

Zbigniew KOWALCZEWSKI, Tymoteusz WRÓBLEWSKI

## Problemy rudoności osadów na tle diastrofizmu i wulkanizmu Gór Świętokrzyskich\*

### WSTĘP

Szybki postęp prac rozpoznawczych oraz interesujące wyniki badań geologicznych, prowadzonych w skali światowej nad magmatyzmem, a przede wszystkim wulkanizmem (także i współczesnym), każą zwrócić baczniejszą uwagę na złożowy aspekt tej problematyki. Postulat taki jest tym bardziej uzasadniony, że w nauce o złożach pojawiły się również nowe kierunki badań, wynikające z lepszej znajomości podstawowych procesów geologicznych.

Prace geologiczne prowadzone intensywnie w ostatnich latach na obszarze południowej Polski rozszerzyły zakres znajomości różnorodnych przejawów magmatyzmu intruzywnego oraz wulkanizmu, a także przejawów mineralizacji wieku paleozoicznego i mezo-kenozoicznego. Wiele nowych danych zarejestrowano też w Górach Świętokrzyskich. O skałach magmowych i piroklastycznych pisali ostatnio: W. Ryka (1957, 1959, 1966); W. Ryka, H. Tomczyk (1959); J. Czermiński, W. Ryka (1962, 1970); I. Kardymowicz (1960, 1961, 1967); H. Łobanowski, R. Michniak (1960); H. Tomczyk, M. Turnau-Morawska (1967); R. Chlebowski (1971); W. Ryka, H. Żakowa (1964); H. Żakowa, J. Pawłowska (1966); A. Langier-Kuźniarowa (1967); E. Fijałkowska, J. Fijałkowski (1967); M. Tarnowska (1968); J. Ła-bęcki (1968, 1970); Z. Rubinowski (1967); Z. Kowalczewski (1974).

Badaniami świętokrzyskich złóż rud metali zajmowało się od blisko 200 lat wielu geologów. Z nowszych opracowań należy wymienić prace: J. Czarnockiego (1932, 1937, 1950, 1956), J. Samsonowicza (1924, 1929, 1934), C. Kuźniara (1933), K. Bohdanowicza (1937), S. Jaskólskiego, C. Poborskiego i E. Goerlicha (1953), R. Osiki i E. Ekiertowej (1958), Z. Rubinowskiego (1958, 1959, 1962a, 1962b, 1966, 1970, 1971a, 1971b), M. Szcówwki (1961), A. Owczarka (1954, 1965), M. Niecia (1961, 1968), H. Gruszczyka i I. Smolarskiej (1960, 1963), K. Piekarskiego (1961, 1963).

---

\* Praca stanowi rozwinięcie też przedstawionych przez autorów w dniu 12 maja 1971 r. na posiedzeniu naukowym Oddziału Świętokrzyskiego Instytutu Geologicznego w Kielcach.

Celem niniejszego artykułu jest rozważenie różnych przejawów wulkanizmu i mineralizacji na tle ogólnych prawidłowości rozwoju diastrofizmu i sedymentacji w nawiązaniu do obserwacji poczynionych w Górach Świętokrzyskich. Analizę taką umożliwiły badania mineralizacji i magmatyzmu w Górach Świętokrzyskich przeprowadzone ostatnio w ramach prac Oddziału Świętokrzyskiego Instytutu Geologicznego w Kielcach.

Między wulkanizmem i mineralizacją osadów istnieją zależności genetyczne, które można rozpatrywać na płaszczyznach: tektonicznej, paleogeograficznej, litofacjalnej, petrochemicznej i złożowej. W krótkim artykule nie sposób wyczerpująco przeanalizować wszystkich aspektów tej rozległej problematyki, można tylko zasygnalizować zagadnienia najważniejsze.

Autorzy pragną podziękować serdecznie prof. drowi J. Znosko, doc. drowi J. Czerwińskiemu, doc. drowi C. Żakowi, doc. mgr M. Pajchłowej i doc. drowi inż. Z. Rubinowskiemu za krytyczne przejrzanie niniejszego tekstu, cenne uwagi merytoryczne oraz wnikliwą dyskusję nad głównymi tezami publikowanego artykułu.

#### WPLYW ZJAWISK WULKANICZNYCH NA RUDONOŚNOŚĆ SKAŁ OSADOWYCH

Wpływ wulkanizmu na powstawanie złóż był dotychczas uwzględniany w niewielkim stopniu (złoża siarki rodzimej, boranów, niektóre wystąpienia krzemionki, aragonitu, siarczanów, siarczków i błyszczu żelaza oraz niektóre złoża miedzi). Procesy tworzenia się rud rozpatrywano na ogół z pozycji czystej endogenezy lub z pozycji hipergenezy. Wyjątkiem są tu złoża rud żelaza Jeziora Górnego w USA, rozpatrywane przez niektórych badaczy (C. R. Van Hise, C. K. Leith, 1911) jako produkt działalności wulkanizmu podmorskiego, oraz formacja ekshalacyjno-podmorskich złóż rud żelaza typu Lahn-Dill, wyróżniana przez H. Schneiderhöhna (1955). Formację Lahn-Dill reprezentują rudy żelaza tlenkowe (hematyt, magnetyt), węglanowe (syderyt), krzemianowe (chloryty żelaziste) i siarczkowe (piryt), które występują w utworach dewonu wśród keratofirów, tufów diabazowych i diabazów. H. Schneiderhöhn nazywa je diabazowymi albo keratofirowymi rudami żelaza. Do formacji podmorskich ekshalacyjno-osadowych złóż kruszcowych zalicza on ponadto złoża rud manganu Kellerwald w RFN i Gonzen w Szwajcarii oraz złoża siarczkowe (Fe, Cu, Zn), Meggen i Rammelsberg w RFN, a także Ergani Maden w Turcji.

W ostatnich latach ogólny postęp prac geologicznych spowodował wzrost zainteresowania zjawiskami zachodzącymi na pograniczu procesów osadowych i efuzywnych. Rozwojowi tego kierunku sprzyjają badania dna oceanów, które wskazują na szeroki rozwój wulkanizmu podmorskiego i jego ogromny wpływ na litogenezę oraz udział w tworzeniu się pewnych złóż. Dotyczą one głównie osadów współczesnych i utworzonych w niedawnej przeszłości. Badania te wykazały, że w procesach sedymentacji aktywnie uczestniczy wulkanizm, w tym przede wszystkim podmorski, który jest źródłem materiału dla skał osadowo-wulkanicznych, a często i dla skał uważanych dotychczas za „czysto” osadowe. Nie ma podstaw przypuszczać, że we wcześniejszych okresach geologicznych wulkanizm był słabiej wyrażony niż obecnie. Należy sądzić, że w starszych

epokach (przynajmniej niektórych) wulkanizm był bardziej intensywny i obejmował większe obszary.

Procesom zachodzącym na pograniczu hipergenezy i wulkanizmu szczególnie dużo uwagi poświęcili m. in. N. M. Strachow (1963), C. A. Anderson (1969) i G. S. Dzoczenidze (1969). W Polsce problemy te rozważane były przez F. Ekierta (1957) oraz S. Jaskólskiego (1964). N. M. Strachow wyodrębnił litogenezę typu efuzywno-osadowego, a G. S. Dzoczenidze poświęcił obszerne studium roli wulkanizmu w tworzeniu się osadów i rud.

Rozpatrując rolę wulkanizmu w tworzeniu się współczesnych osadów i występujących w nich złóż rud, wielu badaczy uwypukla niedocenioną na ogół rolę aktualnych zjawisk ekstruzywnych związanych ze współczesnymi akwenami. Do zbiorników wodnych dostają się wielkie ilości materiału piroklastycznego wzbogaconego w żelazo i inne metale. Materiał ten wprowadzony jest w środowisko wodne bezpośrednio w przypadku ekstruzji podwodnych oraz działalności wulkanicznej zachodzącej na obrzeżającym lądzie i wyspach wulkanicznych. O jego masie świadczą liczby podawane (C. Fries Jr., 1953) dla meksykańskiego wulkanu Paricutin, który przez pierwsze dwa tygodnie aktywności wyrzucał dziennie ponad 10 mln ton materiału skalnego, a w okresie 10 lat (1943—1952) dał 3560 mln ton materiału<sup>1</sup>, w tym 2230 mln ton materiału piroklastycznego. Główna masa materiału piroklastycznego osadza się wokół centrum erupcji w promieniu do 50 km.

Skały wulkanogeniczne powstające na lądzie (w tym luźne piroklastyty) są przemywane i transportowane w różnej postaci do zbiorników wodnych, gdzie odkładają się wraz z innym materiałem. Cały materiał piroklastyczny doprowadzony do akwenów (zarówno przyniesiony z ładu, jak i wpadający bezpośrednio) ulega zmieszaniu z innym materiałem terygenicznym, wysortowaniu, a często przemianom i rozkładowi w związku z procesami zachodzącymi na dnie zbiornika. W wyniku sedymentacji powstają kompleksy skał osadowo-wulkanicznych, w których materiał pochodzenia wulkanicznego może być na tyle zmieniony, że traktowany jest jako „normalny” osad. Jedynymi przesłankami świadczącymi o czynnym wulkanizmie w czasie formowania się takiej serii osadowej mogą być wkładki tufitów i innych skał o domieszkach pirogenicznych. Mogą to być również bentonity, które są produktem halmyrolizy popiołów wulkanicznych. Inną przesłanką jest występowanie osadów glaukonitowych, których asocjacja z bentonitem nie jest jeszcze w pełni wyjaśniona. Glaukonit powstaje z produktów rozkładu popiołów w procesie bentonityzacji.

Obok materiału piroklastycznego, który jest mechanicznym komponentem części skał osadowych, procesy wulkaniczne są źródłem ogromnych ilości produktów ciekłych i gazowych. Produkty ciekłe to przegrzane roztwory (hydrotermy), a gazowe to fumarole, solfatary i mofety. Hydrotermy wulkaniczne związane są zazwyczaj z obszarami fumarolowo-solfatarowymi czynnego i wygasłego niedawno wulkanizmu. Formowanie się roztworów hydrotermalnych zachodzi pod wpływem podnoszących się z głębi gazów wulkanicznych, które nagrzewają wody podziemne. Gazy wyzwolane w wyniku zjawisk wulkanicznych warunkują również skład hydro-

<sup>1</sup> Materiał skalny o tej masie pokryłby warstwą grubości 1 m obszar o powierzchni ok. 1400 km<sup>2</sup>.

term i ich zasolenie. Treść mineralna roztworów związana jest w znacznej części z ługowaniem skał, przez które migrują. W roztworach termalnych przeważają wody podziemne pochodzenia meteorycznego, których udział jest decydujący. Wody juvenilne odgrywają rolę podrzędną.

Produkty gazowe dostają się do morza przede wszystkim w postaci chlorków. Poza głównymi składnikami ekshalacji CO, H<sub>2</sub>S, S, CH<sub>4</sub> fumarole obfitują w HCl, NaCl, KCl, NH<sub>4</sub>Cl, CaCl, MgCl<sub>2</sub>, FeCl<sub>2</sub>, FeCl<sub>3</sub>, AlCl<sub>3</sub>, SiCl<sub>4</sub> oraz chlorki Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mn i innych metali w towarzystwie HF, SiF<sub>4</sub>, Ba, P itp. Sulfatary donoszą: S, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, P, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> i inne (M. Książkiewicz, 1972). Związki chemiczne wprowadzone do wody zbiornika reagują pomiędzy sobą, z wodą, z jonami znajdującymi się uprzednio w roztworze oraz z materiałem osadzonym na dnie zbiornika. W wyniku tych reakcji tworzą się hematyt i krzemionka ( $2\text{FeCl}_3 + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + 6\text{HCl}$ ,  $2\text{Fe}^{3+} + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + 6\text{H}^+$ ,  $\text{SiCl}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{SiO}_2 + 4\text{HCl}$ ). W przypadku, gdy H<sub>2</sub>S pochodzenia ekshalacyjnego lub biogenicznego występuje w większych ilościach, powstają warunki dla sedymentacji siarczków: głównie FeS<sub>2</sub>, a także siarczków Pb, Zn, Cu. Precypitacja utworzonych związków zachodzić może bezpośrednio po dostawie odpowiednich jonów do zbiornika lub odbywa się znacznie później. Woda morska rozprowadza jony po całym zbiorniku lub doprowadza je do pewnych jego części. Wypadanie jonów następuje tam, gdzie wystąpią sprzyjające warunki koncentracji (odpowiednie pH, Eh, potencjał ζ, stężenie roztworu itp.).

O wielkiej ilości materiału donoszonego w stadium fumarolowo-sulfatarowym do osadów świadczą dane z obserwacji wulkanu Santoryn na Morzu Egejskim. Wulkan otoczony jest wysepkami rozrzuconymi na obszarze ponad 80 km<sup>2</sup>. Wokół jednej z wysp na polach fumarolowych czynne są termalne źródła o temperaturze 30—40° C. W pobliskiej zatoce utworzył się osad o miąższości 0,7 m zawierający 29—54% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ponad 1% P oraz FeS<sub>2</sub>, FeCO<sub>3</sub> itp. (G. J. Butuzowa, 1967).

Roztwory związane z działalnością wulkaniczną mogą być również źródłem wielu metali, które na tej drodze dostają się bezpośrednio ze zbiornika sedymentacyjnego lub na przyległy kontynent. O ilości donoszonych metali mogą dawać wyobrażenie gorące wody nawiercone na głębokości 2000 m w Południowej Kalifornii. Są one roztworem hydrotermalnym zawierającym skoncentrowane chlorki alkaliów: Zn — 700 g/t, Pb — 100 g/t, Cu — 25 g/t i Ag — 2 g/t (W. I. Smirnow, 1965).

Metale przynieszone do zbiornika przez roztwory termalne, związane z procesami wulkanicznymi lub powulkanicznymi, mogą gromadzić się w osadach dennych, tworząc charakterystyczne facje żelaziste lub siarczkowe. W tym zakresie zasadnicze obserwacje poczynili w latach 1963—1967 oceanologowie amerykańscy w basenie Morza Czerwonego. Przeanalizowane zostały naturalne roztwory termalne i osady gromadzące się w obrębie trzech obniżeń dna środkowej części Morza Czerwonego. Znaczenie tych badań dla odtworzenia genezy złóż rud zostało wykazane przez J. L. Bischoffa (1969), a także G. S. Dzocenidze (1972). Serię osadów tworzącą się współcześnie na dnie Morza Czerwonego można traktować jako model aktualnie powstającego złoża stratyformowanego o genezie wulkanogeniczno-osadowej. Zdeponowane na dnie osady są zróżnicowane. Wyróżniono w nich siedem typów facjalnych, m. in. fację bezpostaciowego

getytu, siarczkową oraz manganowo-syderytową (J. L. Bischoff, 1969). Obserwuje się wyraźne wzbogacenie osadów w tlenki metali. Zawartości  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  dochodzą do 64,2% w facji getytowej i 24,3% w facji siarczkowej;  $\text{Mn}_3\text{O}_4$  — 35,5% w facji manganowo-syderytowej. Facja siarczkowa zawiera 12,2%  $\text{ZnO}$ , 4,5%  $\text{CuO}$  oraz 16,8% S. Głównym komponentem osadów facji siarczkowej jest sfaleryt, w mniejszych ilościach występuje chalcopyryt i piryt. W toku badań określono również rejon dna zbiornika, gdzie następuje dopływ energii cieplnej, jak również dostarczanie metali osadzających się w formie siarczków i tlenków wraz z montmorylonitem.

W świetle przytoczonych faktów grupę złóż „ekshalacyjno-podmorskich” H. Schneiderhöhna (1955) można rozszerzyć, zaliczając tu (N. M. Strachow, 1963, 1965; G. S. Dzocenidze, 1969) wiele złóż: rud żelaza, manganu, fosforanów, a także siarczków Cu, Pb, Zn występujących w towarzystwie Fe, Ba z udziałem domieszek Co, Mo, Ag. W wielu z nich można zaobserwować bezpośredni związek okruszcowania ze skałami wulkanicznymi. Występowanie tufów i bentonitów, oolitowe struktury rud, obecność znacznych ilości krzemionki i wiele innych cech wskazuje na udział procesów wulkanicznych w tworzeniu się treści mineralnej tych złóż. Najbardziej trafnie można je określić mianem złóż osadowych pochodzenia wulkanicznego (złoża wulkanogeniczno-osadowe).

Wiele złóż powstaje na peryferiach kompleksów wulkanogeniczno-osadowych, w obszarach gdzie nie ma law, a tufy (tufity) występują rzadko jako cienkie wkładki. Głównymi komponentami takich serii złożowych mogą być skały ilaste wzbogacone często w substancje organiczne. Skład mineralny rud jest na ogół prosty, szczególnie w przypadku głównych składników złoża. Tego rodzaju wystąpienia rudne mogą reprezentować typ złóż osadowo-wulkanogenicznych oddalonych. Termin ten wprowadzony przez N. S. Szatskiego (1954, 1955) został szerzej zdefiniowany przez N. M. Strachowa (1965) i rozwinięty przez G. S. Dzocenidze (1969). Złoża oddalone charakteryzują się cechami złóż podmorskich wulkanogeniczno-osadowych (chemogenicznych), które można ująć w sześciu punktach.

1. W złożach są obecne Cu, Pb, Zn  $\text{SiO}_2$  w towarzystwie Fe i Mn.
2. Fe i Mn są źle odmieszane i współwystępują w złożach. Żelazo występuje w facji pirytowej, facja syderytowa rozwinięta jest podrzędnie.
3. Rudy występują w formie krótkich soczewek i dlatego w złożach brak jest pokładów *sensu stricto*.
4. Rudy tworzą tekstury masywne.
5. Złoża występują na niewielkim obszarze, na ogół do kilku  $\text{km}^2$ .
6. Zasoby rud są niewielkie, często pozabilansowe.

Złoża osadowo-wulkanogeniczne oddalone trudno jest odróżnić od „czysto” osadowych, gdyż jedne i drugie powstają przede wszystkim na drodze sedymentacji chemicznej. Zasadnicza różnica sprowadza się do tego, że pierwsze z nich zawierają materiał pochodzący ze źródeł wulkanicznych.

Rozpatrując rolę wulkanizmu w tworzeniu się rud w zbiornikach wodnych należy uwzględnić zasadniczy wpływ procesów sedymentacyjnych na ostateczny charakter złoża. Dotyczy to zarówno samej sedymentacji, jak i diagenety, które rozgrywają się na tle ogólnego rozwoju cykliów geotektonicznych i są z nimi bezpośrednio związane.

## ZAGADNIENIE ZWIĄZKÓW POMIĘDZY WULKANIZMEM A MINERALIZACJĄ OSADÓW TRANSGRESYWNYCH

Związek magmatyzmu (plutonizmu i wulkanizmu) z diastrofizmem jest od dawna dowiedziony. Studiując dzieje geologiczne każdego orogenu staramy się odtworzyć etapy i stadia cyklu magmowo-tektonicznego, w których on powstał. Plutonizm, a w konsekwencji i wulkanizm towarzyszą rozwojowi strefy geosynklijalnej od momentu jej założenia aż do czasu powstania górotworu i jego pełnej konsolidacji. Regułą jest, że większa aktywność tektoniczna regionu warunkuje silniejszy wulkanizm. Na obszarze geosynkliny deformacje tektoniczne zachodzą ustawicznie, tylko w różnych miejscach z innym natężeniem, dlatego też i zjawiska wulkaniczne trwają tu ciągle, jednak z inną intensywnością w poszczególnych rejonach. We wszystkich etapach rozwoju geosynkliny zaczynają się one wcześniej i są najsilniej wyrażone w strefach wewnętrznych formowanego górotworu (późniejszych internidach). W strefach zewnętrznych powstającego orogenu (późniejszych externidach) zjawiska wulkaniczne zachodzą z mniejszym natężeniem i w czasie geologicznym mogą być nieco „opóźnione” względem procesu deformacji.

Wulkanizm wyzwolony ruchami tektonicznymi w kolejnych etapach („fazach”) cyklu magmowo-tektonicznego będzie się różnił charakterem petrochemicznym, przede wszystkim w zależności od stopnia zdyferencjonowania magmy w ognisku podskorupowym. Ogólnie będzie on zasadowy w etapie inicjalnym, kwaśny w etapie synorogenicznym i mieszanym — zasadowy i kwaśny — w stadiach postorogenicznych. Trzeba podkreślić, że po zakończeniu finalnych ruchów górotwórczych w strefie orogenicznej długo jeszcze rozwijać się będzie związany z nim genetycznie wulkanizm subsekwentny i finalny. Proces wygasania tego wulkanizmu zachodzi już podczas tworzenia się pokrywy osadowej nowo formowanej młodej platformy.

Geneza wulkanizmu inicjalnego łączy się ściśle z powstaniem właściwych rowów inicjalnych w rozbudowującej się geosynklinie. Ma on więc miejsce na obszarach mórz oraz oceanów i w głównej mierze jest to wulkanizm podmorski. Magmatyzm synorogeniczny towarzyszy procesowi finalnej inwersji tektonicznej i związanej z nim likwidacji geosynkliny. Wygasa on później w warunkach lądowych. Wulkanizm subsekwentny rozpoczyna się erupcjami, które zachodzą na penepłenizowanym lądzie. Towarzyszą one następnie poorogenicznej transgresji morskiej i schyłkowym (w cyklu orogenicznym) deformacjom tektonicznym.

Warunki sprzyjające mineralizacji osadowej pochodzenia wulkanicznego powstają podczas transgresji morskiej, która obejmuje tereny uprzednio silnie sfałdowane i wypiętrzone. Dzieje się tak dlatego, ponieważ:

— „transgresję poorogeniczną” poprzedził i towarzyszy jej jeszcze silny wulkanizm subsekwentny, będący dobrym źródłem związków mineralizujących;

— koncentracje metali w osadzie umożliwiają warunki paleogeograficzne, w których transgresja zachodzi, oraz sposób, w jaki się zalew rozwija.

Na obszarze nowo uformowanego łańcucha górskiego w strefach obniżonych wulkanizm poprzedzający transgresję doprowadza do powstania miększej formacji wulkanogenicznej, złożonej z potoków lawowych i przewarstwiających tufów. Zalew morski wnikając na tereny zbudowane z tych skał przerabiał je na miejscu. Do zatoki i lagun transgredującego morza materiał pirogeniczny dostarczany był bezpośrednio przez transport eoliczny. Zalewowi towarzyszą bowiem początkowo erupcje wulkaniczne o dużym natężeniu. W miarę rozwoju transgresji centra erupcyjne tego wulkanizmu pogrążają się stopniowo pod wodą i zasypywane osadami ulegają likwidacji. Stadium schyłkowych wybuchów oraz ekshalacji par i gazów porobiega zazwyczaj na dnie płytkich jeszcze zatok. Podczas transgresji poorogenicznej, w konsekwencji wyżej opisanych procesów endo- i egzogenicznych, istniały dogodne warunki dla wzbogacenia roztworu wody morskiej wieloma związkami chemicznymi, które mineralizowały osad.

W obszarach zaburzonych ruchami tektonicznymi mamy do czynienia nie tylko z „transgresjami poorogenicznymi”, ale również z „ingresjami pofazowymi”. Ingresje te zachodziły po wygaśnięciu ruchów kolejnych „faz”<sup>2</sup> tektonicznych wynurzających teren. Zalewy takie mogą mieć miejsce zarówno wówczas, gdy region znajduje się w stadium rozwoju geosynklinalnego (po „fazach orogenicznych”), jak i wtedy, gdy osiągnął już stadium platformowe (po „fazach synorogenicznych”). Ingresjom związanym z przebudową geosynkliny towarzyszy rewolucja strukturalna, a więc także i silny wulkanizm. Istnieją wówczas niezbyt odległe i „wydajne” źródła mineralizacji, ale raptowne zmiany warunków środowiska sprzyjają tylko w specyficznych przypadkach większej koncentracji metali w osadzie. Na rodzaj tej mineralizacji wpływa w pierwszym rzędzie charakter petrochemiczny uruchomionego wulkanu, który będzie inny na różnych etapach rozwoju cyklu magmowo-tektonicznego.

Ingresje morskie, które zachodzą w warunkach platformowych, muszą być rozważane oddzielnie w odniesieniu do starych i młodych platform. W pierwszym przypadku zalewowi towarzyszy długotrwały, ale słaby niepokój tektoniczny, a aktywne centra erupcyjne są na ogół odległe od rejonu objętego ingresją. Powolna ewolucja warunków środowiska może sprzyjać koncentracji metali w osadach ingredującego morza, brak natomiast lokalnego wulkanizmu oddala źródła mineralizacji od akwenów rozszerzającego się zalewu. Im bardziej odległe były te źródła, tym mniej-  
sze istniały możliwości nagromadzenia się metali w powstających osadach.

Na obszarach młodych platform centra erupcyjne są położone blisko, a niekiedy nawet na terenie objętym zalewem. Aktywność tektoniczna tych regionów jest większa, a co za tym idzie i rzeźba terenu różnicuje się wyraźnie. Stwarza to korzystne przesłanki dla koncentracji Fe, Cu, Pb, Zn i innych metali w zbiornikach tworzących się podczas ingresji pofazowych na terenie młodych platform.

Podsumowując powyższe rozważania można stwierdzić, że najdogodniejsze warunki dla mineralizacji syngenetycznej pochodzenia wulkanicz-

<sup>2</sup> Poglądy Z. Kowalczewskiego na istotę i przebieg tzw. faz górotwórczych odbiegają nieco od ogólnie przyjmowanych i dlatego w pracy tej terminu faza używa się w cudzysłowie.

nego powstały w toku „transgresji poorogenicznych”, nieco mniej dogodnie podczas „ingresji pofazowych” na terenach młodych platform, gorsze przy „ingresjach pofazowych” w obszarach geosynklinalnych, a najmniej korzystne podczas „ingresji pofazowych” na terenie starych platform.

Ruchy tektoniczne, które poprzedzają każdą transgresję, wywierają także decydujący wpływ na paleogeografię dotkniętego nimi obszaru. Wpływ ten jest tym poważniejszy, a deniwelacje terenów deformowanych tym większe, im silniejsze były ruchy tektoniczne. W momencie rozpoczęcia transgresji zasadniczymi dla naszych rozważań elementami paleogeografii są: morfologia zalewanego ładu — charakter linii brzegowej, typ i budowa wybrzeży — oraz warunki klimatyczne.

### OCENA MOŻLIWOŚCI POWSTAWANIA RUD W ŚWIETLE ROZWOJU GEOTEKTONICZNEGO GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Struktury geologiczne stwierdzone na obszarze południowej Polski powstały w rezultacie rozwoju trzech odrębnych cykli magmowo-tektonicznych — kaledońskiego, waryscyjskiego i alpejskiego (J. Znosko, 1970). Każdy z nich przebiegał we właściwej sobie geosynklinie. Geosynklina kaledońska obejmowała na południu Polski teren „Vistulikum”<sup>3</sup>, waryscyjska — Sudety i obszar morawsko-śląski, a alpejska — Karpaty. Wzajemnie bliskie położenie tych trzech struktur (a w przypadku geosynkliny karpackiej wręcz jej nałożenie się na internidy kaledońskie) pozwala sądzić, że zjawiska wulkaniczne zachodziły tu w dużym interwale czasowym: wend — trzeciorzęd. Na obszarze o konsolidacji staropaleozoicznej akcentował się najsilniej wulkanizm kaledoński, a słabiej późniejszy, jako pochodny cykli magmowych, właściwych dla niezbyt odległych, ale tym niemniej odrębnych geosynklin. Poszczególne regiony geologiczne trzeba rozpatrywać oddzielnie, istnieją bowiem między nimi różnice strukturalne, które decydują o innym przebiegu procesów magmowych i różnych warunkach mineralizacji. W południowej Polsce należy spodziewać się mineralizacji powiązanej genetycznie z wulkanizmem<sup>4</sup> kaledońskim, waryscyjskim i alpejskim.

Pozytywny — mineralizujący — wpływ wulkanizmu z terenu geosynkliny czy nowo uformowanego górotworu na obszary sąsiednie będzie zależał od stopnia konsolidacji tektonicznej i odległości tych obszarów od aktywnej strefy orogenicznej (=wulkanicznej). Oceniając z powyższego punktu widzenia tradycyjne tereny występowania rud w Polsce południowej trzeba stwierdzić, że zarówno w paleozoiku, jak i w mezokenozoiku w uprzywilejowanym położeniu znajdował się obszar śląsko-krakowski, a w mniej korzystnym Góry Świętokrzyskie. Góry Świętokrzyskie są położone dalej na peryferiach kaledońskich externidów niż region śląsko-

<sup>3</sup> Vistulikum wg H. Stillego (1950) obejmuje obszar o konsolidacji kaledońskiej położony na południu Polski — na E od strefy morawsko-śląskiej i na S od regionu łysogórskiego. Ostatnio J. Znosko (1973) rozszerzył zakres tego pojęcia i objął nim obszar o konsolidacji kaledońskiej, położony na SW od krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej.

<sup>4</sup> Z magnetyzmem w ogólności, w tym także i z wulkanizmem.



-krakowski i nie były tak silnie przebudowywane w ruchach waryscyj-skich. Wpływ wulkanizmu alpejskiego jest też na pewno silniejszy w obszarze śląsko-krakowskim niż w Górach Świętokrzyskich. Te ostatnie leżały bowiem dalej od terenu geosynkliny karpackiej.

Góry Świętokrzyskie w swych dziejach geologicznych były wielokrotnie lądem nawiedzanym przez zalewy morskie. Morfologia lądu świętokrzyskiego zależała od siły i skałi ruchów górotwórczych poprzedzających transgresję czy ingresję morską, a także od rozmiarów i zasięgu erozji zachodzącej na powierzchni terenu. Grzbiety górskie tworzyły początkowo jednostki antyklinalne obramowane zwykle dyslokacjami, doliny zaś rozwijały się na elementach synklinalnych. W miarę upływu czasu i wygasania niepokoju tektonicznego wraz z postępem erozji rzeźba terenu uzależniała się coraz bardziej od litologii skał podłoża. Ostatecznie pasma wzniesień rozwinęły się liniowo na wychodniach skał twardych, odpornych na erozję i wietrzenie. Doliny natomiast były preparowane w miękkich warstwach podłoża. Wybrzeże lądu świętokrzyskiego podczas każdego z kolejnych zalewów morskich wyglądało inaczej, było w różnym stopniu urozmaicone, odmienna była jego budowa geologiczna i charakter morfologiczny terenów przyległych. Niekiedy, jak np. w arenigu, dewonie dolnym, permie czy miocenie, wybrzeże zbudowane z różnych skał osadowych było zróżnicowane morfologicznie, rozczłonowane, o zawilej linii brzegowej. Doliny, którymi wkraczało morze, miały także urozmaiconą rzeźbę dna i dlatego w powstających zatokach tworzyły się akweny głębsze i płytsze.

W paleozoiku, po ruchach górotwórczych w okresach poprzedzających największe zalewy, na lądach obszaru Polski panował klimat suchy i gorący (dewon dolny, perm dolny), który później stopniowo, w miarę rozszerzania się zalewu morskiego, ulegał zmianie na wilgotny i gorący. Na południu Polski klimat ciepły i wilgotny panował też i w tortonie podczas transgresji miocenijskiej. Klimat miał poważny wpływ na przebieg procesów wietrzenia na lądzie świętokrzyskim i na procesy sedymentacji w lokalnych zbiornikach wodnych oraz decydował o rozwoju życia organicznego (przede wszystkim flory) nad zatokami.

Ruchy tektoniczne faz górotwórczych, które rozgrywały się na obszarze świętokrzyskim, nie zamierały raptownie, ale wygasaly stopniowo. Proces ten rozłożony w czasie trwał długo i nie przebiegał jednostajnie, chwila-mi — ale na krótko — ruchy nasilały się nieco. Ekspansji morza towarzyszył więc jeszcze (słabnący skokowo) niepokój tektoniczny o zmiennym natężeniu. Wpływał on poważnie na tempo rozwoju zalewu, jego przebieg i wywołaną nim sedymentację. Transgresje czy ingresje morskie wnika-jące zatokami na obszar świętokrzyski rozszerzały się wolno, ze zmienną prędkością i co pewien czas ulegały zahamowaniu. Osłabienie tempa zalewu bywało niekiedy (np. w dewonie dolnym) na tyle długotrwałe, a ru-chy wznoszące tak silne, że całe zatoki albo ich duże części traciły kontakt z basenami otwartymi i zamieniały się stopniowo w nadmorskie bagna i limniczne jeziorzyska, szybko zasypywane osadami i zarastane roślin-nością (Z. Kowalczewski, 1971). Akweny płytsze dawnych zatok mogły wówczas ulec całkowitemu wynurzeniu (fig. 1). Nie zawsze i nie wszędzie ruchy tektoniczne czasu zalewu doprowadzały do tak poważnych skutków, niekiedy tylko ograniczały tempo subsydencji, a więc i szybkość sedy-

mentacji w zbiornikach morskich. Po okresie względnej stagnacji warunków miała miejsce kolejna ingresja i teren dawnej zatoki ponownie znalazł się pod wodą. Wówczas zmieniła się nieco konfiguracja dna i zasięg linii brzegowej. Za każdym razem osłabienie tempa zalewu wiązało się z krótkotrwałym okresem wzmożonej aktywności tektonicznej regionu, a ponieważ na południu Polski z aktywnością tą był ściśle zsynchronizowany wulkanizm, również i on intensyfikował się w tym samym czasie.

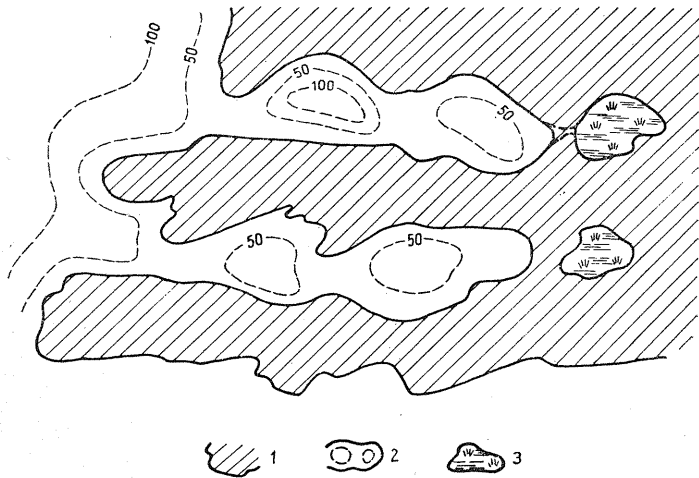


Fig. 1. Schematyczny szkic warunków batymetrycznych w zatokach morskich

Schematic sketch of bathymetric conditions in marine bays

1 — ląd; 2 — morze; 3 — zbiorniki limniczne  
1 — continent; 2 — sea; 3 — limnic basins

Przebieg procesów tektonicznych kształtujących warunki paleogeograficzne i charakterystyczny rozwój zalewu wpływał decydująco na sekwencje i rozwój facjalny osadów (fig. 2). Typową cechą obserwowaną w pionowych profilach utworów transgresywnych jest cykliczne powtarzanie się warstw skalnych o określonym następstwie: zlepieńce — piaskowce — mułowce — iłowce — margle (lub wapienie) bitumiczne — mułowce — piaskowce. Układ ten nie zawsze jest kompletny; często cyklotemy transgresywne ograniczały się tylko do powtarzających się kilkakrotnie zespołów warstw: piaskowce — mułowce — piaskowce lub mułowce — iłowce — mułowce. Zważywszy na warunki sedimentacji i erozję poprzedzającą depozycje warstw młodszych cyklotemów, następstwo skał w cyklu transgresywnym wygląda np. tak: zlepieńce — piaskowce — mułowce — iłowce, piaskowce — mułowce — iłowce, mułowce — iłowce — zlepieńce — piaskowce — mułowce — iłowce — margle — wapienie lub dolomity. Osady o sekwencji transgresywnej można obserwować w profilach: arenigu — lanwirnu, zigenu górnego — emsu — eiflu, turneju — wizenu, czerwonego spągowca — cechsztynu, niższego pstrego piaskowca — retu, liasu — doggeru, aptu — turonu, helwetu — tortonu.

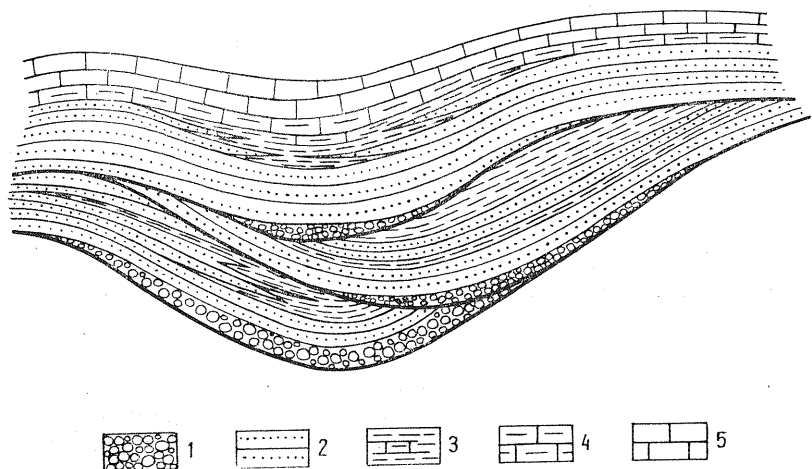


Fig. 2. Schematyczny przekrój przez osady formacji transgresywnej  
Schematic cross section through the deposits of transgressive formation

- 1 — zlepienie; 2 — piaskowce i mułowce; 3 — łuowce z wkładkami margli; 4 — margle; 5 — wapień  
1 — conglomerates; 2 — sandstones and siltstones; 3 — claystones with marl intercalations; 4 — marls; 5 — limestones

Dla tych osadów typowa jest nie tylko zmienność litologiczna rejestrowana w sekwencji pionowej, ale i różnicowanie się horyzontalne facji w poszczególnych poziomach stratygraficznych. Zrozumiałe, że osad złożony lub wytracony w płytkich, ale otwartych akwenach transgredującego morza różni się od osadu powstałego w zatokach sięgających w głąb lądu. W tych ostatnich jest on ponadto wykształcony odmiennie w strefach płytszych i w strefach głębszych. Inne osady powstają przy stromym skalistym brzegu, inne na płaskiej piaszczystej plaży. Na różnicowanie się facjalne osadów transgresywnych w pierwszym okresie ich tworzenia wpływa decydująco podłoże, jego morfologia i budowa geologiczna. Im wyraźniej jest ono urozmaicone, a relief terenu ostrzejszy, tym większa będzie zmienność facjalna osadów transgresywnych. W przypadku zahamowania (lub osłabienia) tempa zalewu osady różnicują się jeszcze bardziej. Większego znaczenia skałotwórczego nabiera wówczas materia organiczna i materiał piroklastyczny (tufy, tufity, mułowce tufitowe).

Odtworzenie zmienności pionowej i poziomej osadów poszczególnych formacji transgresywnych oraz skorelowanie różnoczasowych zjawisk geologicznych jest zadaniem trudnym. W Górach Świętokrzyskich problem ten wymaga dalszych studiów podstawowych, kartograficznych, stratygraficznych i petrochemicznych. Studia takie są niezbędne dla prawidłowej realizacji prac poszukiwawczych. W ich toku szczególną uwagę należy zwracać na osady powstające w okresach osłabienia tempa zalewu, tj. wtedy, gdy następowała szybka zmiana facji.

## OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA PRZEJAWÓW RUDONOŚNOŚCI W GÓRACH ŚWIĘTOKRZYSKICH

Całość zagadnień dotyczących rud metali nieżelaznych w Górach Świętokrzyskich podsumowuje w monograficznym opracowaniu Z. Rubinowski (1971b). Autor ten dokonuje szerokiego, czasowo-przestrzennego przeglądu regionalnej problematyki metalogenicznej oraz przeprowadza szeroką dyskusję nad genezą złóż i przejawów mineralizacji. Monografia ta, wraz z wcześniejszym opracowaniem faktograficznym dotyczącym również rud żelaza i piryty, była punktem wyjścia dla rozważań opublikowanych poprzednio (Z. Kowalczewski, T. Wróblewski, 1971) i kontynuowanych w niniejszym artykule.

Badania przeprowadzone w ostatnich latach pozwoliły zarejestrować szereg faktów geologiczno-złożowych i spojrzeć na nie z innego punktu widzenia. Obserwacji tych jest zbyt dużo, aby je tu analizować oddzielnie. Na fig. 3 zestawiono ilościowo przejawy mineralizacji, zarejestrowane w poszczególnych kompleksach geologicznych na tle znanych przejawów wulkanizmu, nie podając szczegółowej charakterystyki wystąpień rudnych. Zestawienie to ma charakter orientacyjny, obejmuje złoża i przejawy mineralizacji ujęte statystycznie. Podano w nim ilość wystąpień rudnych, pomijając ich wielkość. Ze względów technicznych przyjęto, że 5 wystąpieniem odpowiada na fig. 3 jeden znak. Aby nie pominąć pojedynczych stanowisk mineralizacji, każdą ilość mniejszą od pięciu punktów oznaczono również jednym znakiem. W zestawieniu — obok rud żelaza i kruszców metali nieżelaznych — ujęto charakterystyczne dla formacji złóż wulkanogeniczno-osadowych wystąpienia rud manganu, barytu i fosforanów. Zestawienie to wskazuje na nasilenie mineralizacji w skałach: kambru, ordowiku, dewonu, permu i triasu oraz częściowo trzeciorzędu. Jednocześnie większość znanych przejawów wulkanizmu koncentruje się w dolnym ordowiku, wyższym sylurze — niższym dewonie oraz karbonie — permie.

Nasuwa się przypuszczenie o powiązaniach czasowych okresów maksymalnej aktywności wulkanicznej ze stadiami wzmożonej mineralizacji osadów. Problem ten rysuje się równie ciekawie przy zestawieniu przejawów mineralizacji określonej jako „syngenetyczna”<sup>5</sup> na tle rozwoju regionalnego wulkanizmu (fig. 4). Nasilenie mineralizacji wyrażono na rysunku długością linii w sposób przybliżony. Zdaniem autorów nie dyskwalifikuje to wniosków płynących z analizy takiego zestawienia. Związek czasowy występowania okruszczowania z przejawami wulkanizmu jest szczególnie wyraźny w odniesieniu do starszych formacji geologicznych (dewonu i ordowiku), a częściowo i trzeciorzędu.

Rozpatrując poszczególne wystąpienia rudne można w wielu przypadkach zaobserwować współwystępowanie rud i przejawów wulkanizmu. Dotyczy to zwłaszcza żelaza. W bezpośrednim sąsiedztwie tufitów i bento-

<sup>5</sup> Pojęcia złóż (przejawów mineralizacji) syngenetycznych i epigenetycznych w powszechnie przyjmowanym znaczeniu są zdaniem T. Wróblewskiego nieadekwatne niektórym, poznanym już dziś pełniej, procesom formowania się złóż. Dlatego terminy te używane są w cudzysłowie.



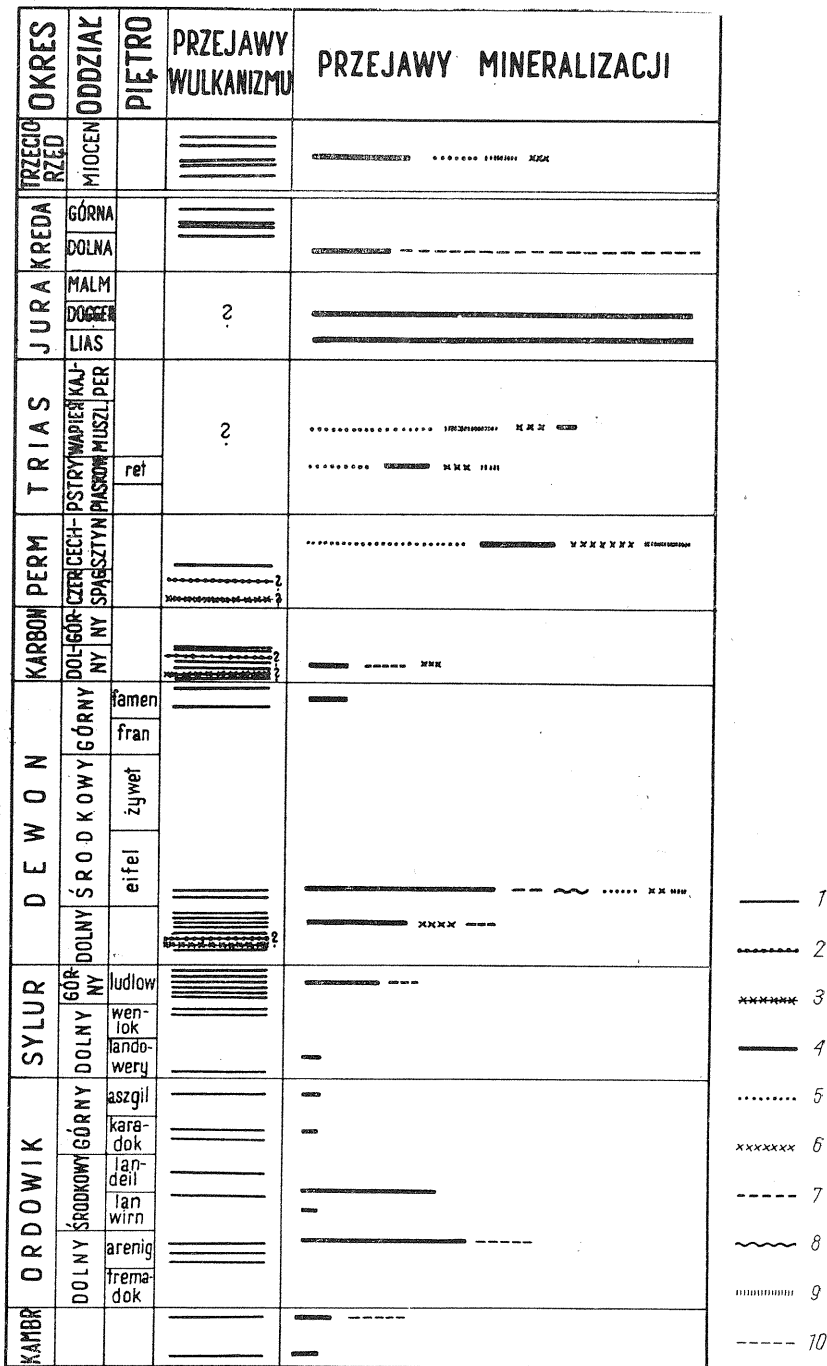


Fig. 4. Pozycja stratygraficzna „syngenetycznych” złóż rud metali i przejawów mineralizacji oraz skał instruzywnych i pirogenicznych w Górach Świętokrzyskich

nitów ordowiku powtarzają się wielokrotnie oolitowe skały węglanowo-żelaziste, szamozyt, impregnacje hematytem, skały szamozytowo-syde-rytowe i inne (R. Chlebowski, 1971). Serie te charakteryzują się ponadto obecnością chalcedonitów i glaukonitu oraz podwyższoną zawartością  $P_2O_5$  i występowaniem fosforytów (Międzygórz, Pobroszyn, Zalesie, Brzeziny). Zmineralizowane żelazem osady arenigu — lanwirnu, które reprezentuje złożo hematytowo-szamozytowe w Brzezinach oraz wystąpienie rudne w rejonie Zbrzy i Barda (Stawy, Zalesie), są zdaniem autorów typowym przykładem transgresywnej formacji osadowo-wulkanogenicznej. Zwra-cał na to uwagę już wcześniej R. Osika (1964). Tezę tę ilustrują materiały (fig. 5) zebrane w rejonie Brzezin przez H. Tomczyka i M. Turnau-Mo-rawską (1964). Rudy żelaza i przejawy wulkanizmu występują również w sylurze (szczególnie w górnym ludlowie), w którym znane są złoża sy-derytów w Ciekotach i Łężycach — Bełczu.

Utwory dewonu należą do najbardziej interesujących pod względem zasięgu mineralizacji, jej treści i ilości wystąpień. Osady niższych pięter dewonu stały się ostatnio przedmiotem szczegółowych badań, które wnoszą wiele nowego do problemów ogólnogeologicznych i metalogenicznych także w zakresie rozważanych zagadnień (M. Pajchłowa, 1968; Z. Rubi-nowski, 1968, 1969, 1971a; M. Tarnowska 1968, 1969a, 1969b; W. D. Dow-giało, 1970; Z. Kowalczewski, 1968, 1971; T. Wróblewski, 1968, 1969, 1970, 1971a, 1971b, 1973; Z. Kowalczewski, T. Wróblewski, 1971). W osadach de-wonu występują złoża i przejawy mineralizacji Fe, Pb, Zn, Cu, Mn w to-warzystwie kalcytu, dolomitu, barytu i kwarcu. Minerale żelaza reprezen-tują przede wszystkim siarczki (piryt, markasyt), tlenki (hematyt, getyt) i węglany (syderyt, ankeryt). Metale nieżelazne występują w postaci siarczków (galena, sfaleryt, chalokopiryt itp.), a w strefach utlenienia rów-nież tlenków, węglanów i in. Większość wystąpień o charakterze złożowym, a także wiele drobnych przejawów mineralizacji związanych jest z osadami emsu i eiflu, a szczególnie z warstwami granicznymi tych pięter. Jest to bardziej wyraźne, jeśli rozpatruje się wyłącznie punkty określone jako okruszcowanie „syngenetyczne” (fig. 4). Transgresywne osady emsu i niż-szego eiflu spełniają warunki serii osadowo-wulkanogenicznych. Potwier-dzają to przejawy wulkanizmu coraz liczniej rejestrowane w tych osa-dach. Przejawy te (tufity, bentonity, skały piroklastyczne) wiążą się prze-strzennie z mineralizacją Fe, Cu, Pb, Zn występującą w wielu punktach, głównie w postaci siarczkowej (częściowo również jako węglany). Gene-tyczny związek z serią osadowo-wulkanogeniczną niższego dewonu mają zapewne wystąpienia mineralizacji w Rudkach i na obszarze przyległym (Bostów, Cząstków), w rejonach: Ławeczna — Miedzianej Góry i Dąbro-wy — Szydłówka, a także na obszarze Belno — Małacentów — Wola

Stratigraphic position of syngenetic metal ore deposits and of mineralization phenomena, as well as that of intrusive and pyrogenic rocks in the Świętokrzyskie Mts.

1 — utwory piroklastyczne; 2 — intruzje lamprofirów; 3 — intruzje diabazów; 4–10 — mineralizacja syngenetyczna stwierdzona w poziomach stratygraficznych (przedsta-wiona schematycznie): 4 — Fe, 5 — Pb-Zn, 6 — Cu, 7 — Mn, 8 — U, 9 — Ba, 10 — P  
 1 — pyroclastic formations; 2 — lamprophyre intrusions; 3 — diabase intrusions; 4–10 — syngenetic mineralization ascertained in the stratigraphical horizons (presented in a schematic way): 4 — Fe, 5 — Pb-Zn, 6 — Cu, 7 — Mn, 8 — U, 9 — Ba, 10 — P

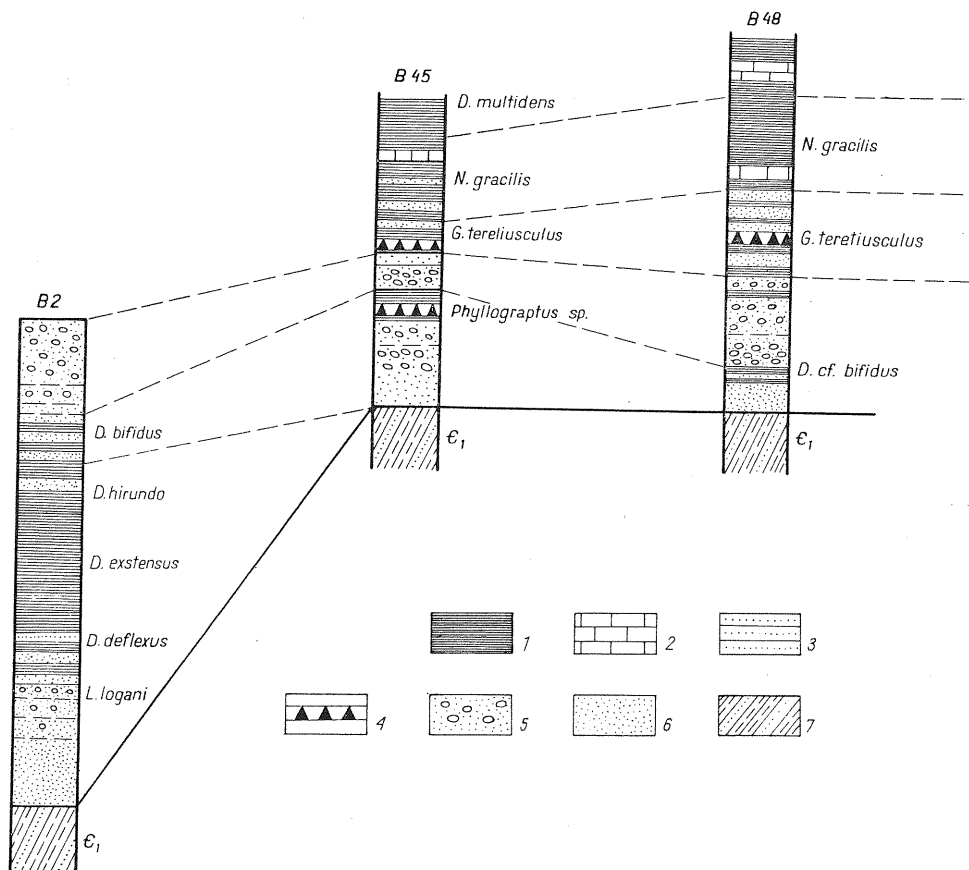


Fig. 5. Profil osadów transgresywnych ordowiku Brzeziny na podstawie wierceń B 2, B 45 i B 48 (według H. Tomczyka i M. Turnau-Morawskiej)

Profile of the Ordovician transgressive deposits of Brzeziny on the basis of boreholes B 2, B 45, and B 48 (according to H. Tomczyk and M. Turnau-Morawska)

1 — ilowce graptolitowe; 2 — wapień dolomityczne; 3 — mułowce piaszczyste; 4 — wapień syderytowe; 5 — poziom szamozytowy; 6 — piaskowce glaukonitowe; 7 — ilowce i mułowce kambru dolnego ( $\epsilon_1$ )

1 — graptolite claystones; 2 — dolomitic limestones; 3 — arenaceous silstones; 4 — siderite limestones; 5 — chamosite horizon; 6 — glauconite sandstones; 7 — Lower Cambrian ( $\epsilon_1$ ) claystones and silstones

Zamkowa. Pewne powiązania mineralizacji Fe z rejestrowanymi przejawami wulkanizmu zarysowują się w osadach górnego dewonu (famenu) w rejonie Łagowa.

Współwystępowanie minerałów rudnych i utworów wulkanogenicznych można prześledzić również w osadach karbonu dolnego. Szczególnie wiele obserwacji w tym zakresie wnoszą prace H. Żakowej (1972) i K. Łydki (1972) dotyczące synkliny gałęzickiej. W utworach turneju i wizenu, wśród serii skał krzemionkowych zawierających tufity i mułowce tufogeniczne, stwierdzono tu mineralizację w postaci syderytu, pirytu, ankerytu, żelazistych chlorytów, a także fosforytów. Analiza roz-



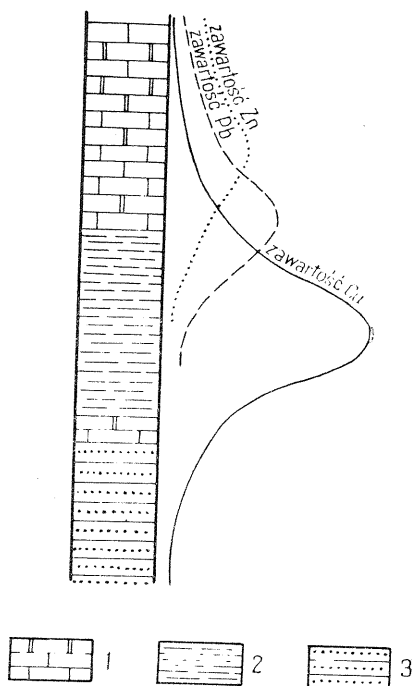
woju zbiornika morskiego wskazuje na nagromadzenie w osadach dennych roztworów bogatych w Fe, Mg, Cu oraz Mn (K. Łydka, 1972).

W młodszych utworach Gór Świętokrzyskich między przejawami wulkanizmu a rozwojem mineralizacji dają się zauważyć zależności podobne do opisywanych poprzednio. Dotyczy to w znacznym stopniu osadów permu (pstręgo piaskowca) oraz trzeciorzędu (helwet — torton). Przykładem mogą być skały dolnego cechsztynu w rejonie Gałęzic. Badane przez A. Kostecką (1962) wapienie laminowane zawierają domieszki chalcedonu, mik, chlorytów, skaleni, glaukonitu oraz rozproszone związki żelaza, galenę, baryt i kalcyt. Zdaniem autorów wapienie te wykazują wszelkie cechy utworów pochodzenia wulkanogeniczno-osadowego. Przyjęcie takiej ich genezy wyjaśnia wiele problemów szeroko dyskutowanych przez A. Kostecką (1962), m. in. pochodzenie chalcedonu i źródło mineralizacji kalcytowo-galenowo-barytowej. Stosunkowo mała ilość materiałów faktycznych uniemożliwia bardziej wnikliwą analizę interesującej nas problematyki. Na podstawie istniejących danych można hipotetycznie przyjąć, że mineralizacja osadów permu — triasu i trzeciorzędu pozostaje w związku z zachodzącymi w tym czasie zjawiskami wulkanicznymi i powulkanicznymi. Bliższe zdefiniowanie tych zależności jest dziś trudne, nastąpić jednak powinno w najbliższej przyszłości.

Fig. 6. Zależność mineralizacji Cu, Pb, Zn od typu osadów w serii miedzionośnej złoża Sieroszowice — Lubin (według J. Wyżykowskiego)

Dependence of Cu, Pb and Zn mineralization upon the type of deposits in the copper-bearing series of the Sieroszowice—Lubin deposit (according to J. Wyżykowski)

1 — wapienie dolomityczne; 2 — łupki miedzionośne; 3 — białe piaskowce  
1 — dolomitic limestones; 2 — copper-bearing shales; 3 — white sandstones



Analiza przejawów mineralizacji w Górach Świętokrzyskich pod kątem ich osadowo-wulkanogenicznego pochodzenia powinna przyspieszyć podjęcie badań nad dyskusyjną genezą wielu złóż. Rozpatrywanie procesów tworzenia się niektórych złóż jako wyłącznie „epigenetycznych” lub „syn-

genetycznych” staje się w świetle nowych faktów geologicznych coraz mniej aktualne. Złożoność tych procesów nie pozwala najczęściej na jednoznaczne zdefiniowanie genezy złoża. Wszędzie jednak dają się zaobserwować pewne prawidłowości. Związek „syngenetycznej” mineralizacji Fe, Cu, Pb, Zn z litologią osadów jest dziś oczywisty. Zależności tej dają doskonały wyraz prace J. Wyżykowskiego (1970) i Z. Rubinowskiego (1971b). Opracowane przez nich profile (fig. 6 i 7) przedstawiają, w prze-

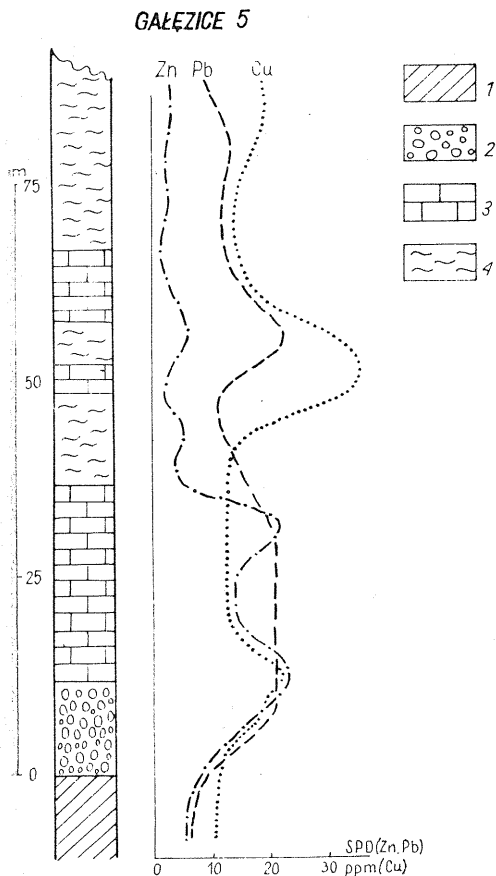


Fig. 7. Zawartość Cu, Pb, Zn w osadach dolnego cechsztynu synkliny gałęzickiej na przykładzie wiercenia Gałęzice 5 (według Z. Rubinowskiego)

Cu, Pb and Zn contents in the Lower Zechstein deposits of the Gałęzice syncline, exemplified by borehole Gałęzice 5 (according to Z. Rubinowski)

1 — podłoże dolnokarbońskie (tępki); 2 — zlepience; 3 — wapienie; 4 — margle

1 — Lower Carboniferous substratum (schists); 2 — conglomerates; 3 — limestones; 4 — marls

konaniu autorów, nie tylko konkretną relację pomiędzy litologią cechsztyńskiej serii złożowej a mineralizacją Cu, Pb, Zn na Dolnym Śląsku i w Górach Świętokrzyskich, ale ilustrują ogólną zasadę związku litofacji osadów transgresywnych z tą mineralizacją. Można zauważyć, że najobfitsza mineralizacja pojawia się w okresie wyraźnego przełomu warunków sedimentacji, gdy osady piaszczyste są zastępowane ilasto-węglanowymi. W czasie geologicznym mineralizacja ta rozwija się w pewnej określonej kolejności. Związki miedzi najobficiej występują w pakiecie ilów i margli bitumicznych rozwiniętych lokalnie na ścisłym pograniczu dolnego kompleksu terygenicznego i środkowego kompleksu węglanowe-

go w cyklotemie transgresywnym. Dzieje się to więc wtedy, gdy tempo zalewu i prędkość sedimentacji wyraźnie osłabły. Najbardziej podobne<sup>6</sup> warunki strukturalne i litofacjalne do tych, które panowały przy powstaniu złóż permskich na Dolnym Śląsku, istniały w Górach Świętokrzyskich przede wszystkim w dewonie dolnym — eiflu. Dalszego podobieństwa dopatrywać się można w permie, a jeszcze mniej wyraźnych analogii w młodszym miocenie.

\*

Na zakończenie tej pracy trzeba poświęcić kilka słów relacjom pomiędzy zjawiskami tektonicznymi, procesami hydrotermalnymi a mineralizacją skał dewonu, permu i trzeciorzędu.

W Górach Świętokrzyskich rejestrują się w różny sposób przejawy działalności magmatycznej trzech kolejnych cykli magmowo-tektonicznych: kaledońskiego, waryscyjskiego, i alpejskiego. Spodziewać się więc należy trzykrotnego nasilenia działalności hydrotermalnej: w dewonie i karbonie dolnym — „pokaledońskiej”, w permie, triasie i jurze — „powaryscyjskiej” oraz w górnym trzeciorzędzie i czwartorzędzie — „poalpejskiej”.

W regionie świętokrzyskim w początkach dewonu oraz najprawdopodobniej na przełomie dewonu i karbonu aktywizował się subsekwentny magmatyzm kaledoński (intruzje diabazowe i lamprofirowe?). Można więc przypuszczać, że natężenie zjawisk hydrotermalnych etapu pokaledońskiego było w Górach Świętokrzyskich największe. Objęte nimi być musiały skały paleozoiczne.

Późniejsza działalność roztworów termalnych nałożyła się na efekty starszych etapów mineralizacji. Najsilniej zmineralizowane będą w konsekwencji przedpermskie skały paleozoiczne, słabiej permsko-mezozoiczne, a najsłabiej trzeciorzędowe. Związane jest to m. in. z rosnącą odległością ognisk magmowych od Gór Świętokrzyskich.

### UWAGI KOŃCOWE

Reasumując całość powyższych rozważań należy stwierdzić, że:

1. Region świętokrzyskich był w paleozoiku i trzeciorzędzie położony dostatecznie blisko aktywnych stref wulkanicznych i dlatego mogły być tu dostarczane znaczne ilości związków: Fe, Cu, Pb i Zn.

2. W Górach Świętokrzyskich procesy tektoniczne kształtowały cykliczne warunki geologiczne sprzyjające koncentracji metali w osadach transgresywnych.

3. W Górach Świętokrzyskich procesy hydrotermalne — pokaledońskie, powaryscyjskie i poalpejskie — mogły wzbogacić w metale zmineralizowane pierwotnie osady różnego wieku.

4. W Górach Świętokrzyskich istnieją perspektywy odkrycia złóż Fe, Cu, Pb i Zn. Złoża te mogą być jednak uboższe niż w innych regionach południowej Polski.

Oceniając — z punktu widzenia przyjętego w tej pracy — perspektywiczność formacji osadowych Gór Świętokrzyskich dla poszukiwań złóż rud metali, zdaniem autorów badaniami należałoby objąć kolejno: dewon

<sup>6</sup> Analogiczne one nigdy nie były.

dolny — eifel, czerwony spągowiec — cechsztyń, arenig — lanwirn, helwet — torton, pstry piaskowiec — ret. Wyjaśnienie tych problemów proponujemy rozpocząć od „zatoki kostomłockiej”, badając dewon jak i perm na całym obszarze synkliny międzianogórskiej: „zatoki kajetanowskiej” (perm — trias) oraz „zatok” chmielnickiej, pierzchnickiej, korytnickiej i opatowskiej (miocen).

Z badań wykonanych dotychczas w Górach Świętokrzyskich (M. Nieć, 1968; Z. Rubinowski, 1971b) wynika, że koncentracje rud Fe, Cu interesujące przemysł (Rudki, Miedziana Góra, Dąbrowa) powstawały przede wszystkim tam, gdzie zachodziły przemiany wywołane krążeniem roztworów termalnych, tj. w pobliżu dużych stref rozłamowych. Nie kwestionując w niczym takiej koncepcji autorzy sądzą, że działalność roztworów różnego typu mogła zostać nałożona na pierwotnie już zmineralizowane osady dewonu, permu czy triasu. Procesy hydrotermalne wzbogaciły więc tylko istniejącą już mineralizację. Ze stwierdzenia tego wynika wniosek praktyczny, który można sformułować następująco: po wyróżnieniu wśród osadów transgresywnych subfacji zmineralizowanych skał dewonu, permu, triasu czy trzeciorzędu powinniśmy szczególnie dokładnie przebadać je w strefach regionalnych dyslokacji.

Z niniejszej pracy wynikają propozycje badawcze natury ogólniejszej, które można odnieść nie tylko do Gór Świętokrzyskich, ale i do obszarów całej południowej Polski:

1. Z uwagi na to, że magmatyzm intruzywny i ekstruzywny może być źródłem mineralizacji, należy intensywnie badać jego przejawy we wszystkich regionach geologicznych południowej części kraju. W specyficznych warunkach strukturalnych każdego z regionów geologicznych badania te powinno się prowadzić równolegle ze studiami tektonicznymi. Realne możliwości utworzenia się mineralizacji pochodzenia wulkanicznego ocenić bowiem można tylko na drodze równoczesnej analizy skojarzonych ze sobą danych tektonicznych i usystematyzowanych wyników badań magmatyzmu.

2. Przebadacь wszechstronnie należy wszystkie osady czasu transgresji, a także te, które powstawały bezpośrednio przed wkroczeniem zalewu na dany teren. W pierwszym rzędzie zbadać trzeba skały: wendu dolnego, arenigu — lanwirnu, zigeny — emsu — eiflu, czerwonego spągowca — cechsztynu, pstrego piaskowca — retu, helwetu — tortonu. Powinniśmy dokładnie rozpoznać ich stratygrafię, sekwencję litologiczną, stosunki facjalne, wykonać szczegółowe badania petrochemiczne skał (w tym także i geochemiczne), oraz skartować kompleksy transgresywne przy zastosowaniu metod geofizycznych i wierceń kartujących. Ponieważ trudno byłoby rozpocząć równocześnie badania wszystkich kompleksów transgresywnych w każdym regionie, dlatego uwzględniając specyfikę każdego z nich rozpoznawać należy te osady kolejno, zaczynając od najbardziej perspektywicznych, tj. powstających podczas „transgresji poorogenicznych”.

3. Wyniki badań osadów transgresywnych należy zestawić w formie szczegółowych map paleotektonicznych, paleogeograficznych, litofacjalnych i metalogenicznych. Skałę mapy określałyby w każdym przypadku stopień rozpoznania danej formacji. W oparciu o te mapy, ciągle aktualizowane, można dopiero prawidłowo projektować prace poszukiwawcze.

Sprecyzowane wyżej propozycje badawcze odpowiednio rozwinięte mogą stać się wytycznymi dla konkretnych programów prac poszukiwawczych rud Fe, Cu, Pb, Zn i towarzyszących im pierwiastków w poszczególnych regionach Polski południowej. W mniemaniu autorów jedną z zalet takiego programu jest to, że daje on szansę szerokiego włączenia się do prac geologiczno-złożowych zespołom geologów różnych specjalności.

Oddział Świętokrzyski  
Instytutu Geologicznego  
Kielce, ul. Zgoda 21  
Nadesłano dnia 4 lipca 1973 r.

### PIŚMIENNICTWO

- ANDERSON C. A. (1969) — Massive Sulfide Deposits and Volcanism. *Econ. geol.*, **64**, p. 129—146, nr 2. Lancaster. Pa.
- BISCHOFF J. L. (1969) — Red Sea Geothermal Brine Deposits; Their Mineralogy, Chemistry and Genesis. „Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea” p. 368—401. Berlin. New York.
- BOHDANOWICZ K. (1937) — Zagadnienia poszukiwań rud żelaznych na obszarze świętokrzyskim. *Arch. Inst. Geol. (maszynopis)*. Warszawa.
- CHLEBOWSKI R. (1971) — Petrografia utworów ordowiku rejonu synkliny bardziańskiej w południowej części Gór Świętokrzyskich. *Arch. mineral.*, **29**, p. 194—292, nr 1—2. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1932) — Wykaz złóż kruszcowych i dawnych kopalń ołowiu w środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Pos. nauk. Państw. Inst. Geol.*, **32**, p. 21—23. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1937) — O złożach ołowianki w Kielcach i w Mójczy. *Pos. nauk. Państw. Inst. Geol.*, **48**, p. 32—33. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1950) — Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Růdkach. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **1**. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1956) — W sprawie poszukiwań miedzi w Górach Świętokrzyskich. *Prace geol. J. Czarnockiego*, **5**, z. 1. Inst. Geol. Warszawa.
- CZERMIŃSKI J., RYKA W. (1962) — Bentonity w dolomitach eiflu w Jurkowicach k/Klimontowa. *Kwart. geol.*, **6**, p. 8—20, nr 1. Warszawa.
- CZERMIŃSKI J., RYKA W. (1970) — Bentonity mioceńskie z Machowa. *Kwart. geol.*, **14**, p. 705—713, nr 4. Warszawa.
- DOWGIAŁŁO W. D. (1970) — Wyniki wierceń geologicznych wykonanych w Paśmie Bielińskim i na Wale Małacentowskim w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. geol.*, **14**, p. 924—925, nr 1. Warszawa.
- EKIERT F. (1957) — Geneza śląskich złóż cynkowo-ołowiowych. *Prz. geol.*, **5**, p. 322—325, nr 7. Warszawa.
- FIJAŁKOWSKA E., FIJAŁKOWSKI J. (1967) — Bentonity w utworach miocenu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, **194**, p. 95—121. Warszawa.
- FRIES C. Jr. (1953) — Volumes and weights of pyroclastic material, lava and water erupted by Paricutin Volcano, Michoacan, Mexico. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **34**, p. 603—616, nr 4. Washington.

- GRUSZCZYK H., SMOLARSKA I. (1960) — Studia nad mineralizacją kruszcową triasu w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Spraw. z Posiedz. Kom. PAN Oddz. w Krakowie, VII—XII, p. 329—331. Kraków.
- GRUSZCZYK H., SMOLARSKA I. (1963) — Przejawy okruszcowania utworów triasu w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Pr. geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie, nr 19. Warszawa.
- JASKÓLSKI S. (1964) — Złoże łupków pirytonośnych w Wieściszowicach na Dolnym Śląsku i próba wyświetlenia jego genezy. Roczn. Pol. Tow. Geol., **34**, p. 29—63, z. 1—2. Kraków.
- JASKÓLSKI S., POBORSKI C., GOERLICH E. (1953) — Złoże pirytu i rud żelaznych kopalni Staszic w Górach Świętokrzyskich. Biul. Inst. Geol. Warszawa.
- KARDYMOWICZ I. (1960) — Tufit z Barczy k/Zagańska. Kwart. geol., **4**, p. 598—607, nr 3. Warszawa.
- KARDYMOWICZ I. (1960) — O seladonicie z Barczy w Górach Świętokrzyskich. Kwart. geol., **4**, p. 610—616, nr 3. Warszawa.
- KARDYMOWICZ I. (1961) — Z petrografii skał tufogenicznych karbonu dolnego w Zarebach k/Łagowa. Kwart. geol., **5**, p. 789—798, nr 4. Warszawa.
- KARDYMOWICZ I. (1967) — Intruzje mniejsze Gór Świętokrzyskich. Biul. Inst. Geol., **197**, p. 329—412. Warszawa.
- KOSTECKA A. (1962) — Cechsztyńskie wapienie laminowane w niecce gałęzickiej (Góry Świętokrzyskie). Roczn. Pol. Tow. Geol., **32**, p. 161—182, z. 2. Kraków.
- KOWALCZEWSKI Z. (1968) — Zlepieńce miedzianogórskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Prz. geol., **16**, p. 20—23, nr 1. Warszawa.
- KOWALCZEWSKI Z. (1971) — Podstawowe problemy geologiczne dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Kwart. geol., **15**, p. 263—283, nr 2. Warszawa.
- KOWALCZEWSKI Z. (1974) — Pozycja geologiczno-strukturalna magmatyzmu świętokrzyskiego w świetle wyników ostatnich badań geologicznych. Biul. Inst. Geol.
- KOWALCZEWSKI Z., WRÓBLEWSKI T. (1971) — Wybrane problemy magmatyzmu i mineralizacji w Górach Świętokrzyskich. Kwart. geol., **15**, p. 1046—1047, nr 4. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1972) — Geologia dynamiczna. Wyd. Geol. Warszawa.
- KUŹNIAR C. (1933) — Złoże syderytu i pirytu w Rudkach pod Nową Słupią. Pos. nauk. Państw. Inst. Geol., **37**, p. 6—8. Warszawa.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A. (1967) — Bentonity mioceńskie z wierzeń okolic Szydłowa (woj. kieleckie). Biul. Inst. Geol., **207**, p. 223—230. Warszawa.
- ŁABĘCKI J. (1968) — Petrograficzne opracowanie lamprofirów i diabazów z otworów wiertniczych z rejonu Wszachowa, Iwanisk i Prągowca. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Kielce.
- ŁABĘCKI J. (1970) — Petrochemiczna charakterystyka diabazów i lamprofirów Gór Świętokrzyskich w świetle nowych badań. Kwart. geol., **14**, p. 599—600, nr 3. Warszawa.
- LOBANOWSKI H., MICHNIAK R. (1960) — New Data on the Lower Devonian Pyroclastic Series of the Klonów Ridge (Holy Cross Mts). Bull. Acad. Pol. Sci., **8**, p. 53—59, nr 1. Warszawa.
- ŁYDKA K. (1972) — Petrografia dolnego karbonu synkliny gałęzickiej. Kwart. geol., **16**, p. 1076—1077, nr 4. Warszawa.
- NIEĆ M. (1961) — Wiek mineralizacji hematytowej Gór Świętokrzyskich. Spraw. z Posiedz. Kom. PAN Oddz. w Krakowie, I—VI, p. 293—295. Kraków.

- NIEĆ M. (1968) — Mineralizacja złoża siarczków żelaza i syderytu w Rudkach w Górach Świętokrzyskich. Pr. geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie, nr 46. Warszawa.
- OSIKA R. (1964) — Perspektywy poszukiawcze złóż rud żelaza w utworach prekambryjskich i paleozoicznych w Polsce. Kwart. geol., 8, p. 364—385, nr 2. Warszawa.
- OSIKA R., EKIERTOWA E. (1958) — Geologia oraz okruszcowanie osadów środkowego dewonu i trzeciorzędu we Wzdole Kamieńcu. Biul. Inst. Geol., 144, p. 67—78. Warszawa.
- OWCZAREK A. (1954) — Paleozoiczne rudy żelaza na obszarze Staropolskiego Zagłębia Górniczego. Pr. geol., 2, p. 305—311, nr 8. Warszawa.
- OWCZAREK A. (1965) — Wykształcenie i budowa złoża pirytu i rud żelaza „Staszic” w Rudkach k/Kielc. Arch. Kat. Złóż Rud AGH (maszynopis pracy doktorskiej). Kraków.
- PAJCHŁOWA M. (1968) — Dewon. W: Budowa geologiczna Polski 1, cz. 1, p. 313—341. Wyd. Geol. Warszawa.
- PIEKARSKI K. (1961) — W sprawie genezy złoża rud miedzi w Miedzianej Górze koło Kielc. Pr. geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie, nr 3, p. 43—58. Warszawa.
- PIEKARSKI K. (1963) — Osadowa czy ascenzyjno-hydrotermalna geneza pierwotnej mineralizacji kruszcowej złoża w Miedzianej Górze koło Kielc. Pr. geol., 11, p. 441—444, nr 10. Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. (1958) — Wyniki badań geologicznych w okolicy Miedzianki Świętokrzyskiej. Biul. Inst. Geol., 126, p. 143—153. Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. (1959) — Niektóre spostrzeżenia dotyczące przejawów mineralizacji kruszcowej w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Pr. geol., 7, p. 94, nr 2. Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. (1962a) — Badania geologiczne wykonane w związku z przejawami mineralizacji kruszcowej w profilu cechsztynu synkliny gałęzicko-bolechowskiej w Górach Świętokrzyskich. Kwart. geol., 6, p. 815—816, nr 4. Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. (1962b) — Zarys metalogenezy paleozoiku świętokrzyskiego. Pr. geol., 10, p. 395—399, nr 8. Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. (1966) — Geologiczne warunki występowania okruszcowania w rejonie Nieczulice — Nowa Wieś koło Rudek. Kwart. geol., 10, p. 584—585, nr 2. Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. (1967) — Geologiczno-strukturalne warunki występowania skał magmowych w Górach Świętokrzyskich. Biul. Inst. Geol., 197, p. 413—438. Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. (1968) — Wyniki wiercenia Miedziana Góra IG-1. Kwart. geol., 12, p. 1110, nr 4. Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. (1969) — Wstępne wyniki badań geologicznych w strefie złoża rud żelaza w Ławecznie k. Miedzianej Góry. Kwart. geol., 13, p. 942—943, nr 4. Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. (1970) — Pozycja mineralizacji barytowej w regionalnej metalogenezie Gór Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol., 59, p. 125—156. Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. (1971a) — Geologia oraz okruszcowanie miedzianogórskiej strefy dyslokacyjnej. Kwart. geol., 15, p. 745—746, nr 3. Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. (1971b) — Rudy metali nieżelaznych w Górach Świętokrzyskich i ich pozycja metalogeniczna. Biul. Inst. Geol., 247. Warszawa.

- RYKA W. (1957) — O intruzji diabazowej w zachodniej części niecki bardziańskiej. *Kwart. geol.*, **1**, p. 163—166, nr 1. Warszawa.
- RYKA W. (1959) — Przeobrażenia diabazów i skał otaczających w Widełkach (Góry Świętokrzyskie). *Kwart. geol.*, **3**, p. 169—194, nr 1. Warszawa.
- RYKA W. (1966) — Comagmatic Phenomena of the Paleozoic Diabase — Lamprophyre Association of central and Southern Poland. *Paleovolcanites of the Bohemian Massif. Universita Karlova*, p. 127—134. Praha.
- RYKA W., TOMCZYK H. (1959) — Bentonity w osadach staropaleozoicznych Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.*, **3**, p. 689—710, nr 1. Warszawa.
- RYKA W., ŻAKOWA H. (1964) — Skały tufogeniczne turneju w Bolechowicach. *Kwart. geol.*, **8**, p. 721—735, nr 4. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1924) — Złoże pirytu w Górach Świętokrzyskich. *Prz. gór.-hutn.*, **16**, p. 645—649. Dąbrowa Górnicza.
- SAMSONOWICZ J. (1929) — Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. *Spr. Państw. Inst. Geol.*, **5**, z. 1. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1934) — Sprawozdanie z badań geologicznych w okolicy kopalni „Staszic” pod Nową Słupią. *Pos. nauk. Państw. Inst. Geol.*, **38**, p. 21—23. Warszawa.
- SCHNEIDERHÖHN H. (1955) — Erzlagerstetten. Jena.
- STILLE H. (1950) — Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde der gesamt-europäischen. *Z. Deutsch. geol. Ges.*, **100**, p. 223—266. Berlin.
- SZECÓWKA M. (1961) — Mineralizacja cynkowo-olowiowo-uranowa w Górach Świętokrzyskich. *Spraw. z posiedz. Kom. PAN Oddz. w Krakowie I—VI*, p. 216. Kraków.
- TARNOWSKA M. (1968) — Nowy punkt występowania tufitów dolnodewońskich w Górach Świętokrzyskich. *Prz. geol.*, **16**, p. 229—234, nr 5. Warszawa.
- TARNOWSKA M. (1969a) — Wstępne dane o litologii warstw kontaktowych emsu i eiflu w strefie Łągów—Iwaniska. *Kwart. geol.*, **13**, p. 726—728, nr 3. Warszawa.
- TARNOWSKA M. (1969b) — Iły z pogranicza emsu — eiflu w otworze Belno-1 w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. geol.*, **13**, p. 945—947. Warszawa.
- TOMCZYK H., TURNAU-MORAWSKA M. (1964) — Stratygrafia i petrografia ordowiku Brzezin k. Morawicy w Górach Świętokrzyskich. *Acta geol. pol.*, **14**, p. 501—546, nr 4. Warszawa.
- TOMCZYK H., TURNAU-MORAWSKA M. (1967) — Zagadnienia stratygrafii i sedimentacji ordowiku Łysogór w nawiązaniu do niektórych profilów obszaru południowego. *Acta geol. pol.*, **17**, p. 1—45, nr 1. Warszawa.
- VAN HISE C. R., LEITH C. K. (1911) — The geology of the Lake Superior Region. *U. S. Geol. Surv. Mon.*, **52**. Washington.
- WRÓBLEWSKI T. (1968) — Uwagi o warstwach przejściowych dolnego eiflu okolic Garbacza k. Waśniowa. *Kwart. geol.*, **12**, p. 463—465, nr 2. Warszawa.
- WRÓBLEWSKI T. (1969) — Wstępne dane o osadach przejściowych na granicy eiflu — ems w rejonie Cząstkowa koło Rudek w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. geol.*, **13**, p. 947, nr 4. Warszawa.
- WRÓBLEWSKI T. (1970) — Wstępne wyniki wierceń w rejonie Bostowa w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. geol.*, **14**, p. 923—924, nr 4. Warszawa.
- WRÓBLEWSKI T. (1971a) — Ciemne iły w dewonie antykliny bielińskiej w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. geol.*, **15**, p. 742—743, nr 3. Warszawa.
- WRÓBLEWSKI T. (1971b) — Surowce mineralne Gór Świętokrzyskich. *Przewodnik XLIII Zjazdu PTG Kraków*, p. 20—24. Warszawa.



- WRÓBLEWSKI T. (1973) — Uwagi w sprawie genezy mineralizacji złoża „Staszic” w Górach Świętokrzyskich. Kwart. geol., 17, p. 661, nr 3. Warszawa.
- WYŻYKOWSKI J. (1970) — Perm. Rudy miedzi. Biul. Inst. Geol., 251, p. 357—371. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1970) — Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. Biul. Inst. Geol., 251, p. 45—70. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1973) — Jednostki tektoniczne Polski na tle tektoniki Europy. Biul. Inst. Geol., 252, p. 69—82. Warszawa.
- ŻAKOWA H. (1972) — Litologia dolnego karbonu synkliny gałęzickiej. Kwart. geol., 16, p. 1074—1076, nr 4. Warszawa.
- ŻAKOWA H., PAWŁOWSKA J. (1966) — Karbon synkliny miedzianogórskiej. Biul. Inst. Geol., 195, p. 5—51. Warszawa.
- БУТУЗОВА Г. Ю. (1967) — Современный железнорудный процесс в районе вулкана Санторин. Тр. 7 Всесоюз. литолог. совещ. Москва.
- ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С. (1969) — Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. Москва.
- ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С. (1972) — Горячие рассолы Красного Моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза. Геол. рудн. Месторож., 11, стр. 3—21, № 5. Москва.
- СТРАХОВ Н. М. (1963) — Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. Москва.
- СТРАХОВ Н. М. (1965) — К познанию подводного вулканогенно-осадочного поровообразования. Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. Москва.
- ШАТСКИЙ Н. С. (1954) — О марганценосных формациях и о металлогении марганца. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4. Москва.
- ШАТСКИЙ Н. С. (1955) — Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Совещание по осадочным породам. Москва.

Збигнев КОВАЛЬЧЕВСКИ, Тымотеуш ВРУБЛЕВСКИ

## ПРОБЛЕМЫ РУДОНОСНОСТИ ПОРОД НА ФОНЕ ДИАСТРОФИЗМА И ВУЛКАНИЗМА СВЕНТОКШИНСКИХ ГОР

### Резюме

Быстрый прогресс в геологических исследованиях магнетизма (и современного вулканизма), а также процессов, происходящих на пограничьи гипергенеза и вулканизма, требует обратить внимание на эту проблематику с точки зрения открытия месторождений. Исходным пунктом для рассуждений о связи рудоносности с региональным диастрофизмом и вулканизмом явились работы, проведенные в последнее время в Свентокшиских горах.

Вулканические процессы являются источником большого количества разнородного материала (широкластиты, гидротермы, газы) доставляемого различными путями в седиментационные бассейны. Вместе с материалом иного происхождения он подвергается законам, управляющим процессами седиментации и диагенеза.

В Свентокшиских горах наблюдается одновременное наличие руд и проявлений вулканизма в породах различного возраста: ордовика, силура, девона, карбона, перми и третичных (фиг. 3 и 4). Особенно четкой является эта связь в породах ордовика и девона.

Из регионального анализа следует, что месторождения руд Fe, Cu, Pb, Zn, а также Mn, P и Ba скорее всего могут располагаться в трансгрессивных отложениях. Они образуются в период затухания тектонического возбуждения, которое на геосинклинальных площадях всегда сопровождается сильным вулканизмом. Минерализованными могут быть отложения, образующиеся как в результате послеорогенных трансгрессий, так и послефазовых ингрессий. Образованию месторождений благоприятствовали в то время палеогеографические условия (морфология, климат и биогенные факторы), а также способ развития морских заливов. Колебательный процесс трансгрессии или ингрессии способствовал концентрации металлов, особенно в отложениях, образующихся в краткие периоды изменения фациальных условий, вызванных задержкой или ослаблением темпа заливания (фиг. 2, 6, 7). Образовавшиеся таким путем месторождения и признаки минерализации можно было бы назвать осадочно-вулканогенными. Многие минеральные образования, отмеченные в Свентокшиских горах, по мнению авторов следует отнести к этой группе (например залежь Fe в ордовике, Fe и Cu в нижнем девоне). Часть этих месторождений вероятно относится к типу „отдалённый”, образующихся на периферии геосинклинальных зон, вдали от активных вулканических центров. Их характерной чертой являются: залегание Fe, Cu, Pb, Zn в сопровождении SiO<sub>2</sub>, линзовидные формы, преобладание сульфидных фаций и небольшие запасы. Такие месторождения могут обогащаться при процессах, связанных с более поздней тектонической регенерацией, накладывающейся на первично минерализованные осадочно-вулканогенные серии.

Выводы, вытекающие из проведенных исследований, можно отнести ко всей территории юга Польши. Основным исследованиям месторождений и поискам должен предшествовать глубокий анализ структурных условий, палеотектоники, палеографии и проявлений магматизма. Наиболее перспективными являются трансгрессивные серии, особенно отложения, образовавшиеся при смене условий седиментации. Для первоочередного изучения выделяются отложения: нижнего венда, аренига — ланвирна, зигена — эмса — эйфеля, красного лежня — цехштейна, пестрого песчаника — рэта и гельвета — тортона.

Zbigniew KOWALCZEWSKI, Tymoteusz WRÓBLEWSKI

### PROBLEM OF ORE CONTENTS IN SEDIMENTS IN THE LIGHT OF DIASTROPHISM AND VOLCANISM OF THE ŚWIĘTOKRZYSKIE MTS.

#### Summary

The visible progress in geological investigations on magmatism (also on the present-day volcanism) and on various processes that take place at the boundary of hypergenesis and volcanism force us to pay attention to the depositional aspect of this problem. The works recently carried out in the Świętokrzyskie Mts., have been an initial point for the considerations concerning the relationships between the ore content and the regional diastrophism and volcanism.

Volcanic processes are source of a huge amount of materials brought in various forms (pyroclastites, hydrothermes, gases) and in various ways into the sedimentary basins. Along with the materials of different origin this material is subject to the laws that govern the processes of sedimentation and diagenesis.

In the Świętokrzyskie Mts. the coexistence of ores and volcanic manifestations has been observed to occur in the rock formations of Ordovician, Silurian, Devonian, Carboniferous, Permian and Tertiary age (Figs 3 and 4). This relationship can especially be seen in the Ordovician and Devonian rocks.

It results from the regional analysis that transgressive deposits are particularly favourable for the occurrence of Fe, Cu, Pb and Zn ore deposits, as well as Mn, P and Ba ones. They were formed during the extinction phase of tectonic activity as a rule accompanied, within the geosynclinal area, by strong volcanic processes. Mineralization can concern both the sediments formed due to post-orogenic transgression and those of the post-phase ingressions. The deposits were formed under favourable palaeogeographical conditions (morphology, climate, and biogenic factors), supported by the specific development of marine ingressions. An oscillatory course of the transgressions and ingressions made the metal concentration possible, mainly in the sediments laid down during the short periods of changing facial conditions caused either by the stopping or by the weakening in the rate of ingression (Figs 2, 6, 7). Mineralization phenomena and ore deposits produced in this way could be defined as sedimentary-volcanogenic. According to the present authors a lot of ore occurrences found in the Świętokrzyskie Mts. should be related to this group (e.g. Fe-mineralization in the Ordovician formations, and Fe- and Cu-mineralization in the Lower Devonian ones). A part of these deposits most probably represent a „remote” type, formed in the peripheries of the geosynclinal zones, far from the active volcanic centres. Occurrence of Fe, Cu, Pb and Zn accompanied by  $\text{SiO}_2$ , lens-like forms, predominance of sulphide facies, and small reserves — are their characteristic features. Such deposits can be enriched due to the processes related to the later tectonic regeneration, overlapping on the primarily mineralized sedimentary-volcanic series.

Conclusions that result from the studies considered can be referred to the entire area of South Poland. All fundamental investigations of deposits and prospecting works should be preceded by a thorough analysis of structural conditions, palaeotectonics, palaeogeography, and magmatic phenomena. To the most promising belong here the transgressive series, particularly the sediments formed during the change in sedimentary conditions. The Lower Wendian, Arenigian-Llanvirnian, Siegenian-Emsian-Eifelian, Rotliegendes-Zechstein, Buntsandstein-Roethian, and Helvetian-Tortonian sediments are thought to be investigated in the first place.