów law zasadowych i kwaśnych, które jako wulkanity i subwulkanity są końcową sulkesją magmatyczną procesu batolitowego i zawsze stanowią normalne ukoronowanie i zakończenie orokinetycznego cyklu tektonicznego.

Można zatem podkreślić ogólnie znaną zasadę, że zachowane, nie zerodowane strefy osłony apikalnej batolitów powinny być przedmiotem pieczołowitych i drobiazgowych poszukiwań geologicznych, ponieważ strefy te rokują odkrycie różnorodnych złóż współwystępujących ze sobą.

Wskazują na to także dyskusje geologiczne, w których z racji rozpatrywania projektów robót geologicznych i prac poszukiwawczych stale podkreśla się wielką wartość i duże znaczenie stref apikalnych batolitów, z którymi łączy się nadzieję odkrycia różnych kruszców w postaci złóż postmagmatycznych, metamorficznych i skarnowych.

*
* *
*

Dotychczasowe badania geologiczne w Polsce dowiodły, że na tych obszarach, gdzie istnieje możliwość występowania batolitów najróżnorodniejszego wieku, nie są zachowane ich części apikalne, ponieważ stale

i nieuchronnie postępująca erozja dawno już je usunęła. Prawie beznadziejne jest odkrycie stref apikalnych we wschodniej i północno-wschodniej Polsce, ponieważ tam erozja sięgnęła już do stref zmigmatyzowanych i zgnejsowanych. W Sudetach wszystkie dotychczas poznane batolity skał kwaśnych również pozbawione są już części apikalnych.

Wokół batolitów sudeckich tu i ówdzie zachowane są strzępy zmetamorfizowanych i okruszczowanych skał bocznej osłony batolitowej, wskazujące tym samym na to, że istniała zmetamorfizowana i okruszczowana strefa apikalna i że okruszczowanie mogło być znaczne. Ten stan rzeczy powoduje, że znane dotychczas intruzje batolitowe nie wykazują w swoim obrazie geofizycznym charakterystycznych i typowych aureoli, będących odwzorowaniem procesów okruszczowania w strefie apikalnej.

Aureole różnej intensywności i różnego kształtu, zaznaczające się w obrzeżeniu pnia batolitowego jako aureole pełne lub niepełne, w zależności od lokalnych i indywidualnych warunków mineralizacji, wtedy ujawniają się w obrazie geofizycznym, jeśli erozja strefy apikalnej nie dotrze za głęboko i zatrzyma się na odpowiednim poziomie erozyjnym.

Należy również nadmienić, że w przypadku niepełnej erozji strefy apikalnej geofizyczny obraz pnia batolitowego i jego aureoli mineralizacyjnej w dużej mierze zależy od nachylenia płaszczyzny erozyjnej, a ta z kolei od intensywności i charakteru ruchów tektonicznych.

Jeśli erozja sięgnie dostatecznie głęboko, ale nierównomiernie, to może doprowadzić do nieznacznego „nadgryzienia“ strefy apikalnej z jednej strony pnia batolitowego, a do zupełnego jej usunięcia z drugiej strony. Obraz aureoli będzie wtedy niepełny i ograniczony do określonej strony pnia intruzywnego.

Uogólniając można stwierdzić, że przy analizie materiału geofizycznego raczej tylko w nielicznych przypadkach można mieć do czynienia z klasycznym, podręcznikowym przykładem pnia batolitowego i jego aureoli mineralizacyjnej. Mineralizacja strefy apikalnej zależy od wielu czynników indywidualnych — litologicznych i tektonicznych i może dać obraz różny i znacznie odbiegający od klasycznych przykładów.

*

*

*

Celem niniejszego artykułu jest wykazanie, że na obszarze Polski mogą istnieć zachowane apikalne części batolitu oraz podkreślenie konieczności podjęcia prac geologicznych, których zadaniem byłoby zbadanie rozmiarów okruszczowania w nie zerodowanej, apikalnej osłonie batolitu.

W latach 1954 i 1955, a także w latach następnych Zakład Złóż Kruszców, a następnie Metali Nieżelaznych I.G. zaprojektował i wykonał otwory wiertnicze na magnetycznej anomalii Mrzygłodu koło Zawiercia. Wyniki tych wierceń opublikowali F. Ekiert (1957) i T. Wieser (1957).

Zgodnie z danymi F. Ekierta w okolicy Mrzygłodu stwierdzono płytko pod skałami triasowymi bardzo silnie sfaldowane i w różnym stopniu zmienione łupki ilaste, łupki metamorficzne — dachówkowe, oraz łupki zmienione hydrotermalnie. Przewiercone utwory poprzecinane są siecią

epigenetycznych żył kruszcowych, złożonych z pirytu, chalkopirytu, sfalerytu, galenitu, oraz żyłek kalcytu, dolomitu, ankerytu i kwarcu. Według F. Ekierta żyłowe okruszcowanie i parageneza siarczków, kalcytu, dolomitu i kwarcu świadczy o epigenetycznym i hydrotermalnym procesie mineralizacji.

Niektóre z przebitych skał, według oznaczonej przez A. Jachowicza flory, należą do westfalu A. Ostatnio S. Siedlecki znalazł w skałach mrzygłodzkich również graptolity, które świadczą o ich sylurskim wieku. Intensywne sfałdowanie i pionowe ustawienie serii skalnych nakazuje z góry przyjąć możliwość najróżnorodniejszych kontaktów tektonicznych, złuskowań, nasunięć i bliskiego sąsiedzostwa ze sobą serii skalnych różnego wieku.

Zmienione skały mrzygłodzkie przecięte są subwulkanitami w formie dajek i sillów, które T. Wieser (1957) określił jako diabazy uralitowe i kwarcowe, diabazy spilitowe, porfiry dacytowe i albitofiry kwarcowe, zawierające rozproszony getyt i hydrohematyt. Magmowce mrzygłodzkie uległy albityzacji, propilityzacji i kalcytyzacji. Skały magmowe Mrzygłodu należą, zdaniem T. Wiesera, do dwu magm, a mianowicie do diabazowej i dacytovej. Niezbyt odległe od mrzygłodzkich magmowców lamprofiry Siewierza i Głazówki (S. Małkowski, W. Karasiński, 1928; J. Samsonowicz, 1928; F. Rutkowski, 1928) T. Wieser uznał za współczesne sobie i podkreślił, że tworzą one normalną sukcesję: lamprofiry — diabazy — żyły kruszcowe, notowaną niemal we wszystkich polach rudnych w otoczeniu batolitów. Subwulkanity mrzygłodzkie T. Wieser uznał za późniejsze pochodne batolitu granitowego, które przebijają się ku powierzchni po uprzednio odbytej granityzacji. Subwulkanity muszą być młodsze od skał, które przecinają (westfal A) oraz młodsze od procesu batolitowego, który odbył się przy inwersji tektonicznej, najprawdopodobniej podczas fazy sudeckiej waryscyjskich ruchów górotwórczych. Najbardziej kapitalny wniosek T. Wiesera godny jest szczególnego podkreślenia, a mianowicie, że w obszarze Mrzygłodu na większych głębokościach należy oczekiwać występowania nie naruszonego przez denudację batolitu granitoidowego.

Wyniki badań F. Ekierta (1957) i T. Wiesera (1957) oraz wpływające z nich wnioski mają bardzo duże znaczenie dla dalszej analizy stosunków tektonicznych oraz przesłanek dla prac poszukiwawczych. Zrekapitulujemy je:

1. Skały podłoża obszaru Mrzygłodu są sfałdowane i zdyslokowane.
2. Niektóre ze skał sfałdowanego podłoża mają cechy metamorfizmu regionalnego i świadczą tym samym o nawierceniu utworów epizonalnej strefy metamorficznej.
3. Nawiercone skały podłoża reprezentują strefę hydrotermalnej mineralizacji kruszcowej.
4. Skały mrzygłodzkiego podłoża przecięte są posttektonicznymi subwulkanitami.
5. W obszarze Mrzygłodu istnieje w głębi ukryty batolit granitoidowy.
6. Subwulkanity i hydrotermalna mineralizacja są końcowymi pochodnymi magmy batolitowej.

Należy podkreślić, że zjawiska zaobserwowane na obszarze Mrzygłodu nie stanowią same w sobie czegoś wyjątkowego i nadzwyczajnego. Tylko początkowa nieznanomość budowy geologicznej podłoża w paśmie pomiędzy Olesnem, Częstochową, Zawierciem i Krakowem spowodowała, że pierwsze wyniki mrzygłodzkich wierceń były zaskakującą rewelacją. Jednakże szybko gromadzące się fakty, głównie z licznych wierceń, już wkrótce pozwoliły zrozumieć budowę geologiczną całego obszaru, w którym wycinek mrzygłodzki stanowi konsekwentny i na swoim miejscu znajdujący się element tektoniczny.

Liczne otwory wykonane na obszarze pomiędzy Woźnikami, Częstochową, Zawierciem i Krakowem, a mianowicie w: Cynkowie, Winownie, Pohulance, Jaworzniku, Kotowicach, Górze Włodowskiej, Kręciwilku, Mrzygłodzie, Podzamczu, Ryczowie, Lelowie, Hucisku Kwaśniowskim, Głazówce, Porębie, Hucie Starej, Kuźnicy Młodej, Babienicy, Starczynowie, Osieku, Olewinie, Sienicznie, Chrzastowicach, Zarzeczcu, Bęble, Woli Kalinowskiej, Trojanowicach, Imbramowicach, Słomnikach, Batowicach, Krakowie-Dąbii i Karniowicach ujawniły silnie sfałdowane i w różnym stopniu zmienione skały różnego wieku — od syluru po westfal A. Nie jest wykluczone, że są tu również reprezentowane skały starsze od sylurskich. Otwory te często zawierają sille i dajki diabazów, lamprofirów, porfirów i porfirytów; w niektórych otworach, jak np. mrzygłodzkich, w Bęble, Karniowicach i Trojanowicach stwierdzono hydrotermalną mineralizację (F. Ekiert, S. Bukowy). Pokrywa platformowa tych sfałdowanych utworów rozpoczyna się najczęściej od triasu lub jury.

Przytoczone dane bezspornie świadczą o obecności pogrzebanego młodopaleozoicznego górotworu z silnie wyrażonymi odkształceniami orokinetycznymi i posttektonicznym wulkanizmem, wyraźnie rozwiniętym w całym paśmie pomiędzy Woźnikami a Krakowem.

Rozważania na temat śląsko-krakowskiego górotworu zawarte są w pracach traktujących o przejawach górotwórczości hercyńskiej w obręczeniu górnośląskiego zapadliska (S. Bukowy, 1961a, 1961b, 1961c; J. Znosko, 1963) oraz w pracy o budowie tektonicznej obszaru częstochowskiego (J. Znosko, 1960). Nie wdając się w szczegóły, które podane są w cytowanych pracach, obszar Mrzygłodu, zdaniem autora (J. Znosko, 1962), stanowi część hercyńskich internidów (w sensie H. Stillego, 1951), okalających śródgórskie zapadlisko Górnego Śląska. Hercyńskie internidy, w odróżnieniu od ich externidów wyrażonych Pasmem Łysogórskim, powinna cechować działalność magmatyczna podczas całego okresu rozwoju geosynkliny aż do okresu inwersji tektonicznej, po której nastąpiło tworzenie się posttektonicznych subwulkanitów.

W związku z działalnością magmatyczną niewątpliwie powinny odbyć się procesy metamorfizacji i mineralizacji.

Trzeba jednak podkreślić, że posttektonicznemu wulkanizmowi tylko niekiedy towarzyszy okruszczowanie. Najczęściej mineralizacja kruszczowa jest pochodną plutonizmu lub wulkanizmu wczesno- lub synorogenicznego. Dlatego też uwagi i wnioski S. Bukowego (1961c) dotyczące hydrotermalnej mineralizacji skał paleozoicznych okolic Krakowa należy uznać za bardzo trafne. S. Bukowy uważa, że związek okruszczowania hydrotermalnego ze znanymi wulkanitami i subwulkanitami wydaje się wątpli-

wy, ponieważ te ostatnie mogą, według niego, reprezentować płonne stadium hercyńskiego cyklu magmowego. W obecnym stadium znajomości zagadnienia tylko taki punkt widzenia można uznać za słuszny. Na podstawie dotychczas poczynionych obserwacji S. Bulkowy uważa, że stref intensywniejszej mineralizacji należy szukać w pobliżu batolitu; z naszej strony możemy dodać innymi słowy, że stref intensywniejszej mineralizacji należy szukać w wewnętrznych częściach orogenu.

Z dotychczasowych danych niezbicie wynika, że obszar Mrzygłodu należy do hercyńskich internidów, a zatem wnioszek T. Wiesera o istnieniu nie zerodowanego batolitu nie tylko nie może być poddany w wątpliwość, ale na podstawie danych z dotychczasowych wierceń może być poważnie uzupełniony i wzmocniony.

Stwierdzona w Mrzygłodzi zupełnie płytko, bo już na głębokości parudziesięciu metrów, strefa akrobatolitycznej mineralizacji hydrotermalnej (F. Ekiert, 1957) dowodzi, że pod nią, tak jak nad każdym nie zerodowanym batolitem, powinna znajdować się również nie naruszona przez erozję strefa najobfitszej i najróżnorodniejszej mineralizacji, a mianowicie strefa mineralizacji pneumatolitycznej, pegmatytowej i perymagmowej. Inaczej mówiąc, właśnie ponad batolitem mrzygłodzkim możemy mieć stosunkowo niegłęboko do czynienia z całkowicie zachowaną strefą apikalną, a więc ze strefą najintensywniejszej metasomatozy, prowadzącej z reguły do niezawodnego polimetalicznego okruszczenia.

Jakie istnieją jeszcze dodatkowe dane świadczące o obecności batolitu i czy istnieje możliwość obliczenia głębokości, na której powinienby znajdować się strop intruzji granitoidowej, a zatem, czy można by oszacować grubość i głębokość ewentualnej strefy pneumatolitycznej i pegmatytowej zmineralizowania?

Jak poprzednio stwierdzono, wiercenie mrzygłodzkie wykonano na lokalnej anomalii magnetycznej o amplitudzie 100 gamma. Dane magnetyczne wykazują, że na obszarze pomiędzy Krakowem a Wolbromiem i Częstochową zaznacza się anomalia dodatnia o wyraźnym, choć niewielkim zróżnicowaniu wartości. Na tle tej anomalii wyraźnie wyodrębniają się lokalne anomalie magnetyczne pomiędzy Częstochową, Bębłem i Rybną. Anomalie te swego czasu były przedmiotem analizy J. Skorupy.

Interesujące jest to, że wymienione anomalie lokalne przedstawiają ze względu na swój obraz jak gdyby dwie grupy. Anomalie na zachód i północny zachód od Krakowa są w zarysie wyraźnie izometryczne, mniej lub więcej koliste, wyraźnie zróżnicowane nawet w obrębie każdej anomalii, i tworzą dość zwartą grupę. Natomiast anomalie lokalne między Wolbromiem i Częstochową są ułożone nie w grupie, ale w paśmie, a niektóre z nich wykazują pasmowe wydłużenie, albo też tendencję do pasmowego wydłużenia. W każdym razie ich zarys wyraźnie odbija od zarysu anomalii obszaru krakowskiego. W związku z tym wydaje się, że obie grupy anomalii mogą mieć obok wywołujących je przyczyn wspólnych również i przyczyny odmienne. Te ostatnie w ogólnej sumie przyczyn mogą powodować niewielkie, ale dostatecznie wyraźne różnice w obrazie obydwu grup anomalii.

Z kolei dane siły ciężkości wykazują, że na „zboczu“ regionalnego wyżu wieluńsko-częstochowsko-zawierciańskiego występuje dość poważ-

ne pod względem obszaru, izolowane, zamknięte lokalne minimum o wydłużonym owalnym zarysie i o wyraźnej „amplitudzie“. Obok tego minimum zaznaczają się jeszcze całkiem podrzędne i małe lokalne anomalie ujemne pomiędzy Mstowem a Zadrożem.

Trzeba by w tym miejscu zwrócić uwagę na równie interesujący szczegół: ujemne lokalne anomalie północnej grupy występują w obrazie siły ciężkości na „jednolitym i dość spokojnym tle“, natomiast obraz ciężkości południowej grupy jest bardziej urozmaicony. Sąsiadują ze sobą niewielkie pod względem obszaru, ale liczne względnie dodatnie i ujemne anomalie lokalne, tworząc w sumie urozmaiconą mozaikę. A więc i na mapie siły ciężkości pod względem wyglądu grup anomalii daje się zauważyć pewną dwudzielność omawianego obszaru.

Podobnie jak i poprzednio można wyrazić przypuszczenie, że różnica obu obszarów w obrazie anomalii spowodowana jest w głównej mierze odrębnościami w budowie geologicznej sfałdowanego podłoża. Oczywiście trudno jest obecnie zdefiniować jakościowo i ilościowo te odrębności, ich wyjaśnienie będzie możliwe dopiero po wykonaniu odpowiednio głębszych wierceń.

Na obszarze występowania ujemnej anomalii siły ciężkości wykonano już szereg niegłębokich wierceń. Pod pokrywą platformową ujawniły one skały karbonu, dewonu i syluru. W niektórych otworach wiek skał nie jest jeszcze określony, ale można przypuszczać, że reprezentują one młodszy i starszy paleozoik, a nie wykluczone, że i utwory prekambryjskie. Przewiercone skały prawie bez wyjątku są zmienione, bardzo silnie zdyslokowane i pofałdowane. Niektóre wykazują wyraźne cechy epimetamorfizmu. W wielu otworach przebito również sille i dajki diabazów, albitofirów, porfirytów i lamprofirów, a także stwierdzono mineralizację hydrotermalną.

Powstaje pytanie, jakiego typu metamorfizm spowodował przeobrażenie skał osadowych omawianego obszaru? W odniesieniu do całego obszaru obecnie nie sposób jeszcze dać odpowiedzi, można snuć tylko przypuszczenia. Jedyne co do obszaru mrzygłodzkiego istnieją już pewne fakty geologiczne, które w oparciu o sukcesję — lamprofiry — diabazy — żyły kruszcowe — pozwoliły T. Wieserowi wypowiedzieć wnioski o istnieniu nie zerodowanego batolitu granitoidowego w podłożu mrzygłodzkiego obszaru. Opierając się zatem na wniosku T. Wiesera, można przyjąć, że metamorfizm skał mrzygłodzkich spowodowany został procesem batolitowym, chociaż nie można wykluczać i poprzedzającego go metamorfizmu regionalnego. Dla naszych rozważań największe znaczenie ma jednak w danym przypadku proces metamorfizmu batolitoowego, a raczej imbibicyjnego lub metasomatycznego, który zawsze występuje w konsekwencji procesu formowania i dźwigania się batolitu.

Batolit granitoidowy dźwigając się i wdzierając w otaczające go skały powoduje w obszarze jego działalności wzniesienia mas granitowych w stosunku do ogólnego poziomu skorupy granitowej danego regionu. Procesowi batolitowemu, związanemu bardzo często z aktem inwersji tektonicznej, towarzyszy przeobrażenie skał osadowych geosynkliny, ogólnie prowadzące do zwiększenia ich gęstości. Oczywiście, że zmiany metamorficzne mogą być większe w otoczeniu batolitów, ponieważ ogólny regionalny metamorfizm może być jeszcze wzmożony przez metamorfizm

batolitowy. Zatem masy batolitów granitoidowych w stosunku do masy swego otoczenia muszą być lżejsze. W obrazie grawimetrycznym taki przypadek powinien wyrazić się ujemną anomalią, odzwierciadlającą niedobór masy pnia batolitowego w stosunku do swego zmetamorfizowanego otoczenia.

Jeśli zatem dane geologiczne świadczą o obecności orogenu, a typowa sukcesja lamprofiry — diabazy — żyły kruszcowe, zdaniem T. Wiesera, świadczy o istnieniu batolitu w podłożu obszaru mrzygłodzkiego, to nie jest wykluczone, że charakterystyczne ze względu na swój obraz lokalne minimum siły ciężkości może odwzorowywać trzon pnia batolitu granitoidowego.

Zagęszczenie w przebiegu izolunii siły ciężkości w południowo-zachodniej części względnie ujemnej lokalnej anomalii, a ich rozrzedzenie w północno-wschodniej części anomalii może wskazywać na to, że pień batolitowy nie jest pionowy, ale że jest pochylony ku SW, względnie że południowo-zachodnia strona pnia jest bardziej stroma, a północno-wschodnia część bardziej połoga.

Zagęszczenie izolunii siły ciężkości zaznacza się również w południowo-wschodniej części anomalii, a charakterystyczne wgłębienie w przebiegu izolunii, powodujące objęcie anomalii ujemnej, zaznacza się tak w południowo-wschodniej, jak i w północno-zachodniej, a nawet i w północnej części anomalii.

Wydaje się, że ten charakterystyczny układ izolunii siły ciężkości całego obszaru anomalii ujemnej i jej najbliższego otoczenia można próbować tłumaczyć tym, oczywiście nie wykluczając i innych możliwości interpretacji, że „zamknięta“ anomalia spowodowana może być obecnością trzonu pnia batolitowego nachylonego ku SW. Charakterystyczne wgłębienie przebiegu izolunii wyższych wartości i tendencja do objęcia przez nie zamkniętego minimum odwzorowują, być może, zarys czapy pnia batolitowego, która zawsze na ogół rozprzestrzeniona jest poza obszar samego trzonu.

Grubość czapy pnia batolitowego, szczególnie jej brzeżnych części, jest zmienna i zawsze nieporównywalnie mniejsza w swojej masie w stosunku do trzonu pnia. Powinno to oczywiście znaleźć swój oddźwięk w obrazie siły ciężkości i wyrazić się dla czapy wartościami pośrednimi pomiędzy minimum — odwzorującym trzon granitoidowy, a maksymalnymi wartościami — odwzorującymi zmetamorfizowane skały otoczenia batolitowego. Dlatego też zarys czapy, stanowiącej jak gdyby wyklinowującą się wkładkę pnia batolitowego w skałach metamorficznych, może być w obrazie siły ciężkości niewyraźny i zatarty, i to tym bardziej, im czapa będzie w profilu i przekroju cieńsza.

Zestawienie względnie ujemnej anomalii siły ciężkości z lokalnymi dodatnimi anomaliami magnetycznymi, które grupują się na południu, zachodzie i północy od anomalii siły ciężkości, zezwala wyrazić przypuszczenie, że lokalne dodatnie anomalie magnetyczne są może, między innymi, odwzorowaniem aureoli metamorfizacyjnej i mineralizacyjnej w stosunku do trzonu batolitu granitowego.

Wyrażenie takiego przypuszczenia jest o tyle możliwe, że pobudliwość magnetyczna poznanych wulkanitów i subwulkanitów jest, jak to wynika

z pomiarów, zbyt mała, aby wywołać tego rodzaju anomalie. A zatem nawet w przypadku, gdyby się przyjęło, że subwulkanity, szczególnie zasadowe, mogą mieć swój udział w powstawaniu anomalii magnetycznych, to niezbędne staje się przyjęcie jeszcze innych przyczyn wywołujących te anomalie. W świetle przytoczonych danych wydaje się, że można również uwzględnić procesy mineralizacyjne w aureoli batolitu jako przyczyny anomalii magnetycznych i sprawdzić tę hipotezę odpowiednimi wierceniami.

Jeśli rozpatruje się ewentualne istnienie batolitu, to nie sposób pominąć również i innych zjawisk, poprzedzających i towarzyszących jego powstaniu. Strefy intraorogeniczne odznaczają się ożywioną działalnością magmatogeniczną, która przejawia się w różnych fazach rozwoju eugeosynkliny. Jedną z form działalności magmatycznej są ekshalacje hematytowe, o których wiadomo, że odbywały się w staropaleozoicznej geosynklinie. Peryferyczne ślady tej działalności uwidocznione są z jednej strony — w ordowiku Brzezin Gór Świętokrzyskich oraz w starszym paleozoiku Sudetów i barrandu czeskiego — z drugiej strony.

Ponieważ na obszarze Mrzygłodu rozpoznano osady syluru, więc stwierdzenie utworów ordowiku należy uznać tylko za kwestię czasu. Powstaje więc pytanie, czy skały ordowickie zawierają hematytowe przewarstwienia pochodzące z ekshalacji geosynklinalnych, tym bardziej że piritowo-hematytowa mineralizacja znana jest w jurze okolicy Klucz i Czajowic, a porfiry Miękini oraz albitofiry Mrzygłodu zawierają ślady hematytu. Zdaniem S. Bukowego hematyt Klucz i Czajowic wywołany jest przez wody ascenzyjne, uruchamiające zmineralizowanie w starszych utworach.

Metamorfizm regionalny oraz batolitowy może doprowadzić do przekształceń i przemieszczeń pierwotnego hematytu w skałach osadowych. Pod tym względem niezmiernie interesujące byłyby strefy pneumatolitycznego metamorfizmu, o ile w ogóle okaże się, że zjawisko to w Mrzygłocie odpowiada rzeczywistości. Stwierdzenie tego procesu w ogóle mogłoby się stać podstawą do intensywnych i szczegółowych prac, których celem byłoby odkrycie stref pneumatolizy oraz stref metasomatyzacji. Te ostatnie nie byłyby wykluczone, jeśli wziąć pod uwagę, że w profilu badanego obszaru występuje węglanowy dewon oraz częściowo karbon, w których, teoretycznie rzecz biorąc, na drodze metasomatozy mogłoby dojść do powstania złóż hematytu i syderytu. Z tego punktu widzenia szczególnego znaczenia nabrąć by mogły lokalne dodatnie anomalie grawimetryczne, szczególnie w otoczeniu ewentualnego batolitu.

Wszystkie jednak poruszone wyżej zagadnienia zależą generalnie od tego, czy w podłożu mrzygłódzkiego obszaru istnieje batolit ze strefą pneumatolitycznej mineralizacji w części apikalnej.

Podjęcie jakichkolwiek wstępnych prac, zapoczątkowanych prawidłowo z uwagi na konieczność stworzenia mocnej podstawy teoretycznej i faktycznej dla przyszłych badań, powinno poprzedzić wykonanie dwu głębokich otworów, które stałyby się probierzem hipotezy roboczej, opartej na pośrednich i teoretycznych przesłankach. Jedno z tych wierceń powinno być zlokalizowane w centrum anomalii magnetycznej Mrzy-

głodu, a drugie w centrum, względnie ujemnej anomalii grawimetrycznej na południowy zachód od Kotowic.

Jaka powinna być głębokość tych otworów? J. Skorupa (1955) analizując anomalie magnetyczne omawianego obszaru określał głębokość ciał zaburzających na kilkakset do 1200÷1500 m. Uwzględniając wykonane w różnych miejscach otwory wiertnicze oraz generalny cel takich dwu stratygraficznych otworów, wydaje się, że powinny one być zaprojektowane przynajmniej do głębokości 2000÷2500 m, a nawet do 3000 m. Nie wnikając bliżej w to, co mogą przedstawiać z geologicznego punktu widzenia masy zaburzające na głębokości 1200÷1500 m, trzeba od razu podkreślić, że dotarcie do stropu batolitu jest mimo wszystko zadaniem drugorzędnym. Najistotniejsze i najważniejsze jest przebicie całej strefy apikalnej albo jej większej części, która jako aureola batolitu musi się nad nim znajdować i obejmować sobą sfałdowane, zdyslokowane i zmetamorfizowane serie skalne. Konieczność głębszych otworów wynika także z tego, że mamy do czynienia ze sfałdowanymi i zmienionymi osadami geosynklinalnymi, które w wyniku procesów górotwórczych wielokrotnie mogły zmieniać swoją pozycję w profilu i przekroju. Złuskiwania, nasunięcia, podwinięcia i temu podobne przemieszczenia tektoniczne zmuszają do znacznej „metrażowej rezerwy wiertniczej“, która może się stać nieodzowna dla ustalenia zjawisk tektonicznych, metamorficznych i mineralizacyjnych.

W przypadku uzyskania pozytywnych wyników, intensywnemu rozpoznaniu wiertniczemu powinien ulec obszar pomiędzy Krakowem a Częstochową i Lublińcem, przy czym specjalną uwagę należałoby poświęcić na zanalizowanie i rozpoznanie treści dodatnich lokalnych anomalii w otoczeniu batolitu. Już obecnie bardzo frapujący wydaje się związek wydłużonej anomalii Wolfbromia z magnetyczną anomalią Ryczowa — Kwaśniowa — Chrzastowic oraz ich związek z ujemną anomalią Przybynowa — Żerkowic — Niegowej.

Generalne rozpoznanie budowy geologicznej powinno być przeprowadzone przy pomocy 4÷5 regionalnych przekrojów geologicznych. Na każdym z przekrojów należałoby wykonać po 3÷4 otwory wiertnicze do 1000÷1500 m głębokości, w celu rozpoznania sfałdowanego podłoża i jego stosunku do pokrywy platformowej triasowo-jurajskiej. Wobec zupełnie realnych danych wskazujących na to, że obszar pomiędzy Oleśnem, Częstochową i Krakowem jest intrageosynklinalną gałęzią hercyńskiego orogenu, tylko takie postępowanie gwarantuje prawidłowo pomyślane prace poszukiwawcze i prawidłowe rozpoznanie związku pomiędzy złożami a przejawami mineralizacji, która według wszelkiego prawdopodobieństwa jest pochodną hercyńskiego procesu górotwórczego. Złoża występujące w pokrywie osadowej Górnego Śląska są więc późniejszą naturalną konsekwencją istnienia tego górotworu, którego powstaniu towarzyszyły procesy, jak w dyskusji podkreślił F. Ekiert, polimineralizacyjne. W związku z tym należałoby również szczególną uwagę zwrócić na analizę możliwości mineralizacji apikalnej części mrzygłodzkiego batolitu pierwiastkami promieniotwórczymi.

PISMIENICTWO

- BUKOWY S. (1961a) — Sprawa poszukiwań ropy naftowej w Hercynidach. Kwart. geol., 5, p. 57—61, nr 1. Warszawa.
- BUKOWY S. (1961b) — Uwagi o pochodzeniu żelaza zawartego w doggerze anty-klinorium śląsko-krakowskiego. Kwart. geol., 5, p. 101—107, nr 1. Warszawa.
- BUKOWY S. (1961c) — Uwagi o mineralizacji skał paleozoicznych w okolicy Krakowa. Kwart. geol., 5, p. 338—344, nr 2. Warszawa.
- EKIERT F. (1957) — Warunki geologiczne występowania skał magmowych w Mrzygłodzie w okolicy Zawiercia. Kwart. geol., 1, p. 106—112, nr 1. Warszawa.
- MAŁKOWSKI S., KARASIŃSKI M. (1928) — Skład chemiczny i charakterystyka petrograficzna lamprofirów Gór Świętokrzyskich i okolic Polskiego Zagłębia Węglowego. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 19—20, p. 39—41. Warszawa.
- RUTKOWSKI F. (1928) — Otwór świdrowy w Głazówce. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 19—20, p. 36—37. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1928) — Lamprofiry okolic Iwanisk w Łysogórach i okolic Siewierza. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 19—20, p. 38. Warszawa.
- SKORUPA J. (1955) — Sesja naukowa IG poświęcona budowie geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prz. geol., 3, p. 492—493, nr 10. Warszawa.
- STILLE H. (1951) — Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. Beih. Geol. Jb., nr 2, p. 1—138. Hannover.
- WIESER T. (1957) — Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia. Kwart. geol., 1, p. 113—126, nr 1. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1960) — Tektonika obszaru częstochowskiego. Prz. geol., 8, p. 418—424, nr 8. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1962) — Obecny stan budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski. Kwart. geol., 6, p. 485—511, nr 3. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1963) — Problemy tektoniczne obszaru pozakarpackiej Polski. Pr. Inst. Geol., 30, cz. 4, p. 71—99. Warszawa.

Ежи ЗНОСКО

**О НЕОБХОДИМОСТИ ГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ
В АПИКАЛЬНОЙ ЧАСТИ МЖИГЛОДСКОГО БАТОЛИТА**

Резюме

В работе дается очерк развития и результатов метаморфической деятельности, связанных с магматическими процессами эвгеосинклиналей. Особое внимание обращается на большое значение процессов минерализации и оруденения, происходящих в апи-

кальной зоне батолитов и подчеркивающих соответствующим образом в гравиметрической и магнитной картинах батолитов. Описывается значение эрозионных процессов в апикальных участках батолитов и отмечаются их результаты, проявляющиеся в геофизической картине эродированных батолитов.

На основании выполненных до сих пор геофизических и буровых работ в районе между Ченстоховой и Краковом было доказано, что на этой территории могут существовать гранитоидные батолиты с незэродированной апикальной зоной, в которой полностью могут быть сохранены эффекты пневматолитического оруденения.

Подчеркивается характерная последовательность лампрофиры — диабазы — рудные жилы, проявляющаяся почти во всех рудных залежах в соседстве батолитов и установленная также в изучаемом районе, что связано, возможно, с залегающим в основании батолитом, дающим отрицательную гравиметрическую аномалию.

Доказана связь между складчатым палеозойским основанием изучаемого района и установленными магматическими проявлениями.

Подчеркивается необходимость регионального изучения герцинских интернидов на всей территории, расположенной между Олесном и Краковом, а также необходимость изучения проявлений минерализации, встречающейся в складчатом основании и в отложениях платформенного покрова, которая является натуральным результатом возникновения герцинского орогена.

Jerzy ZNOSKO

ON THE NECESSITY OF DEEPER DRILLING IN THE APICAL PART OF THE MRZYGLÓD BATHOLITH

S u m m a r y

In the present paper an outline of the historical development, the course and the activity of metamorphic processes connected with the magmatic processes of the eugeosynclines are given. A particular attention is paid to the prominent importance of both mineralization and metallizing processes occurring in the apical mantle of batholiths, and properly revealing in both the gravimetric and the magnetic characters of the batholiths. The importance of the erosional processes influencing the apical parts of the batholiths are discussed and the effects produced by these processes, as concerns geophysical character of the eroded batholiths are stressed, too.

On the basis of geophysical and drilling researches carried out till now between Częstochowa and Cracow, the author indicates that in this area may exist granitoid batholiths having non-eroded apical mantle, in which effects of pneumatolitic metallizing process might be preserved on the whole.

A characteristic succession — lamprophyres - diabases - ore veins — being observed practically in all the ore-bearing areas adjacent to the batholiths is stressed there. This succession has been determined also in the area of study probably as an effect of presence of a batholith hidden in the substratum and revealed as a negative gravimetric anomaly.

Moreover, an interrelation existing between orokinetically folded Palaeozoic substratum of the area investigated and magmatic phenomena established here was presented, too.

Finally, the author urges a necessity of a regional study on the Hercynian internides in the entire area stretching between Oleśno and Cracow, as well as a need to investigate the effects of mineralization appearing in the folded substratum and in the sediments of platform cover — a mineralization being here a natural consequence of formation of the Hercynian orogeny.