

Andrzej WITKOWSKI

Problemy sedymentologiczne osadowych rud żelaza

WSTĘP

Pracując szereg lat w Zakładzie Ziół Rud Żelaza Instytutu Geologicznego nad osadowymi rudami żelaza oraz interesując się zagadnieniami sedymentacji i genezy tych rud zetknąłem się z całym szeregiem problemów, które, sądząc z rozproszonych w literaturze materiałów, są niejednokrotnie różnorodnie interpretowane i wyjaśniane w zależności od stosowanych metod badawczych. Bardzo często odnosi się wrażenie, że niektórzy autorzy przez celowe dobranie tej, a nie innej metody badawczej starają się udowodnić własną hipotezę. Nie negując, a nawet podkreślając konieczność istnienia hipotezy roboczej, należy zwrócić jednak uwagę, że wnioski końcowe winny zależeć bezsprzecznie od rezultatów badań kompleksowych przeprowadzonych w sposób obiektywny, gdyż tylko takie badania mogą dać możliwie pełną informację faktową, stanowiącą podstawę rzetelnej interpretacji naukowej.

Celem artykułu jest krótkie przedstawienie problemów sedymentologicznych oraz uwag o metodyce opracowywania materiałów geologicznych w trakcie badania osadowych rud żelaza w ramach realnych możliwości badawczych Instytutu Geologicznego oraz innych jednostek geologicznych w kraju.

Poruszone zagadnienia oraz uwagi należy traktować jako tezy do dyskusji dla wytyczenia (w miarę możliwości) jednolitego, obiektywnego toku badań prowadzonych przez geologów złożowych, oraz dla ułatwienia dokonania wyboru właściwego zespołu metod badawczych w zależności od specyfiki opracowanego problemu.

W tym miejscu pragnę złożyć podziękowanie Panu drowi J. Czermińskiemu za przeczytanie rękopisu i poczynione uwagi krytyczne, które umożliwiły wyeliminowanie wielu nieścisłości.

UWAGI OGÓLNE

Bogata literatura zagraniczna poświęcona badaniom sedymentologicznym zarówno skał osadowych, jak i poszczególnych typów genetycznych rud zawiera wiele cennych wskazówek dotyczących metodyki badań. Przed przystąpieniem do omówienia tego zagadnienia należy po-

czynić jednak kilka ogólnych uwag na temat działu nauk geologicznych zwanego powszechnie u nas „sedymentologią”, pojęcia w ostatnim czasie bardzo modnego i często używanego nie zawsze zgodnie z jego pierwotnym znaczeniem.

Zasadniczo pojęcie „sedymentologia” stanowiące zaadoptowany w polskiej literaturze geologicznej angielski termin „*sedimentology*”¹ można krótko określić jako naukę o powstawaniu osadów. Sedymentologia obejmuje więc całokształt procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych, które doprowadziły do powstania danych utworów osadowych w określonym środowisku sedymentacyjnym i określonych warunkach klimatycznych. Wydaje się, że do nauki tej należeć będą już takie procesy wyjściowe, jak wietrzenie skał macierzystych, transport materiału, jego wytrącanie się i osadzanie w środowisku sedymentacyjnym, jak również przebieg późniejszych procesów przeróbki śródformacyjnej osadów, wymywania lub wywiewania drobniejszych cząstek klastycznych i ilastych, koncentracje składników użytecznych itp., a więc wiele typowych zjawisk z zakresu geologii dynamicznej.

Bardziej dyskusyjne jest zaliczanie do sedymentologii późniejszych procesów przebiegających w osadzie w trakcie lityfikacji danych utworów, a więc wszystkich procesów syngenetycznych, diagenetycznych i epigenetycznych, kwitowanych często wspólną nazwą „diagenезы”. Wydaje się jednak, że takie zaklasyfikowanie jest słuszne, ponieważ procesy te są niesłychanie istotne dla ostatecznego ukształtowania się utworów osadowych.

Według W. C. Krumbeina (W. C. Krumbein, L. L. Sloss, 1956) do sedymentologii w szerokim pojęciu tego znaczenia należy również zaliczyć petrologię i petrografię skał osadowych, jako naukę zajmującą się nie tylko badaniem, opisywaniem i klasyfikacją skał, lecz również interpretacją uzyskanych wyników. Pogląd ten jest jeszcze bardziej dyskusyjny i nie wydaje się być całkiem słuszny przede wszystkim dlatego, że w tym przypadku badania petrograficzne traktować należy jako jedną z metod badawczych skał osadowych, które podobnie jak analizy chemiczne i inne mają za zadanie jak najdokładniejsze określenie składu mineralnego, struktury i tekstury badanych utworów dla wyciągnięcia wniosków genetycznych.

Jeśli chodzi o włączanie petrologii do sedymentologii, to ponieważ mianem tym (zresztą niechętnie używanym w literaturze polskiej) obejmuje się całokształt nauki o skałach, przeto jest to w naszym przypadku niemożliwe ze względu na nadrzędność tego terminu. Można natomiast uważać, że sedymentologia jest częścią składową petrologii. Na marginesie warto zaznaczyć, że ostatnio w Polsce stosuje się nazwę „petrografia” dla nauki zajmującej się zarówno opisem skał, jak i zagadnieniami genetycznymi².

W tym miejscu należy zwrócić uwagę na jeszcze jeden termin często niewłaściwie używany, a mianowicie na pojęcie „sedymentacja”, również przyswojone z geologicznej literatury anglo-amerykańskiej („*sedimen-*

¹ W latach 1950—1951 problem treści tego pojęcia był szeroko dyskutowany na łamach czasopisma *Journal Sedimentary Petrology*.

² Patrz wstęp do podręcznika „Petrografia” A. Bolewskiego i M. Turnau-Morawskiej, Warszawa, 1963.

tation” — osadzanie, tworzenie się osadów), określenie czasem niesłusznie uważane za synonim sedymentologii. Wąskie określenie pojęcia „sedymentacja” odnosi się wyłącznie do samego procesu osadzania materiału klastycznego, chemicznego lub biogenicznego w określonych warunkach klimatycznych i określonym środowisku geochemicznym i geologicznym. W wielu wypadkach jednak spotykamy się z używaniem tego terminu dla określenia całokształtu procesów zachodzących w miejscu akumulacji osadów — od chwili ich osadzenia aż do utworzenia i uformowania „produktu” końcowego, tj. skały płonnej lub rudy osadowej, będącej przedmiotem badań, a więc obejmującym również późniejsze procesy bezsprzecznie wchodzące w zakres szerszego pojęcia sedymentologii.

ROZWÓJ NAUK SEDYMENTOLOGICZNYCH

Pierwsze prace poruszające szerzej zagadnienia związane z przebiegiem procesów genetycznych skał osadowych, jednak nie wydzielające ich jeszcze w osobny dział nauk geologicznych, pojawiły się w literaturze geologicznej dopiero w początkach bieżącego wieku. Zasadnicze znaczenie ma tu podstawowa praca A. W. Grabau (1913) „Principles of stratigraphy”, w której syntetycznie przedstawiono najważniejsze problemy powstawania osadów, rozpatrywane w ścisłym powiązaniu z zagadnieniami stratygraficznymi.

W tym samym okresie szeroko rozwijają się prace badawcze z zakresu petrografii skał osadowych, a zwłaszcza prace L. Cayeux, który od 1916 r. wydał cały szereg monografii poświęconych m.in. zagadnieniom genetycznym poszczególnych typów utworów osadowych, rozpatrywanych przede wszystkim w oparciu o wyniki badań mikroskopowych. Należy w tym miejscu podkreślić, że L. Cayeux był pierwszym badaczem oolitowych rud żelaza, który wyniki swych prac przedstawił w formie naukowej syntezy.

W pierwszej połowie dwudziestego wieku pojawia się szereg prac, głównie geologów angielskich i amerykańskich, przyczynkowo badających wybrane zagadnienia z zakresu problematyki skał osadowych w aspekcie genetycznym. Wymienić tu należy J. Barella, opracowującego osady morskie i lądowe ze szczególnym podkreśleniem ich zależności od ówczesnych warunków klimatycznych, J. F. Huntera, opisującego aktualnie zachodzące zjawiska erozji i sedymentacji, J. A. Uddena, zajmującego się strukturami skał klastycznych, pierwszego badacza stosującego metodę badań granulometrycznych, W. H. Buchera, analizującego formy powierzchniowe skał osadowych pod kątem ich interpretacji paleogeograficznej, C. K. Wentwortha, prowadzącego typowe badania sedymentologiczne osadów klastycznych, W. A. Johnstona, P. D. Traska, F. P. Sheparda i wielu innych.

Również geolodzy rosyjscy publikują wiele prac poświęconych zagadnieniom genetycznym skał osadowych. Wymienić należy tu przede wszystkim pracę A. D. Archangielskiego, stosującego w swych badaniach metody litologiczno-porównawcze, S. F. Maliawkina, podkreślającego konieczność wszechstronnego badania skał osadowych, A. Żemczużnikowa, W. P. Baturina, D. W. Naliwkina, J. M. Gubkina i innych.

Z polskich geologów problemami genetycznymi w aspekcie petrograficznym zajmowali się J. Tokarski i Z. Sujkowski, którego prace poświęcone osadom kredowym do dziś nie straciły na aktualności.

W zasadzie jednak dopiero prace W. H. Twenhofela (1939), a zwłaszcza jego „Treatise of sedimentation” z 1932 r. sprecyzowały ten nowy w naukach geologicznych kierunek badań.

Od tej pory datuje się burzliwy rozwój prac sedymentologicznych, przy czym wielu badaczy nie ogranicza się tylko do opracowania tych zagadnień dla skał osadowych pochodzących z ubiegłych epok geologicznych, lecz stosując zasady aktualizmu geologicznego prowadzi szeroko zakrojone badania genetyczne współcześnie zachodzących procesów sedymentacyjnych, kładąc równocześnie nacisk na podbudowę eksperymentalną, wykonywaną w nowoczesnych laboratoriach specjalistycznych.

Wymienić tu należy takich badaczy zachodnioeuropejskich i amerykańskich, jak R. Folk, G. M. Friedman, E. D. Mc Kee, W. C. Krumbein, P. D. Krynin, P. H. Kuenen, C. I. Migliorini, D. G. Moore, F. J. Pettijohn, R. D. Russel, R. Shrock, L. L. Sloss, K. M. Strom, F. P. Shepard, H. U. Sverdrup, G. W. Weir i C. E. Zobell, rosyjskich — S. W. Brujewicz, A. W. Kazakow, D. W. Naliwkin, L. W. Pustowałow, L. B. Ruchin, N. M. Strachow, M. S. Szwiecow, G. I. Teodorowicz, A. N. Zawarickij i polskich — K. Birkenmajer, S. Dżułyński, M. Książkiewicz, B. Krygowski, Z. Kotański, K. Łydka, M. Turnau-Morawska i inni.

Terminy „sedymentologia” i „sedymentacja” są pojęciami międzynarodowymi, używanymi w zasadzie zgodnie z przedstawionymi powyżej uwagami, z wyjątkiem geologicznej literatury radzieckiej. Ogólnie przyjętym w geologii radzieckiej terminem jest „litologia”, termin używany w znaczeniu określonym przez A. N. Zawarickiego i L. B. Ruchina (*in* L. B. Ruchin, 1953) jako nauki o składzie i genezie skał osadowych (w tym przypadku sedymentologia jest pojęciem podrzędnym). Część badaczy rosyjskich jednak nieco inaczej interpretuje to określenie, np. M. S. Szwiecow używa pojęcia „litologii” jako synonimu petrografii, zaś L. W. Pustowałow mianem tym określa „ogólną naukę o skałach osadowych”.

Pojęcie „litologii” zostało określone bardziej szczegółowo przez N. M. Strachowa, który w swych ostatnich (1960—1963) pracach dzieli litologię w znaczeniu Pustowałowa na trzy działy: 1 — dział zajmujący się metodyką badań skał osadowych, 2 — dział litologii właściwej lub petrografii skał osadowych, 3 — dział litologii ogólnej, zajmujący się ogólną teorią powstawania skał osadowych, zwany przez wspomnianego autora „litogenezą”.

Pod terminem „litogeneza” N. M. Strachow rozumie naukę obejmującą wszystkie procesy zaliczone w swych pracach wcześniejszych do „sedymentogenezy” (wietrzenie, transport, osadzanie), diagenety (kompakcja, rekrytalizacja, inne zmiany syngenetyczne) i epigenety skał osadowych (ostateczna lityfikacja, zmiany strukturalno-teksturalne i mineralne).

Tak więc można przyjąć, że w radzieckiej literaturze geologicznej odpowiednikiem sedymentologii jest pojęcie litogenezy w znaczeniu podanym przez N. M. Strachowa (1963).

BADANIA OSADOWYCH RUD ŻELAZA

Zagadnienia związane z problemami genezy i sedymentacji osadowych rud żelaza od dawna stanowią przedmiot dociekań ze strony wielu geologów i geochemików. Pierwsze prace poświęcone genezie rud dzespilitowych, opracowane na przykładzie złóż regionu Jeziora Górnego, są wynikiem badań C. R. Van Hise'a i C. K. Leitha (1911). Teoretyczne problemy transportu, rozpuszczania i osadzania związków żelaza po raz pierwszy opracowane zostały przez E. S. Moora i J. E. Maynarda (1929), a ogólne zagadnienia genezy rud osadowych były przedmiotem prac J. W. Grünera (1922), A. O. Hayesa (1915) i H. L. Jamesa (1954).

Nieco dłużej należy zatrzymać się nad teoretycznymi badaniami prowadzonymi przez W. M. Latimera (1952); J. R. Castano, R. M. Garrelsa (1950); N. K. Hubera, 1958; N. K. Hubera, R. M. Garrelsa (1953), W. C. Krumbeina i R. M. Garrelsa (1952), którzy na podstawie wyników prac eksperymentalnych udowodnili zależność powstawania różnych form mineralnych związków żelaza od pH i Eh środowiska. W badaniach tych, będących w wielu wypadkach podstawą prac innych autorów, jako punkt wyjściowy rozważań przyjęto, że żelazo znajduje się w roztworze i jako takie podlega wszystkim prawom termodynamiki roztworów. Do zagadnienia tego powrócę jeszcze w dalszej części artykułu.

Osadowe rudy żelaza Wielkiej Brytanii doczekały się wielu syntetycznych opracowań A. F. Hallimonda, J. H. Tylora oraz H. Daviesa, J. E. Hemingway'a i K. C. Dunhama. Autorzy ci zajmowali się zagadnieniami oolitów żelazistych oraz genezą poszczególnych minerałów krzemianowych, szczególnie szamozytu.

Badacze francuscy, a zwłaszcza L. Cayeux, D. Bichelon, P. Angot, L. Deverin, F. de Torcy, F. Quisse oraz A. Carrozi, większość swych prac również poświęcili zagadnieniom mineralogicznym i genetycznym jurajskich oolitowych rud żelaza.

Bardzo interesujące są prace geologów niemieckich: G. Berga, F. Behrenda, C. Corrensa, H. Hardera, H. Borherta i H. Aldingera, poświęcone zarówno ogólnym problemom genetycznym (zwłaszcza geochemii żelaza), jak i specjalistycznym badaniom mineralogicznym poszczególnych typów rudnych, a szczególnie oolitowych rud żelaza.

Również geolodzy polscy mają swój wkład w badaniach osadowych złóż rud żelaza. Należy wymienić tu takich autorów jak: Cz. Kuźniar, J. Jaskólski, W. Pawlica i M. Turnau-Morawska — prowadzących badania środkowojurajskich rud żelaza, głównie w oparciu o metody petrograficzne i chemiczne; R. Krajewskiego — badacza liasowych rud Gór Świętokrzyskich, W. Narębskiego, który po raz pierwszy w Polsce zastosował geochemiczne metody badań dla określenia genezy syderytów karpackich oraz R. Osikę i J. Znosko — badaczy niżowych rud żelaza. Bardzo interesująca jest praca R. Wyrwickiego (1966) poświęcona zagadnieniom genezy rud liasowych Gór Świętokrzyskich, w której autor przedstawia częściowe wyniki badań sedymentologicznych.

Badacze rosyjscy, a zwłaszcza A. D. Archangielski, E. W. Kopczenowa, W. P. Krotow, L. N. Formozowa, A. L. Janicki, E. W. Rożkowa, M. S. Toczilin, G. I. Teodorowicz i W. S. Trofimow poświęcili wiele prac osado-

wym rudom żelaza, zwracając szczególną uwagę na zagadnienia genetyczno-sedymentacyjne przy zastosowaniu nowoczesnych metod badawczych. Podkreślić należy zwłaszcza prace N. M. Strachowa (1962, 1963, 1964), twórcy nowego kierunku badań geologicznych w Związku Radzieckim, który genetycznie ujmuje również procesy warunkujące powstawanie osadowych złóż rud żelaza.

Niezależnie od typu rudy przy badaniach osadowych złóż rud żelaza można wyróżnić następujące problemy sedymentologiczne, wymagające wszechstronnego wyjaśnienia na podstawie analizy wyników prac specjalistycznych:

1. Warunki paleogeograficzne i paleotektoniczne obszaru złożowego, basenu sedymentacyjnego i przypuszczalnego obszaru alimentacyjnego.
2. Źródło materiału żelazistego.
3. Sposób i formy transportu związków żelaza.
4. Warunki fizyczno-chemiczne środowiska sedymentacyjnego.
5. Sposób koncentracji związków żelaza w złożu oraz przebieg procesów diagenetycznych.
6. Obecne warunki geologiczne występowania złoża.

Jest rzeczą zupełnie zrozumiałą, że wyjaśnienie powyższych zagadnień przekracza możliwości indywidualnego badacza, ponieważ przy obecnym zaawansowaniu w geologii specjalistycznych metod badawczych można brać pod uwagę jedynie wyniki kompleksowych badań zespołowych, które gwarantują wysoki poziom opracowania.

Niezależnie od zespołowego charakteru prac specjalistycznych konieczne jest stanowisko odpowiedzialnego geologa złożowego, który ustalałby każdorazowo zakres badań (zarówno terenowych, jak i laboratoryjnych) i prowadził konkretny program badań, koordynował badania w toku ich prowadzenia i interpretował uzyskane wyniki, a także kierował przedstawianiem tych wyników w formie naukowej syntezy. Przy braku koordynacji prac zespołowych może powstać zlepek oderwanych od siebie opracowań.

Geolog wiodący, zajmujący się zagadnieniami sedymentologicznymi osadowych rud żelaza powinien posiadać podstawowe przygotowanie stratygraficzno-poszukiwawcze z bardzo dobrą podbudową wiedzy z dziedziny geochemii i petrografii, jak również mieć opanowane podstawowe wiadomości z zakresu matematycznej analizy statystycznej i geofizyki. Tylko takie przygotowanie umożliwi zapoznawanie się z nowoczesnymi metodami badawczymi, publikowanymi w światowej literaturze geologicznej, ich przyswajanie i adoptowanie, oraz właściwą interpretację badań specjalistycznych.

Nie zawsze jest możliwe spełnienie wszystkich powyższych warunków, tym niemniej przygotowanie takie najlepiej predysponuje do realizacji wyżej wymienionych zadań i wszyscy geolodzy pracujący nad tymi zagadnieniami winni uzupełniać posiadane wiadomości, zwłaszcza w zakresie geochemii i matematyki, niezbędne w obliczeniach złożowych i interpretacji wyników badań laboratoryjnych.

Wszystkie powyższe uwagi odnoszą się wyłącznie do badań sedymentologicznych, opartych w zasadzie na obserwacji i interpretacji zjawisk rejestrowanych przez nas dostępnymi metodami badawczymi. Ta „opiso-

wa" sedymentologia aczkolwiek jest bardzo istotna i umożliwia rozwiązanie całego szeregu zagadnień genetycznych, to jednak nie wystarcza dla wyjaśnienia niektórych zjawisk, np. z zakresu badań form i sposobu transportu związków żelaza czy zachowania się ich w środowisku wodnym pod wpływem zmian warunków fizyczno-chemicznych środowiska. Dlatego też geolodzy złożowi nie dysponując odpowiednią bazą laboratoryjną, która umożliwiałaby wykonywanie konkretnego programu badań eksperymentalnych, zmuszeni są do opierania się na mniej lub bardziej doświadczalnie podbudowanych teoriach w zależności od uzyskanych rezultatów badań opisowych.

Niezależnie od tego należy rozpocząć badania przejawów mineralizacji w osadach współczesnych. W tym celu proponuje się zaprojektowanie specjalistycznego programu badań współcześnie zachodzących zjawisk migracji związków żelaza w różnych środowiskach geologicznych, oraz warunków koncentracji (jeśli zostanie ona wykryta) w nawiązaniu do tła skalnego osadów rzek, jezior czy jedyne większego basenu sedymentacyjnego dostępnego dla naszych badań — Morza Bałtyckiego. Badania takie doprowadzą, być może, do wykrycia pewnych prawidłowości między ilością przenieszonego materiału żelazistego, jego formą a położeniem i budową geologiczną obszaru alimentacyjnego. Na przykład w Górach Świętokrzyskich, Karpatach i Sudetach można wytypować do badań hydrochemicznych wody i osady rzek i strumieni płynących przez skały płonne i serie skalne o podwyższonej zawartości żelaza; porównanie wyników może doprowadzić do wyciągnięcia interesujących wniosków. Podobne badania powinno się zaprojektować dla obszarów bagnistych i podmokłych (problem genezy rud darniowych).

Wykonanie tych prac można przeprowadzić stosunkowo niewielkim nakładem sił i środków, po uprzednim szczegółowym ustaleniu zakresu i programu badań, a uzyskane rezultaty niezależnie od ich pozytywnego czy negatywnego wyniku stanowiąc będą uzupełnienie analogicznych prac wykonanych za granicą, a także przyczyniać się do rozszerzenia znajomości geochemii związków żelaza w osadach współczesnych.

Uprzedzając argumenty ewentualnych oponentów proponowanych badań należy stwierdzić, że z przeglądu literatury poświęconej temu zagadnieniu wynika, że ciągle jeszcze znajduje się ono na marginesie zainteresowań. Dotychczasowe prace (H. Wattenberg, 1942; C. E. Zobell, 1946; G. I. Teodorowicz, 1947, 1964; N. M. Strachow, 1947, 1948, 1953, 1962, 1963) nie wyczerpują w całości tego zagadnienia.

OKREŚLENIE WARUNKÓW PALEOGEOGRAFICZNYCH, PALEOTEKTONICZNYCH I PALEOKLIMATYCZNYCH

Dla odtworzenia paleogeografii i paleotektoniki, zarówno obszaru złożowego, jak i basenu sedymentacyjnego oraz obszaru lądowego otaczającego zbiornik, konieczne jest dokonanie szczegółowej analizy facjalnej wybranych pięt, a nawet określonych poziomów stratygraficznych, z którymi związane jest występowanie serii lub formacji rudonośnej. Prowadząc regionalne badania geologiczne, należy starać się na podstawie fragmentarycznych i analitycznych obserwacji terenowych uzyskać maksimum informacji dających podstawy do kompleksowej analizy fac-

jalnej w oparciu o badanie wybranych litotypów (J. Wells, 1947) i litofacji (R. C. Moore, 1949). W tym wstępnym etapie badań niesłychanie ważne jest prawidłowe pobieranie próbek i możliwie pełne opróbowywanie badanego kompleksu skał osadowych dla wykonania badań laboratoryjnych. Metodyka opróbowania i proponowany program badań laboratoryjnych zostaną przedstawione w dalszej części artykułu.

Wiele cennych wskazówek paleogeograficznych powinny dostarczyć badania biotopów w znaczeniu podanym przez L. L. Slossa, W. C. Krumbeina i E. Dapplesa (1949), aczkolwiek zagadnienia te mogą być prawidłowo rozwiązane jedynie w skali regionalnej. Prowadząc badania na mniejszym obszarze należy bacznie zwracać uwagę na występowanie określonych zespołów mikro- i makrofaunistycznych, jak również mikro- i makroflorystycznych, określających nie tylko cechy batymetryczne zbiornika, lecz również niejednokrotnie środowisko fizyczno-chemiczne i klimatyczne. Uzyskuje się wtedy jednocześnie informację o warunkach paleoklimatycznych, co jest bardzo istotne dla późniejszych rozważań związanych z tworzeniem się osadowych złóż rud żelaza, a zwłaszcza dla wyjaśnienia przebiegu procesów wietrzenia skał macierzystych, formy transportu związków żelaza, ich koncentracji itp.

Wyjaśnienie rysów paleotektonicznych warunkujących przebieg zjawisk sedimentologicznych serii rudonośnej badanego obszaru jest możliwą drogą analizy charakterystycznych tektotopów i tektofacji formacji rudonośnej (w znaczeniu Slossa, W. C. Krumbeina i E. Dapplesa, 1949), jak również analizy tektogenetycznej podłoża i pokrywy.

Ważnym zadaniem jest określenie rzeźby obszaru otaczającego basen sedimentacyjny, a także charakteru morfologii dna zbiornika, jego głębokości oraz reżimu wodnego. W tym celu wykonać należy szczegółowe badania strukturalno-teksturalne osadów, badania chemiczne oraz przeprowadzić analizę zespołów faunistycznych.

W rezultacie przeprowadzonych badań i analizy wyników powinno powstać szereg syntetycznych zestawień graficznych w formie specjalistycznych map problemowych:

- map geologicznych wybranych poziomów i pięter stratygraficznych,
- map strukturalnych przewodnich poziomów strukturalnych i serii rudonośnej,
- map miąższości poziomów serii i formacji rudonośnej,
- map facjalnych wybranych poziomów i pięter stratygraficznych,
- map paleogeograficznych,
- jeśli to będzie możliwe, należy przewidzieć wykonanie mapy paleoklimatycznej wybranego piętra stratygraficznego (tylko dla większych jednostek regionalnych).

Zakres wykonanych badań paleogeograficznych w trakcie badań sedimentologicznych będzie, oczywiście, z konieczności znacznie węższy niż w specjalistycznych pracach paleogeograficznych. Dlatego też jak najszerszej należy wykorzystywać już istniejące opracowania paleogeograficzne³, uzupełniając je jedynie badaniami dodatkowymi.

³ Bliższe wskazówki metodyczne znajdzie czytelnik w opracowaniu M. Pajchlowej (1960), w podręczniku L. B. Ruchina (1962) oraz w zbiorowym opracowaniu pod redakcją A. P. Winogradowa (1964).

ŹRÓDŁO MATERIAŁU ŻELAZISTEGO

Przechodząc do następnego zagadnienia, jakim jest źródło materiału żelazistego dla konkretnego złoża osadowych rud żelaza, należy stwierdzić, że podobnie jak pozostałe zagadnienia genetyczne jest ono bardzo dyskutowane przez geologów złożowych. W wielu przypadkach teorie poszczególnych badaczy są uzależnione od ich poglądów na sposób i formę transportu związków żelaza, przebieg koncentracji, która doprowadziła do powstania złoża, jak również od typu opracowanej rudy osadowej.

Wydaje się, że rozpatrując *ab ovo* zagadnienie pierwotnego źródła związków żelaza dla skał osadowych należy wyjść od truizmu, jakim jest stwierdzenie, że musiały one pochodzić z denudowanych skał magmowych, metamorficznych i rud żelaza pochodzenia endogenicznego, jak również mogły być dostarczane do osadów wskutek działalności wulkanicznej i ekshalacji podmorskich (C. R. Van Hise, C. K. Leith, 1911). Problem ten szczegółowo opracowany został przez H. L. Jamesa (1954) w odniesieniu do prekambryjskich rud dzespilitowych regionu Jeziora Górnego.

Niezależnie od tego poglądu wyjściowego nie ulega obecnie wątpliwości, że źródłem związków żelaza w każdym zbiorniku wodnym mogą być skały osadowe otaczające basen sedimentacyjny. Według obliczeń K. Smulikowskiego (1964) skały osadowe płonne (łupki, piaskowce, wapienie) zawierają przeciętnie 3,40% Fe_2O_3 i 2,0% FeO. Należy jednak podkreślić, że zawartość Fe_c w skałach osadowych jest dość zmienna, przy czym najwyższe koncentracje z reguły są związane z osadami ilastymi, co powodowane jest ich większymi zdolnościami adsorpcyjnymi. N. M. Strachow (1948) podaje następujące wartości dla współczesnych różnofrakcyjnych osadów Morza Czarnego:

Nazwa skały	Srednia zawartość Fe_c
Piaskowce	0,99 ÷ 1,61%
Mułowce	3,20 ÷ 3,90%
Iły i łąłowce	4,70 ÷ 4,87%

Dane te potwierdzają badania F. W. Clark'a z 1916 r. (F. W. Clark, 1924), który podawał następujące wartości dla skał osadowych:

Nazwa skały	Fe_2O_3	FeO
Łupki	4,03%	2,46%
Piaskowce	1,08%	0,30%
Wapienie	0,54%	—

Według danych uzyskanych przeze mnie z osadów dolnokredowych i górnokredowych północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zawartość Fe_c w piaskach i mułowcach waha się od 0,80 do 2,80%, w łąłach od 2,5 do 6,4% i wapieniach 0,20 ÷ 3,50%. Nieco niższe wartości dla ilastych osadów z Karpat podaje W. Narębski (1957): $Fe_c = 3,0 ÷ 4,8%$. Według J. Znoski (1957) czarne łupki ilaste wezulu rejonu Łęczycy zawierają Fe_c 4 ÷ 6%, średnio 5,0%, a więc prawie tyle, ile wynosi zawartość żelazowa tego pierwiastka (5,02%).

Te pozornie niewielkie ilości dają w sumie potężne zasoby związków żelaza rozproszonych w masach skał osadowych. skąd w miarę postępujących procesów erozyjnych i denudacyjnych są wynoszone i dostarczane do zbiorników wodnych. Niekoniecznie więc źródła żelaza trzeba szukać, np. dla osadowych złóż rud rejonu częstochowskiego, w hipotetycznych wyniesieniach skał endogenicznych (S. Bukowy, 1961).

Dla wyjaśnienia tego zagadnienia należałoby wykonać specjalistyczne badania zespołów minerałów ciężkich zawartych zarówno w osadach płonnych, jak i w obrębie serii rudonośnej. Jeśli basen sedimentacyjny rzeczywiście położony był w pobliżu występowania skał magmowych lub metamorficznych, stanowiących obszar alimentacyjny dla osadów kruszczo- nośnych, to (dysponując odpowiednią ilością danych) na podstawie wykonanych badań można będzie z dużą dozą prawdopodobieństwa określić rodzaj masywu, jego budowę, a nawet ewentualny kierunek transportu materiału. Wykonana dodatkowo analiza charakteru pierwiastków śladowych (ilościowa i jakościowa) w dużym stopniu ułatwi rozstrzygnięcie tego problemu.

Znacznie trudniej będzie uzyskać informacje o źródle związków żelaza w osadzie, jeśli basen sedimentacyjny położony był w obszarze zbudowanym ze skał osadowych, częstokroć już redeponowanych. Analiza zespołów minerałów ciężkich może wtedy nie przynieść pożądanych rezultatów. Dodatkowym wyjściem w tej sytuacji będzie szczegółowe przeanalizowanie ilościowe i jakościowe pierwiastków śladowych zawartych w rudzie i serii rudonośnej oraz przeprowadzenie (jeśli to jest możliwe) analogicznych badań przypuszczalnych osadów i obszarów alimentacyjnych, co może doprowadzić do pewnych korelacji. Jeśli nawet prawidłowości takie nie zostaną stwierdzone, uzyskany materiał analityczny w poważnym stopniu podbuduje wykonane opracowanie i wyzyskany zostanie dla interpretacji innych problemów sedimentologicznych, gdyż jak podaje H. Schneiderhöhn (1949), zawartość pierwiastków śladowych w osadzie zależy od czterech zasadniczych czynników:

- 1 — charakteru i paleogeografii obszaru alimentacyjnego,
- 2 — składu litologiczno-mineralnego osadu,
- 3 — charakteru geochemiczno-facjalnego osadu,
- 4 — własności krystalochemicznych pierwiastków.

Obiektywnie należy stwierdzić, że proponowane przeze mnie badania mają duże znaczenie i wykonanie ich jest celowe wtedy, gdy za większością badaczy (L. Cayeux, 1922; R. Krajewski, 1947; H. L. James, 1954; C. W. Correns, 1952, M. Turnau-Morawska, 1962 i in.) przyjmujemy istnienie pewnej zależności synchronicznej między przebiegiem procesów denudacyjnych na obszarach otaczających basen sedimentacyjny a powstawaniem koncentracji kruszcowych.

Istnieje jednak cały szereg autorów (K. Hummel, 1922; A. F. Hallimond, 1951; H. Borchert, 1956; N. M. Strachow, 1947, 1948, 1953, 1962, 1963 i in.), którzy rozpatrują poszczególne typy osadowych złóż rud żelaza jako rezultat koncentracji niezależnej od okresu, w jakim związki żelaza zostały dostarczone do zbiornika.

Wydaje się jednak, że o ile takie poglądy mogą mieć pewne uzasadnienie w odniesieniu do złóż typowo diagenetycznych, to nie wolno ich

uogólniać w stosunku do wszystkich rud osadowych. Na przykład nie ulega obecnie wątpliwości synchroniczność powstawania rud oolitowo-okruchowych i okruchowych z procesami niszczenia starszych serii rudonośnych, niezależnie od późniejszych redepozycji prowadzących do powstania bogatszych koncentracji złożowych.

Wykonanie przedstawionego wyżej programu badań powinno umożliwić wyjaśnienie zagadnienia pochodzenia materiału żelazistego, co jest istotne dla opracowania np. występujących na Niżu Polskim przejawów okruszcowania osadów kredy dolnej rudami oolitowo-okruchowymi, związanymi z obszarami struktur i wysadów solnych lub rud okruchowych aalenu świętokrzyskiego.

SPOSÓB I FORMY TRANSPORTU ZWIĄZKÓW ŻELAZA

Zagadnienie to w odniesieniu do osadowych złóż rud żelaza w dużym stopniu pozostaje problemem teoretyczno-spekulatywnym ze względu na znikomą ilość udokumentowanych faktów geologicznych; pomimo to (a może dlatego) istnieje bogata literatura, w której temat ten jest szczególnie, lecz różnorodnie przedstawiany.

Wszyscy badacze zgodnie przyjmują, że swobodna migracja żelaza może zachodzić w środowisku wodnym, stanowiącym jedyne środowisko przemieszczania związków żelaza z obszarów alimentacyjnych do zbiorników sedimentacyjnych. Większość autorów wiąże procesy migracji z działalnością rzek i potoków płynących na powierzchni ziemi, pomijając działalność wód podziemnych, infiltrujących w przypadku korzystnego ukształtowania terenu do zbiorników wodnych. Ten właśnie sposób przenoszenia związków żelaza jest bardzo silnie podkreślony przez N. M. Strachowa (1948), widzącego w nim jeden z głównych czynników warunkujących powstanie złóż osadowych.

N. M. Strachow (1948) wyczerpująco określił formy transportu związków żelaza w środowisku wodnym wyróżniając cztery podstawowe formy:

- związki Fe^{2+} przenoszone jako roztwory właściwe w postaci dwuwęglanów, krzemianów i siarczków,
- związki Fe^{3+} przenoszone w postaci koloidów ochronnych,
- kompleksowe związki żelaza przenoszone głównie w postaci humatów,
- żelazo klastyczne przenoszone zgodnie z prawami transportu osadów klastycznych.

F. Behrend podaje, że związki żelaza są przenoszone głównie jako dwuwęglany przy ochronnej działalności koloidów organicznych. Cytując powyższy pogląd za R. Krajewskim (1947), ponieważ nie była mi dostępna oryginalna praca F. Behrenda, należy podkreślić, że inni autorzy działalność koloidów ochronnych wiążą przede wszystkim z wodorotlenkami żelaza.

Zagadnienia związane z przenoszeniem związków żelaza i zachowaniem się ich w środowisku wodnym są dyskutowane wśród geologów złożowych w zasadzie od czasu ukazania się w 1897 r. pierwszej pracy S. Springa, poświęconej roli związków żelaza i substancji organicznych. W pracy tej m.in. podano, że jedna cząsteczka koloidalnego $FeO(OH)$ przenosi z roztworu 10 cząstek humusu. Wymienić tu należy takich ba-

daczy, jak G. R. Van Hise, C. K. Leith, R. Beck, A. O. Hayes, J. W. Gruner, E. S. Moor, J. E. Maynard, A. M. Mac Gregor, T. Behrend, G. Berg, C. Connera, R. Krajewski, N. M. Strachow, A. Carozzi, A. Aldinger, L. N. Formozowa i wielu innych, którzy często posiadają diametralnie różne poglądy na znaczenie poszczególnych form przenoszenia związków żelaza.

Np. F. W. Clark (1942) przyjmuje, że większość związków żelaza podlegających procesom migracji jest transportowana w postaci węglanów żelazawych, natomiast znany badacz tego zagadnienia J. W. Gruner (1922) jest stanowczym przeciwnikiem tej teorii. Twierdzi on, że podstawową formą przenoszenia żelaza są związki z koloidami ochronnymi oraz związki organiczne. Pogląd ten uzyskał szerokie poparcie dzięki badaniom E. S. Moora i J. E. Maynarda (1929), którzy na podstawie badań współczesnych wód rzecznych rejonu Wielkich Jezior i doświadczalnych prac laboratoryjnych stwierdzili, że żelazo jest przenoszone obecnie głównie w postaci hydrozoli żelazowych, stabilizowanych organicznymi koloidami ochronnymi, przy czym dla utrzymania 36 ppm Fe_2O_3 aq. wystarcza 16 ppm substancji organicznej (porównaj dane S. Springa). Ponadto w sprzyjających warunkach żelazo może znajdować się w roztworach właściwych w postaci soli kwasów nieorganicznych, np. jako żelazowe sole krzemowe. Za tymi właśnie formami transportu związków żelaza wypowiada się obecnie większość współczesnych badaczy, m.in. G. Berg (1942) i N. M. Strachow (1948), podkreślając znaczenie transportowania związków żelaza w zawieszynie w postaci żelu wodorotlenkowego.

Istnieją jednak również zwolennicy teorii F. W. Clarka (1924) i A. M. Mac Gregora (1925) o przenoszeniu Fe w formie dwuwęglanów jako zasadniczej formie migracji; autorzy ci podkreślają w tym przypadku ogromną zależność zdolności rozpuszczania $FeCO_3$ od zawartości CO_2 w pierwotnej atmosferze Ziemi, przy równoczesnym niedoborze wolnego tlenu, co wg nich dostatecznie wyjaśnia np. warunki transportu ogromnych ilości żelaza dla złóż prekambryjskich.

Prace N. M. Strachowa (1948, 1963), oparte m.in. na badaniach form żelaza zawartego w wodach współczesnych rzek, potwierdziły poglądy poprzednich badaczy, że główną formą transportu żelaza w wodach jest drobnodispersyjna zawieszina koloidalnych związków żelaza, które stanowią około 4,2% całości zawiesziny wahającej się od 4 do 110 mg/l. Według danych N. M. Strachowa średnia zawartość Fe w roztworze obliczona dla 94 rzek Ameryki Północnej wynosi natomiast 0,53 mg/l, dla 44 rzek Europy — 0,61 mg/l, a dla rzek Ameryki Południowej — 1,95 mg/l, przy czym nie zauważono jakiegokolwiek związku koncentracji żelaza z odległością od źródeł rzeki, jak również związku między koncentracją Fe w roztworze i zawieszynie.

Również w wodach morskich wyraźnie zaznacza się przewaga żelaza występującego w formie drobnodispersyjnej zawiesziny koloidalnej nad związkami Fe zawartymi w roztworze właściwym. Według F. W. Czuchrowa (1955) zawartość Fe w roztworze wód morskich wynosi zaledwie 2 mg/m³, podczas gdy zawartość Fe koloidalnego = 20 ÷ 40 mg/m³. Ścisła zależność między zawartością Fe a ilością substancji organicznej w osadach współczesnych zbiorników wodnych, zanotowana przez B. Bec-

kinga i B. Moora (1959), oraz podkreślona przez nich obecność kompleksowych organicznych związków żelaza, świadczy również o znacznej roli koloidów ochronnych.

Jeśli chodzi o związki Fe^{3+} , występujące niekiedy w roztworach właściwych, to ze względu na przeciętne dla wód rzecznych wartości pH (6,5÷7,5) oraz ich znikomą rozpuszczalność i nietrwałość, nie mogą być brane pod uwagę jako ewentualne formy transportu żelaza w analogicznych warunkach do obecnie panujących.

WARUNKI FIZYCZNO-CHEMICZNE ŚRODOWISKA SEDMYMENTACYJNEGO

Możliwie wierne odtworzenie warunków fizyczno-chemicznych środowiska sedymentacji osadowych rud żelaza i całej serii rudonośnej jest zagadnieniem trudnym, wymagającym stosowania kompleksowych metod badawczych zarówno przy zastosowaniu metod litologiczno-porównawczych, jak i specjalistycznych badań mineralogicznych, petrograficznych i chemicznych.

Nie wyczerpując całości zagadnienia można wyróżnić trzy najważniejsze problemy sedymentologiczne, wymagające osobnego rozwiązania dla każdego typu rud osadowych:

- określenie środowiska sedymentacji,
- określenie warunków fizycznych środowiska i jego dynamiki,
- określenie pH i Eh środowiska oraz ewentualnie stopnia zasolenia basenu.

Badając środowisko sedymentacji opracowanej serii rudonośnej, zawsze powinno się wychodzić z ogólnej znajomości paleogeografii. Po określeniu na podstawie typowych diagnostycznych cech strukturalno-teksturalnych zasadniczego rodzaju środowiska (morskie — lądowe), należy przystąpić do sprecyzowania charakteru ówczesnego zbiornika wodnego. W przypadku osadów lądowych określamy, czy tworzyły się one w zalewach, jeziorzyskach, limanach, czy też osadzone zostały przez wody płynące, a jeśli tak, to stwierdzamy mniej więcej, jaka była dynamika tej rzeki.

Osady morskie analizujemy pod kątem określenia charakteru basenu, dociekając czy był to rejon morza płytkiego, epikontynentalnego, czy głębokowodnego o charakterze platformowym lub geosynklinalnym. Informacji o warunkach fizycznych (głębokość basenu i jego t^o) ówczesnego zbiornika sedymentacyjnego dostarczy analiza zespołu faunistycznego. O oddaleniu od brzegów zbiornika wnioskujemy na podstawie analizy charakteru osadów, biorąc pod uwagę teoretyczny rozkład facji w basenie przy wykorzystaniu charakterystycznych parametrów osadów klastycznych, takich jak średni rozmiar ziarn (Md), współczynnik wysortowania (So) i asymetrii (Sk) oraz ich zestawienie graficzne wraz z zalecanymi przez R. Passega (1957) i G. M. Friedmana (1961) diagramami zależności C/Md.

Dane te połączone z wynikami badań cech makro- i mikroteksturalnych dość dobrze umożliwiają odtworzenie dynamiki środowiska sedymentacji.

Pomiary orientacji warstwowania serii rudonośnej oraz nadległych i podścielających osadowych serii płonnych informują o kierunkach paleoprądów. Uzyskane dane przedstawia się bądź to w formie graficznej, jak jest to przyjęte przez badaczy europejskich, bądź też opracowuje się je statystycznie na sposób autorów amerykańskich, przedstawiających na mapach jedynie końcowe efekty badań.

Analiza charakteru warstwowania i struktur osadów często pozwala wykryć działalność paleoprądów zawieszinowych i obecność osuwisk podmorskich, jak również lokalne przerwy w sedimentacji spowodowane prądami lub wynurzeniem. Ostatnio duży nacisk kładzie się na analizę śladów falowania i płynięcia, co w połączeniu z wynikami badań granulometrycznych umożliwia rekonstrukcję głębokości basenu. Jak podaje W. E. Chain (1964), głębokość zbiornika można określić wg wzoru I. A. Odesskiego:

$$\lg H = \frac{l^2 (\lg l - \lg 60D)}{25,8D}$$

gdzie: H — głębokość basenu

l — szerokość śladów falowania

D — średnica ziarn (średni rozmiar)

Analizując osady węglanowe, można stosować metodę V. Chilingara (1963), który stwierdził zależność proporcji Ca/Mg i Sr/Ca w osadzie od głębokości środowiska morskiego.

Ostatnim, niestety ważnym z punktu widzenia złożowego zagadnieniem jest chociażby przybliżone określenie pH, Eh oraz stopnia zasolenia pierwotnego środowiska wodnego i osadów badanego fragmentu zbiornika sedimentacyjnego. Podobnie jak przy określaniu głębokości basenu, względny stopień zasolenia można dość dobrze określić na podstawie charakteru fauny i mikrofauny. Ponadto G. I. Teodorowicz (1964) zaleca dokonanie analizy pierwotnych i diagenetycznych minerałów — indykatorów. Według G. I. Teodorowicza o normalnych, pełnoślonych warunkach morskich świadczy obecność glaukonitu i fosforytów, o silnej mineralizacji wód — obecność dolomitów, a z minerałów akcesorycznych — fluorytu i celestynu, oraz gipsu i anhydrytu, podczas gdy wody nieco wysłodzone charakteryzują się obecnością chlorytów żelazistych, hydrogetytu i hydrohematytu. Wydaje się jednak, że pogląd przedstawiony w tym przypadku przez G. I. Teodorowicza jest nieco uproszczony, ponieważ, jak wiadomo z badań W. C. Krumbeina, R. M. Garrelsa (1952), powstanie wyżej wymienionych minerałów uzależnione jest w większym stopniu od warunków Eh środowiska niż od stopnia koncentracji soli w roztworze, oraz że niektóre z nich mogą również tworzyć się w ostatnim etapie diagenetyki.

Według L. A. Gulajewej (1953, 1954) charakterystycznym wskaźnikiem dla określenia stopnia zasolenia jest zawartość chloru w osadach ilastych, oraz stosunek Cl/Br i Na/Ca. N. S. Spiro, I. S. Gramberg i C. L. Wowk (1956) uważają, że bardziej obiektywnym wskaźnikiem jest stosunek MgO/CaO w węglanach, ponieważ zawartość Mg w znacznym stopniu zależy od koncentracji w pierwotnym roztworze. Jeszcze inne

metody badań podane zostały przez A. F. Fredricksona i R. C. Reynoldsa (1960).

G. I. Teodorowicz (1947, 1964) dla odtworzenia pH środowiska poleca również metodę badań paragenez mineralnych syngenetycznych i allogenicznych minerałów — wskaźników, pozwalającą wyróżnić sześć zasadniczych facji geochemicznych:

1. Facja silnie alkaliczna jezior sodowych i siarczanowych (pH 9,0), charakteryzująca się przewagą minerałów magnezowo-węglanowych, sodowych i wapniowym montmorillonitem.

2. Facja alkaliczna mórz i jezior (pH 9,0÷8,0 dla osadów morskich; 9,0÷7,8 dla osadów słodkowodnych) — węglany, hydromiki, wapniowo-magnezowy montmorillonit, ankeryt, ferrokalcyt i glaukonit.

3. Facja słabo alkaliczna (pH 8,0÷7,2 dla środowiska morskiego; pH 7,8÷7,2 dla słodkowodnego), lagunowa — gips, anhydryt, sól kamienna; morska i jeziorna — syderyt, ankeryt, chloryty żelaziste, glaukonit, magnezowy montmorillonit, fosforany wapnia.

4. Facja neutralna (pH 7,2÷6,8) — beidelit, haloizyt, ferrokalcyt, opal, minerały boksytowe, syderyt, syderyplezyt, tlenkowe rudy żelaza, manganu i miedzi.

5. Facja słabokwaśna (pH 6,8÷5,5) — haloizyt, allofan, kaolinit, opal, minerały boksytowe.

6. Facja kwaśna (pH 5,5÷2,0) występuje jedynie w warunkach lądowych zbiorników błotnych, nie znana jest w środowisku morskim.

W trakcie badań znajduje się opracowanie metody określania pH pierwotnego środowiska sedymentacyjnego na podstawie analizowania pH wyciągów wodnych z zawiesiny rozdrobnionych skał osadowych (A. D. Sułtanow, 1947, A. G. Seidow, 1962). Ponieważ, jak słusznie podkreśla G. I. Teodorowicz (1964), uzyskane wyniki są wypadkową tak minerałów syngenetycznych, jak i epigenetycznych, przeto wydaje się, że obecnie metoda ta jest jeszcze mało precyzyjna, aby móc ją stosować bez odpowiednich współczynników korygujących.

Znaczenie potencjału oksydacyjno-redukcyjnego (Eh) środowiska jako czynnika warunkującego przebieg procesów sedymentologicznych (osadzania i późniejszych zmian diagenetycznych) osadów chemicznych i subchemicznych po raz pierwszy podkreślone zostało w 1938 r. przez W. M. Latimera (1952) i C. E. Zabella (1946).

Zagadnienia przebiegu procesów termodynamicznych roztworów żelazowo-żelazawych w czasie badań zjawisk korozji metali były przedmiotem prac M. Pourbaixa (1949) i jego współpracowników (E. Deltonbe, J. Van Maylder i in.). M. Pourbaix pierwszy określił pola stałości Eh — pH dla hematytu, magnetytu i Fe elementarnego. Badania zmierzające w kierunku określenia warunków genezy minerałów żelazistych rozwinęli: B. Mason (1949, 1952); J. R. Castano, R. M. Garrels (1950); W. C. Krumbein, R. M. Garrels (1952); N. K. Huber (1958). Nieco odmienne metody badań stosują badacze rosyjscy, a zwłaszcza N. M. Strachow (1947, 1948, 1953, 1962), E. S. Załmanzon (1955) i G. I. Teodorowicz (1947, 1964), opierający się głównie na charakterystycznych paragenezach mineralnych.

L. W. Pustowałow (1933) a następnie G. I. Teodorowicz (1947, 1964), podkreślając znaczenie warunków utleniająco-redukcyjnych w procesach sedymentacyjnych, przyjęli wprowadzone w 1923 r. przez F. W. Clarka i E. Cohena pojęcie profilu rH, obejmującego łącznie wartości Eh i pH środowiska.

Względna wartość rH określa się na podstawie analizy form mineralogicznych minerałów żelazistych — indykatorów umożliwiających wydzielenie sześciu facji geochemicznych: 1 — facja siarczków, 2 — facja siarczkowo-sydwerytowa i siarczkowo-szamozytowa, 3 — facja sydwerytowo-szamozytowa, 4 — facja tlenkowych i podtlenkowych leptochlorytów oraz facja sydwerytowo-hematytowa, 5 — facja glaukonitowa oraz facja leptochlorytów tlenkowych, 6 — facja tlenków i wodorotlenków żelaza.

Przy rozważaniu zagadnień wpływu wartości potencjału oksydacyjno-redukcyjnego na powstawanie określonych paragenez mineralnych należy zwrócić uwagę na bardzo istotny moment, jakim jest uwzględnienie przebiegu linii zerowej wartości Eh w stosunku do powierzchni osadów. W zależności od położenia linii $Eh = 0$ można wyróżnić trzy zasadnicze typy warunków *redox*:

— Linia $Eh = 0$ położona jest wysoko ponad osadem — wtedy w danym środowisku sedymentacyjnym panują zdecydowane warunki redukcyjne i powstają minerały siarczkowe.

— Linia $Eh = 0$ przebiega na powierzchni osadów — w środowisku sedymentacyjnym panują zmienne warunki oscylujące — od słabo redukcyjnych do zerowych, a nawet lekko utleniających, powstają sydweryty, szamozyt, glaukonit.

— Linia $Eh = 0$ przebiega pośród osadów — wyżej panują warunki zdecydowanie utleniające, niżej zmieniające się w warunki redukcyjne. W środowisku utleniającym tworzą się tlenki i wodorotlenki żelaza.

Wszyscy badacze zgodnie podkreślają, że w głąb osadu zmieniają się warunki Eh w kierunku ujemnym, tj. środowisko staje się coraz bardziej redukcyjne. Stwierdzenie to jest niesłychanie ważne przy rozpatrywaniu przebiegu postsedymentacyjnych procesów diagenetycznych, prowadzących do powstania określonych omówionymi wyżej warunkami paragenez mineralnych o znaczeniu złożowym.

SPOSÓB KONCENTRACJI ZWIĄZKÓW ŻELAZA PRZY POWSTANIU ZŁOŻA ORAZ PRZEBIEG PROCESÓW DIAGENETYCZNYCH

Najbardziej rozpowszechnionym poglądem, mającym wyjaśnić powstawanie osadowych złóż rud żelaza jest pogląd oparty na teorii przyjmującej synchroniczność tworzenia się ponadklarkowych, wysokich koncentracji związków żelaza z procesami wietrzenia i denudacji na lądzie otaczającym basen, koncentracji powstałych w wyniku specyficznych warunków sedymentacyjnych. Warunki takie istnieją w basenie sedymentacyjnym położonym w pobliżu obszarów zbudowanych ze skał żelazistych, a złoża osadowych rud żelaza powstają w wyniku zatrzymania transportu i dopływu grubego materiału terygenicznego, przy równoczesnym wzmocnionym dopływie związków żelaza w roztworach właści-

wych i zawiesinie. Nie wyjaśniono jednak bliżej przyczyn tak pojętego mechanizmu.

Stanowczym przeciwnikiem tej teorii jest N. M. Strachow (1947, 1963), który podkreśla, że procesy formowania wszelkich złóż osadowych, a szczególnie rud żelaza absolutnie nie mogą być pojmowane jako wyłącznie ilościowe modyfikacje procesów warunkujących tworzenie się koncentracji klarkowych.

Rozpatrując często sprzeczne poglądy na temat powstawania osadowych złóż rud żelaza można stwierdzić, że istnieją trzy zasadnicze grupy teorii dotyczących genezy osadowych złóż rud żelaza⁴:

I — Teorie przyjmujące istnienie ścisłego związku między tworzeniem się złóż a dopływem związków żelaza do basenu sedymentacyjnego (L. Cayeux, 1922; H. Schneiderhöhn, 1949; C. W. Correns, 1952).

II — Teorie rozpatrujące złoża osadowe jako wynik procesów sedymentacyjnych zachodzących w zbiorniku niezależnie od czasu, w jakim związki żelaza zostały dostarczone do basenu sedymentacyjnego (K. Hummel, 1922; A. F. Hallimond, 1951; M. Borchert, 1956; N. M. Strachow, 1963).

III — Teorie przyjmujące diagenetyczne powstawanie rud osadowych.

Ponieważ nawet pobieżne rozwinięcie poszczególnych poglądów zajęłoby zbyt wiele miejsca, należy tylko stwierdzić, że nie wolno bezkrytycznie „dopasowywać” poszczególnych teorii do konkretnych przejawów okruszczenia. Osadowe rudy żelaza składają się z dość zróżnicowanych form mineralogicznych, powstawanie których może następować w odmiennych warunkach fizyczno-chemicznych, co jest zupełnie zrozumiałe w świetle wyżej przedstawionych uwag. Wydaje się przeto, że również warunki koncentracji poszczególnych różnych mineralogicznie form związków żelaza w złożu mogą następować w różnych środowiskach i różnych warunkach, przy czym często następuje wzajemne nakładanie się poszczególnych czynników i procesów dających w efekcie pewną wypadkową, „wybryk natury”, w stosunku do łała skalnego.

Jestem przeciwny mechanicznemu klasyfikowaniu złóż jako utworów genetycznych, związanych często z dość przypadkowymi typami wyróżnianymi przez poszczególnych autorów. Wnioski genetyczne, stanowiące podsumowanie szczegółowych badań analitycznych, powinny wynikać z badań i obserwacji prowadzonych kompleksowo przy zastosowaniu nowoczesnych, wzajemnie się uzupełniających metod identyfikacyjno-diagnostycznych i interpretacyjnych.

Przebieg procesów diagenetycznych w decydującym stopniu uzależniony jest od Eh środowiska dennego, znacznie mniejszy wpływ odgrywają tu warunki pH. Jak podaje W. C. Krumbein i R. M. Garrels (1952), procesy te są najistotniejszym czynnikiem kształtującym ostateczną formę osadów zawierających obfity materiał organiczny, powstających w szybkim tempie w warunkach dodatniego potencjału oksydacyjno-redukcyjnego. Wpływy te są nieznaczne dla osadów tworzących się w zamkniętych basenach sedymentacyjnych typu Morza Czarnego, po-

⁴ Problemy te zostały szczegółowo przedstawione przez M. Turnau-Morawską (1962).

wstających w środowisku redukcyjnym, pod warunkiem, że osady te w wyniku zmiany konfiguracji dna morskiego nie przeszły później w środowisko utleniające.

Prawdopodobnie największe zmiany diagenetyczne następują w osadach szelfowych otwartego morza, powstających przy umiarkowanym tempie sedymentacji, kiedy na powierzchni osadów panują warunki nieco utleniające, a osad zawiera dość znaczną domieszkę substancji organicznej. W tych warunkach związki chemiczne, trwałe na powierzchni, pod przykryciem osadów wykazują tendencje redukcyjne.

N. M. Strachow (1948, 1963) podkreśla, że procesy diagenetyczne najintensywniej zachodzą w ilach na pograniczu osadów ilastych i piaszczystych. Jeśli granica $Eh = 0$ leży na powierzchni osadów, wówczas uniemożliwiona jest migracja żelaza w strefę utleniającą, co prowadzi do tworzenia się rozproszonych kongrecji syderytu, ankerytu i pirytu. Warunkiem powstawania syderytów diagenetycznych jest całkowity brak innych węglanów w osadzie, ponieważ wobec $CaCO_3$ syderyt traci swą ruchliwość geochemiczną. Przyczyną tego jest zmiana reżimu środowiska węglanowego: w obecności $CaCO_3$ — pH wynosi $7,8 \div 8,0$, a bez kalcytu około 7,0. Ponieważ rozpuszczalność $FeCO_3$ jest niższa niż $CaCO_3$, wysokie wartości pH i „alkaliczna rezerwa” ilów węglanowych uniemożliwiają praktycznie biorąc „uruchomienie” syderytów w czasie przebiegu procesów diagenetycznych. W osadzie bogatym w $CaCO_3$ zredukowane żelazo przechodzi do roztworu przeważnie w postaci siarczków, tworząc inkrustacje pirytowe (N. M. Strachow, 1948).

Ten sam badacz podaje trzy zasadnicze czynniki, których współwystępowanie stwarza optymalne warunki dla powstawania syderytów diagenetycznych:

- mała zawartość $CaCO_3$ w osadzie,
- umiarkowana zawartość substancji organicznej w osadzie,
- odpowiednie wykształcenie litologiczne osadów, przy czym najkorzystniejsza jest alternacja ilów i piaskowców, odgrywających rolę pewnego rodzaju „zbiorników” CO_2 .

Duży wpływ dwóch ostatnich czynników na powstawanie syderytów diagenetycznych potwierdził W. Narębski (1957) na podstawie badań geochemicznych i mineralogicznych prowadzonych nad „syderytami” karpackimi.

Niektórzy badacze uważają, że również szamozyt może powstawać w warunkach diagenetycznych, przy czym następuje progresywne przeobrażanie iłu w szamozyt (*vide* M. Turnau-Morawska, 1962). Większość autorów wyraża jednak pogląd, że jest to pierwotny minerał sedymentacyjny.

PROPONOWANA METODYKA I PROGRAM BADAŃ LABORATORYJNYCH OSADOWYCH RUD ŻELAZA

Programując badania laboratoryjne całej serii rudonośnej lub poszczególnych warstw czy poziomów kruszcowych należy jasno zdawać sobie sprawę, jakiemu celowi badania analityczne mają służyć i co przy ich pomocy chcemy uzyskać. Poza zakresem badań jakościowych ko-

nieczne jest ustalenie zasadniczych proporcji zakresu badania ilościowego materiału faktowego, tak ze względu na ekonomikę prac, jak i ograniczone możliwości wykonawcze.

Badania analityczne przejawów mineralizacji związków żelaza w skałach osadowych powinny mieć następujące zadania:

- określenie składu chemicznego,
- określenie składu mineralnego,
- określenie zmian form mineralnych,
- określenie warunków powstawania serii rudonośnej,
- określenie warunków koncentracji związków żelaza w złożu.

Po przeprowadzeniu szczegółowej analizy na podstawie wykonanych badań oraz ogólnych danych geologicznych należy określić ewentualną wartość złożową stwierdzonych wystąpień rudnych pod kątem celowości prowadzenia prac poszukiwawczych. Opracowanie sedymentologiczne uzyskanego materiału powinno umożliwić wyciągnięcie uzasadnionych naukowo wniosków, służących wytypowaniu obszarów najbardziej perspektywicznych do poszukiwań.

W zależności od wstępnej oceny wartości złożowej okruszczenia oraz od ilości materiału faktowego odpowiednio programujemy badania specjalistyczne.

Dla określenia składu chemicznego wykonuje się oznaczenie wskaźnikowe, skrócone i pełne, na drodze mokrej, uzupełnione dla pierwiastków śladowych i mikroelementów oznaczeniami półilościowej i ilościowej analizy spektralnej. Oznaczenia wskaźnikowe na zawartość Fe_c i SiO_2 należy wykonywać ze wszystkich makroskopowo wyróżniających się przejawów okruszczenia; w zależności od uzyskanych wyników z wybranych próbek oznacza się zawartość Fe^{2+} , Fe^{3+} , CaO , MgO , MnO , Al_2O_3 , S , P , TiO_2 . Pełną analizę chemiczną 22—24-składnikową wykonuje się z kilku próbek (5—6) reprezentatywnych dla poszczególnych typów rud z danego rejonu. Bardzo istotne jest oznaczenie zawartości węgla organicznego, występującego tak w rudach, jak i w serii rudonośnej, który ma wpływ na formy mineralogiczne związków żelaza i stanowi jeden z wskaźników charakteru warunków środowiska sedymentacyjnego. Oznaczenia Fe^{2+} i Fe^{3+} należy wykonać również dla wybranych próbek osadów płonnych.

Dla określenia składu mineralnego poszczególnych typów rudy, jak i całej serii rudonośnej należy stosować kompleksowe metody badawcze i identyfikacyjne, ponieważ tylko konfrontacja wyników z wzajemnie uzupełniających się badań gwarantuje obiektywne odtworzenie rzeczywistego składu. Podstawowe znaczenie mają tu metody petrograficzne *sensu stricto*, tj. badania mikroskopowe — głównie płytek cienkich w świetle przechodzącym — jak również badania powierzchni polerowanych (anszlifów) w świetle odbitym.

Wyniki uzyskane z przeliczenia składu chemicznego na skład mineralny (zwłaszcza w odniesieniu do minerałów ilastych i węglanowych) powinny być przyjmowane po uwzględnieniu pewnego współczynnika tolerancji, ponieważ należy zdawać sobie sprawę, że proporcje wzajemnych stosunków ilościowych wyliczonych minerałów mogą być zmienne

w zależności od klucza stosowanego indywidualnie przez różnych autorów.

Dla oznaczenia składu mineralnego rud węglanowych, węglanowo-ila-
stych i ilastych stosuje się szeroko identyfikacje rentgeno-strukturalne
oraz termiczne analizy różnicowe (TAR), stanowiące najpewniejsze me-
tody oznaczeń jakościowych.

Wiele trudności nastęrcza badanie rud oolitowych. Dla wyciągnięcia
wniosków genetycznych dotyczących tych rud należałoby możliwie wier-
nie określić zmiany form mineralogicznych związków żelaza występują-
cych w poszczególnych „lamelkach” (otoczkach) oolitów. Badania mikro-
skopowe nie dostarczają absolutnie wiarogodnych danych. Na ich pod-
stawie można jedynie określić syderyt-szamozyt oraz ogólnie stwierdzić
obecność tlenków lub wodorotlenków żelaza, co nie jest wystarczające
dla szczegółowych badań sedimentologicznych. Znacznie lepsze wy-
niki otrzymuje się przy stosowaniu tzw. mikrosondy, którą w Polsce
dysponuje, niestety, tylko Instytut Metalurgii w Gliwicach. Badania
chemiczne i rentgeno-strukturalne nawet czystych oolitów żelazistych,
wyseparowanych ze skały, dostarczają średnich wyników wypadkowych,
które nie odzwierciedlają wszystkich wymienionych wyżej szczegółów.

Na marginesie powyższych uwag należy wspomnieć, że istnieją me-
tody badań geofizycznych (wykonywane w ramach geofizyki otworowej)
określające procentową zawartość żelaza w przewierconych pokładach
na podstawie pomiaru pobudliwości magnetycznej skał (G. W. Tarasow,
1964). Niestety, metody te nie zostały jeszcze adoptowane przez naszych
geofizyków, chociaż coraz szerzej stosuje się obecnie wiercenia z czę-
ściowym rdzeniowaniem.

Przechodząc do niektórych zagadnień związanych z metodyką pracy
należy zwrócić uwagę na odpowiednie przygotowanie danych podsta-
wowych. Geolog złożowy pracując głównie na materiałach pochodzących
z wierceń dysponuje stosunkowo nielicznym materiałem faktowym, wy-
magającym możliwie wszechstronnego opracowania. Według przyjętych
w Zakładzie Źródł Rud Żelaza zasad opróbowania (zgodne z obowiązują-
cą w tym zakresie instrukcją) pobrane do badań rdzenie przecina się
piłą na dwie części, jedną z nich przechowuje się jako materiał archi-
walny. Na rdzeniach bezwzględnie powinno być zaznaczone położenie
stropu i spągu warstw; wykonując płytki cienkie do badań mikro-
skopowych należy podawać ich przestrzenną orientację. Ze zorientowanych
rdzeni wykonuje się szkice i zdjęcia charakterystycznych tekstur, przy
czym najlepsze rezultaty uzyskuje się przedstawiając szkice przestrzen-
ne przynajmniej z dwóch prostopadłych do siebie płaszczyzn. Przy nie-
widocznych makroskopowo teksturach, w pozornie jednorodnych utwo-
rach warstwowanie często jest wykrywalne jedynie po wykonaniu rent-
genogramów rdzeni — metody powszechnie stosowanej za granicą przy
badaniu skał osadowych.

Analizy chemiczne rudy należy wykonywać z próbek uśrednionych,
tj. z połowy (lub jednej czwartej) całości wydobytego rdzenia. Najbar-
dziej ekonomiczne byłoby pobieranie próbek bruzdowych z rdzenia.
Osady płonne można opróbowywać punktowo, lecz zawsze powinno się
podawać w opisie sposób opróbowania. Próbkę do badań rentgeno-struk-

turalnych i TAR pobiera się punktowo, aby w jak największym stopniu móc uniknąć przedstawiania składu uśrednionego, utrudniającego identyfikację minerałów przez wpływ ekranujących efektów wypadkowych.

Badania laboratoryjne powinny umożliwić wyciągnięcie wniosków określających warunki genetyczne opracowanej serii (lub formacji) rudonośnej. Jedną z powszechnie przyjętych form opracowania wyników jest złożowa mapa geologiczna, umożliwiająca przejrzyste przedstawienie rozwoju zmienności mineralizacji lub prawidłowości okruszcowania osadów.

Podstawowymi mapami geochemicznymi dla rud żelaza są mapy zawartości Fe_c i stosunku Fe^{2+} do Fe^{3+} jako wskaźnika względnej wartości Eh serii rudonośnej. Ponadto należy przewidzieć wykonanie następujących map specjalistycznych: zawartości SiO_2 , S, Mn, P, współczynnika zasadowości $\frac{CaO + MgO}{SiO_2}$ i ewentualnie współczynnika węglanowości $\frac{MgO}{CaO}$.

W. P. Kazarinow (Metody sostawlenija litologo-facialnych i paleogeograficznych kart), będąc prekursorem stosowanej w Związku Radzieckim porównawczej metody litologiczno-formacyjnej, zaleca ponadto wykonanie map współczynnika monomineralności osadu (iloraz trwałych minerałów skałotwórczych do minerałów nietrwałych), współczynnika paleogeograficznego (iloraz trwałych minerałów akcesorycznych do minerałów nietrwałych obliczony dla frakcji ciężkiej) i współczynnika zwietrzenia osadów $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$.

Oprócz map geochemicznych należy przewidzieć wykonanie mapy miąższości poziomów rudy i serii rudonośnej oraz mapy strukturalnej, na co zwrócono już uwagę w poprzednich rozdziałach.

Niezależnie od map specjalistycznych, obrazujących lateralny rozwój serii rudonośnej, wykonuje się szczegółowe zestawienia korelacyjne profili pionowych serii rudonośnej, warunkujące prawidłowość dokonanych wydzieleni poszczególnych poziomów rudy.

Obok profili litologicznych serii rudonośnej proponuje się wykreślanie diagramów zmienności pionowej okruszcowania zasadniczych składników rudy, jak i pierwiastków śladowych, co umożliwi określenie rozwoju mineralizacji i wykrycie ewentualnych prawidłowości.

Zakład Żelaz Rud Żelaza
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 2 sierpnia 1966 r.

PIŚMIENICTWO

- BECKING B., MOORE P. (1959) — The relation between iron and organic matter in sediments. Journ. Sed. Petrol., 29, nr 3, p. 454—458. Urbana, Illinois.
- BERG G. (1942) — Die Ausfällung des Eisens. Archiv f. Lagerstättenforschung, 75, p. 178—180. Berlin.

- BORCHERT H. (1956) — Über Fazieswechsel in Lagerstätten verschiedenster Entstehung. Glückauf, 86, nr 23—24. Stuttgart.
- BUKOWY S. (1961) — Uwagi o pochodzeniu żelaza zawartego w doggerze antykliniorium śląsko-krakowskiego. Kwart. geol., 5, p. 101—106, nr 1. Warszawa.
- CASTIANO J. R., GARRELS R. M. (1950) — Experiments on the deposition of iron with special reference to the Clinton iron ore deposits. Econ. Geol., 45, p. 755—770. Lancaster. Urbana, Illinois.
- CAYEUX L. (1922) — Les minerais de fer oolithique de France, III. Paris.
- CHILLINGAR V. (1963) — Ca/Mg and Sr/Ca ratios of calcareous sediments as a function of depth. Journ. Sed. Petrol., 33, nr 1, p. 236—246. Urbana.
- CLARK F. W. (1924) — The data of geochemistry. U.S. Geol. Survey Bull., 770. N. York.
- CORRENS C. W. (1952) — Zur Geochemie des Eisens. Congr. Geol. Inter. Symposium des gisements de fer du Monde, 2, p. 32—44. Alger.
- FREDRICKSON A. F., RAYNOLDS R. C. (1960) — Geochemical method for determining paleosalinity. Clays and clay minerals, 8, p. 203—213. Oxford — London — N. York.
- FRIEDMAN G. M. (1961) — Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. Journ. Sed. Petrol. 31, nr 4, p. 514—522. Urbana, Illinois.
- GRABAU A. W. (1913) — Principles of stratigraphy. AG Seiler Co. N. York.
- GRÜNER J. W. (1922) — The origin of the sedimentary iron formations, the Bitwabik formation of the Mesabi range. Econ. Geol., 17, p. 407—460. Lancaster, Urbana, Illinois.
- HALLIMOND A. F. (1951) — The constitution and origin of sedimentary iron ores: a symposium. Proc. York Geol. Soc., 28, cz. II, p. 61—102. Wakefield.
- HAYES A. O. (1915) — Wabana iron ore of Nefunoundland. Canada Geol. Survey Mem., 78, p. 163. Ottawa.
- HISE C. R. VAN, LEITH C. K. (1911) — Geology of the Lake Superior Region. Monography. U.S. Geol. Survey, 52. N. York.
- HUBER N. K. (1959) — The environmental control of sedimentary iron minerals. Econ. Geol., 53, nr 2. Lancaster. Urbana, Illinois.
- HUBER N. K., GARRELS R. M. (1953) — Relation of pH and oxidation potential to sedimentary iron mineral formation. Econ. Geol., 48, nr 5, p. 337—358. Lancaster.
- HUMMEL K. (1922) — Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Hallmyrolyse. Geol. Rundsch., 13, p. 40—97. Berlin.
- JAMES H. L. (1954) — Sedimentary facies of iron formation. Econ. Geol., 49, nr 3, p. 235—293. Lancaster.
- KRAJEWSKI R. (1947) — Złóża żelaziaków ilastych we wschodniej części powiatu koneckiego. Biul. Państw. Inst. Geol., 26. Warszawa.
- KRUMBEIN W. C., SLOSS L. L. (1956) — Stratigraphy and sedimentation. W. H. Freeman Co. San Francisco.
- KRUMBEIN W. C., GARRELS R. M. (1952) — Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation — reduction potentials. Econ. Geol., 60, nr 1, p. 1—33. Lancaster, Urbana, Illinois.
- LATIMER W. M. (1952) — Oxidation potentials. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.

- MAC GREGOR A. M. (1925) — The origin of sedimentary ores. *Econ. Geol.*, **20**, nr 2, p. 195—197. Lancaster, Urbana, Illinois.
- MASON B. (1949) — Oxidation and reduction in geochemistry. *Journ. Geol.* **57**, p. 62—72. Chicago.
- MASON B. (1952) — Principles of geochemistry. London.
- MOORE R. C. (1949) — Meaning of facies. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **39**, p. 1—34.
- MOORE E. S., MAYNARD J. E. (1929) — The solution, transportation and precipitation of iron and silica. *Econ. Geol.*, **24**, p. 272—303, 365—402, 506—527. Lancaster, Urbana, Illinois.
- NARĘBSKI W. (1957) — Mineralogia i geochemiczne warunki genezy tzw. syderytów tlenku karpackiego. *Arch. Miner.*, **21**, nr 1, p. 5—92. Warszawa.
- PAJCHŁOWA M. (1960) — Kartograficzne metody rozwiązywania zagadnień paleogeograficznych w Związku Radzieckim. *Geologia za Granicą*, **1**, p. 3—18, nr 1. Warszawa.
- PASSEGA R. (1957) — Texture as characteristic of clastic deposition. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, **41**, nr 9. Tulsa, Oklahoma.
- POURBAIX M. (1949) — Thermodynamics of dilute aqueous solutions. Edward Arnold Co. London.
- SCHNEIDERHÖHN (1949) — Das Vorkommen von Ti, V, Cr, Ni und einige anderen Spurenmetallen in deutschen Sedimentgesteinen. *Neues Jahrb. f. Mineralogie Monatshefte*, [A], p. 50—72. Stuttgart.
- SLOSS L. L., KRUMBEIN W. C., DAPPLES E. (1949) — Integrated facies analysis. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **39**, p. 91—123. Chicago.
- SMULIKOWSKI K. (1964) — Podstawy geochemiczne nauki o złożach. W: *Zarys nauki o złożach kopalin użytecznych*, p. 29—54. Wyd. Geol. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M. (1962) — Charakterystyka petrograficzna utworów rudonośnych wezulu łączyskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **172**, p. 5—61. Warszawa.
- TWENHOFEL W. H. (1939) — Principles of sedimentation. Harper Co. N. York — London.
- WATTENBERG H. (1942) — Das Vorkommen des Eisens im Meere. *Archiv. f. Lagerstättenforschung*, **75**, p. 36—47. Berlin.
- WELLS J. W. (1947) — Provisional paleoecological analysis of the devonian rocks of the Columbus region. *Ohio Jour. Sc.*, **47**, p. 119—126, nr 3.
- WYRZYCKI R. (1966) — Osady żelaziste liasu świętokrzyskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **195**, p. 71—144. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1957) — Wznoszenie się wysadu kłodawskiego w jurze i jego wpływ na genezę muszłowców syderytowych. *Kwart. geol.*, **1**, p. 90—105, nr 1. Warszawa.
- ZOBELL C. E. (1946) — Studies of redox potential of marine sediments. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, **30**, p. 477—513.
- ГУЛЯЕВА Л. А. (1953) — Осадки сероводородных бассейнов геологического прошлого. *Докл. АН СССР, сер. геол.*, **42**, стр. 1019—1022. Москва.
- ГУЛЯЕВА Л. А. (1954) — Геохимические показатели окислительно-восстановительной обстановки осадкообразования морских терригенных отложений. *Докл. АН СССР, сер. геол.*, **52**, стр. 1001—1004. Москва.
- ЗАЛМАНЗОН Э. С. (1955) — Методы анализа железных карбонатных пород. *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, **30**, № 2, стр. 101—108. Москва.
- МЕТОДЫ СОСТАВЛЕНИЯ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ (1963) — Изд. Сиб. Отд. АН СССР. Новосибирск.

- МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (1964) — Изд. Недр. Москва.
- ПУСТОВАЛОВ Л. В. (1933) — Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. Проблемы Сов. Геол. 1. Москва.
- РУХИН Л. Б. (1953) — Основы литологии. Ленинград—Москва.
- РУХИН Л. Б. (1962) — Основы общей палеогеографии. Ленинград.
- СЕЙДОВ А. Г. (1962) — Литолого-минералогическая характеристика и условия образования отложений майкопской свиты Азербейджана. Изд. АН СССР. Баку.
- СПИРО Н. С., ГРАМБЕРГ И. С., ВОВК Ц. Л. (1956) — Методика сравнительного изучения химического состава терригенных осадочных пород. Труды Инст. Арктики, вып. 86. Ленинград.
- СТРАХОВ Н. М. (1947) — Железородные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та Геол. Наук АН СССР, вып. 73. Москва.
- СТРАХОВ Н. М. (1948) — Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы его контролирующие. Изв. АН СССР, сер. геол., 4, стр. 3—50. Москва.
- СТРАХОВ Н. М. (1953) — Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., 5, стр. 12—49. Москва.
- СТРАХОВ Н. М. (1962) — Основы теории литогенеза. Москва.
- СТРАХОВ Н. М. (1963) — Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. Москва.
- СТРАХОВ Н. М. (1964) — О так называемом литолого-формационном методе. Литол. и полз. ископ., 6, стр. 143—150. Москва.
- СУЛТАНОВ А. Д. (1947) — Концентрации водородных ионов (рН) водных вытяжек из продуктивной толщи. Докл. АН Азерб. ССР, 3, № 1, стр. 15—23. Баку.
- ТАРАСОВ Г. В. (1964) — Определение содержания железа в сидеритовых рудах на основе измерения их магнитной восприимчивости. Разв. и Охрана Недр, 9, стр. 16—19. Москва.
- ТЕОДОРОВИЧ Г. И. (1947) — Осадочные геохимические фации. Бюлл. МОИП Отд. Геол., I, стр. 3—24. Москва.
- ТЕОДОРОВИЧ Г. И. (1964) — Восстановление гидрохимических условий древних морских водоемов по литологическим и геохимическим признакам. В: Методы палеогеографических исследований, стр. 16—45. Изд. Недр. Москва.
- ХАИН В. Е. (1964) — Методы определения глубин древних бассейнов. В: Методы палеогеографических исследований, стр. 74—84. Изд. Недр. Москва.
- ЧУХРОВ Ф. В. (1955) — Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР. Москва.

Анджей ВИТКОВСКИ

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Резюме

Обсуждается понятие содержания термина „седиментология” и дается очерк развития этой отрасли геологических наук. Особое внимание уделяется трудам, посвященным вопросам происхождения осадочных железных руд.

Выделяется 5 основных седиментологических проблем, которые необходимо учитывать при изучении осадочных руд железа: 1 — определение палеогеографических и палеотектонических условий района месторождения, седиментационного бассейна и предполагаемой области питания; 2 — определение источника железистого материала; 3 — определение способа и форм переноса соединений железа; 4 — определение физико-химических условий

среды осадконакопления; 5 — определение способа концентрации соединений железа в виде залежей и ход диагенетических процессов.

При обсуждении отдельных проблем указывается на необходимость применения комплексных методов исследования, а также на „описательный” характер исследований, в слишком малой степени подкрепленных экспериментальными работами. Приводится программа специальных исследований, а также даются замечания по методике опробования рудоносной свиты. Обращается внимание на трудности связанные с определением минерального состава оолитовых железных руд. В заключение излагается графический способ изображения результатов исследований.

Andrzej WITKOWSKI

SEDIMENTOLOGICAL PROBLEMS OF SEDIMENTARY IRON ORES

Summary

The sense of the term „sedimentology” is discussed, and an outline of the development of this branch of geological sciences is presented. Particular attention is paid to the works devoted to the genetical problems of sedimentary iron ores. Five main sedimentological problems, that should be taken into account during elaboration of sedimentary iron ores, have been distinguished as follows:

- 1 — determination of palaeogeographical and palaeotectonical conditions of deposit area, sedimentary basin and probable alimentation area;
- 2 — determination of ferruginous material source;
- 3 — determination of way and form of transportation of iron compounds;
- 4 — determination of physical and chemical conditions of sedimentary environment, and
- 5 — determination of concentration way of iron compounds passing into a deposit, and definition of diagenetic processes.

Discussing the problems mentioned above, the author stresses a necessity of using complex research methods, and points to a „descriptive” character of the investigations, which are too little supported by experimental works. Moreover, a programme of special research works is given and some remarks as to the methods of testing an ore-bearing series are presented. Difficulties in determining the mineral composition of oolitic iron ores have also been taken into consideration. To the end of the paper the author also discusses the graphical method of presentation of the results obtained during examinations.