

Tadeusz OSMÓLSKI

Problemy genezy i wieku koncentracji siarki

Prekursorem badań genezy siarki w Polsce był L. Zejszner (1850, 1863) — rzecznik teorii syngenezy. Zwolennicy teorii syngenezy twierdzą, iż siarka wytrącała się w basenie morskim równocześnie z wytrąceniem się z roztworu siarczanu wapnia już w tortonie. Proces ten odbywał się w bardziej predysponowanych ku temu częściach basenu tortońskiego — w spokojnych lagunach lub zatokach i tu jedynie miały istnieć warunki sprzyjające akumulacji siarki do wartości złożowych. Siarka ta miałaby przetrwać jako złożo od środkowego tortonu, mimo wielokrotnie zmieniających się warunków fizykochemicznych otoczenia, a co najważniejsze mimo dość istotnych zmian w budowie geologicznej dawnej strefy brzeżnej basenu.

Niektórzy badacze, np. prof. dr R. Krajewski (1935, 1962), uważają, że na koncentracje złożowe składają się obie generacje siarki: wcześniejsza — syngenetyczna — i późniejsza — epigenetyczna. Jest oczywiste, że mogą istnieć warunki w basenie sedymentacji siarczanów, by równocześnie mogły się wytrącać drobiny siarki. Wielkie powinowactwo chemiczne siarki z wieloma pierwiastkami lub ich związkami zawartymi w roztworze, powodujące powstawanie związków siarki, stałoby jednak na przeszkodzie powstawaniu jakiegś większej jej koncentracji. Nawet gdyby w wyjątkowo sprzyjających warunkach nastąpiło na określonym obszarze „podkoncentrowanie się” siarki syngenetycznej, to przy tak dużej aktywności chemicznej siarki, w czasie od środkowego tortonu do dziś, zostałaby ona wyprowadzona ze złoża i rozproszona. Przyczyną tego byłaby wielokrotna zmiana warunków fizykochemicznych, spowodowana zmianami warunków geologicznych, jakim ulegało zapadlisko przedkarpackie i jego strefy brzeżne, szczególnie na granicy tortonu i sarmatu.

Przy tak rozumianej genezie siarki problemem do rozwiązania byłby jedynie wiek bezwzględny tych osadów lub problem, jak długo osadzały się gipsy. Tym ostatnim zagadnieniem zajmowało się wielu badaczy, ostatnio zaś A. Garlicki (1968).

Sprawa czasu powstawania koncentracji siarki niezmiernie komplikuje się, gdy rozpatrujemy ten proces jako epigenetyczny (prekursorami tego poglądu w Polsce byli: Z. Suszycki, 1876; J. Niedźwiecki, 1877; W. Kondaki, 1883). Teoria epigenezy siarki w geologii polskiej znalazła wielu zwolenników już w końcu XIX w., jak np. A. Michalski i B. Zator-

ski, a obecnie znajduje swe potwierdzenie w pracach współczesnych badaczy zajmujących się genezą złóż siarki. Ujmując w wielkim skrócie ich poglądy, można powiedzieć, że powstawanie siarki w procesie epigenetycznym możliwe jest dopiero po skonsolidowaniu się osadów siarczanowych oraz przykryciu osadów siarczanowych ilami chodenickimi i pektenowymi tortonu górnego, a więc począwszy bądź to od sarmatu lub pliocenu, bądź też zgoła dopiero w czwartorzędzie.

Pierwszym autorem ściślej precyzującym swe poglądy dotyczące czasu powstawania złóż siarki jest W. Kondaki (1883), który utrzymuje, że „... siarka później powstała od samych skał złoże — i logicznie można odnieść początek jej powstania do ostatniej pliocenicznej epoki, od której ciągle bez przerwy trwa proces osadzania się siarki i jest nam współczesnym”. Ten ostatni aspekt, mianowicie, że proces powstawania — wytrącania się — siarki trwa do dziś stwierdza również wielu późniejszych autorów, jak R. Krajewski (1935) i K. Pawłowska (1962).

Dotychczas nie dysponujemy metodami, które pozwoliłyby jednoznacznie określić czas powstania koncentracji siarki lub choćby tylko ustalić, jak dawno proces ten się rozpoczął. Dostępna jest jedynie droga pośrednia, wiążąca powstawanie koncentracji siarki z określonymi zjawiskami geologicznymi. Po ustaleniu wieku tych zjawisk można pośrednio ustalić czas powstania koncentracji siarki.

W. Teisseyre (1921) pierwszy wysunął hipotezę zależności między powstaniem koncentracji siarki a uskokami na przykładzie złóż w Posądku i Czarkowcu. (Hipotezę tę udało mi się udowodnić dopiero 50 lat później, T. Osmólski, 1971). Uskok traktował on jako drogi migracji bituminów, stanowiących niezbędny materiał w procesie zamiany gipsów na siarkę. Tego typu zależności stwierdzają obecnie niektórzy geolodzy radzieccy w ZSRR, a w Polsce, koncentrowanie się siarki w pobliżu uskoków stwierdza S. W. Alexandrowicz (1965) na Śląsku, a K. Bogacz (1965) — w rowie krzeszowickim.

Według S. Pawłowskiego (1959) prace prowadzone przez niego w rejonie Tarnobrzega w latach 1952—1955 „...potwierdziły pogląd o ściślejszej współzależności rozwoju facjalnego miocenu i struktur w podłożu miocenu z wykształceniem i rozmieszczeniem złóż siarki...”, przy czym pod pojęciem „struktura” autor ten rozumie antyklinę jako pułapkę węglowodorów. Czas powstania tych struktur antyklinalnych czy uskoków przypada na granicę pomiędzy tortonem a sarmatem.

Istnieje jeszcze jeden czynnik geologiczny (hydrogeologiczny), mający równie istotny związek z procesem powstawania koncentracji siarki: woda. Pierwszym, który zwrócił uwagę na ten czynnik, był W. Kondaki (1883). Genezę siarki widział on w procesach rozkładu gipsu w środowisku wodnym, w obecności rozkładających się „ciał organicznych”, a proces powstawania siarki dzielił na kilka etapów, z których pierwszy stanowił powstanie roztworu wodnego siarczanów (gipsu).

Od tego czasu aż do dnia dzisiejszego wszyscy polscy badacze (R. Krajewski, 1935, 1962; A. Bolewski, 1935; S. Pawłowski, 1959; K. Pawłowska, 1962; J. Czermiński, 1960) zajmujący się genezą koncentracji siarki, zwolennicy teorii epigenezy (metasomatozy gipsów), za jeden z najistotniejszych czynników umożliwiających powstanie złoże uważają wodę, a więc

przyjmują istnienie takich warunków geologicznych, które umożliwiłyby nasycenie gipsów wodą (zawodnienie, zalanie), tworzącą ich wodny roztwór.

Do dokładnego zrozumienia tych zjawisk przyczyniła się praca J. Czermińskiego i S. Pawłowskiego (1961). Wyjaśnili oni rolę wód, które poza stworzeniem odpowiedniego środowiska do reakcji fizyko-biochemicznych są również czynnikiem konserwującym złoża. Są to wody statyczne, nie odnawiane. Znaczenie roli wód odnawianych, dopływających z powierzchni, wyjaśnili dopiero prace J. Czermińskiego (1968a, b).

Wymienieni autorzy zwrócili więc uwagę na dwa odrębne zjawiska hydrogeologiczne: a) zawodnienie złoża — rozumiane jako proces statyczny — wodami nie odnawianymi, być może, częściowo reliktowymi (J. Czermiński, S. Pawłowski, 1961), oraz b) stały dopływ świeżych wód czwartorzędowych w wyniku infiltracji z powierzchni, będących czynnikiem złożotwórczym (J. Czermiński, 1968a, b).

Należałoby wyjaśnić pojęcie wód reliktowych. W mojej interpretacji pod terminem tym rozumiem nie tylko wody kopalne — tortońskie, tzw. wody reliktowe sedimentacyjne (J. Bażyński, S. Turek, 1969), ale również drugą generację wód, które infiltrowały później w utwory gipsowe, rozpuszczały je, umożliwiając procesy metasomatozy, tworzyły środowisko dla zachodzących w nim reakcji i dzięki temu zmieniały swój skład chemiczny, tworząc razem z wodami kopalnymi trwałe (w stabilnych warunkach geologicznych) środowisko wodne koncentracji siarki. Są to ściślej mówiąc wody zwane przez hydrogeologów wodami reliktowymi infiltracyjnymi (J. Bażyński, S. Turek, 1969). Według mnie zdecydowanie przeważają wody typu ostatniego. Ustabilizowanie się składu chemicznego wód następowało na etapie prawie zupełnego zakończenia się procesu metasomatozy. Dominujący wpływ na odcięcie dróg migracji w złoża wodom czwartorzędowym ma proces kompaktacji nadległych ilów. Zajmują one częściowo miejsce gipsów, gdyż, jak wiadomo, powstający zamiast nich w procesie metasomatozy zespół siarka i wapień posiada już o 1/3 mniejszą objętość. Niewątpliwym wpływem na zaciskanie istniejących kawern miał nacisk lodowca, właśnie najsilniejszy w obszarze infiltracji wód czwartorzędowych ze względu na najmniejszy tu nadkład ilów.

Prace J. Czermińskiego (1968a, b) wyjaśniły skomplikowane procesy biochemiczne, zachodzące w gipsach znajdujących się w środowisku wodnym o specjalnym chemizmie i prowadzące przy udziale bakterii do powstania koncentracji złożowych siarki lub w niekorzystnych warunkach do wyprowadzenia siarki (w postaci siarkowodoru) z utworów siarczanowych, zamienionych na wapień porowaty pogipsowy. Dzięki nim ustalono obecnie, że oprócz warunków paleogeograficznych umożliwiających rozwój w zbiorniku tortońskim facji siarczanowej, tj. gipsów i anhydritów (1) oraz otwarcia dróg dla dopływu węglowodorów w wyniku ruchów tektonicznych na przełomie tertonu i sarmatu (2), niezbędne do powstania złoża jest otwarcie dopływu do utworów siarczanowych wodom powierzchniowym, niosącym tlen konieczny do utleniania siarkowodoru na siarkę.

Chcąc wyjaśnić dokładniej problem wieku powstawania koncentracji siarki (biorąc za podstawę rozważań teorię epigenezy siarki), należałoby więc wyjaśnić następujące problemy:

1. Dotyczące tektoniki: a) czas powstawania uskoków umożliwiających doprowadzenie bituminów w przypadku występowania w podłożu gipsów warstw baranowskich wykształconych jako margle ilaste i ropy, a więc utworów izolujących gipsy od bituminów migrujących z podłoża; b) czas powstania struktur antyklinalnych — pułapek bituminów w przypadku występowania w podłożu gipsów warstw baranowskich, wykształconych jako piaski i piaskowce, tj. kolektorów bituminów.

2. Dotyczące hydrogeologii: a) czas powstania warunków hydrogeologicznych umożliwiających zawodnienie gipsów, przechodzących następnie w roztwór wodny umożliwiający życie bakteriom, które są „katalizatorami” procesu metasomatozy; b) czas zaistnienia warunków hydrogeologicznych umożliwiających stały dopływ wód utleniających siarkowodoru *in situ nascendi*, powstający według J. Czerwińskiego (1968a, b) w wyniku procesów biochemicznych.

Ustalenie czasu zaistnienia obu tych czynników determinuje wiek rozpoczęcia się procesów metasomatozy gipsów, które w sprzyjających warunkach mogą doprowadzić do powstania koncentracji siarki. Wiek procesów tektonicznych ustalony został przez wielu autorów na przełom torton i sarmatu (obszar Tarnobrzega oraz Grzybowa — S. Pawłowski, 1959, rejon Czarkowy i Posądz — T. Osmólski, 1972).

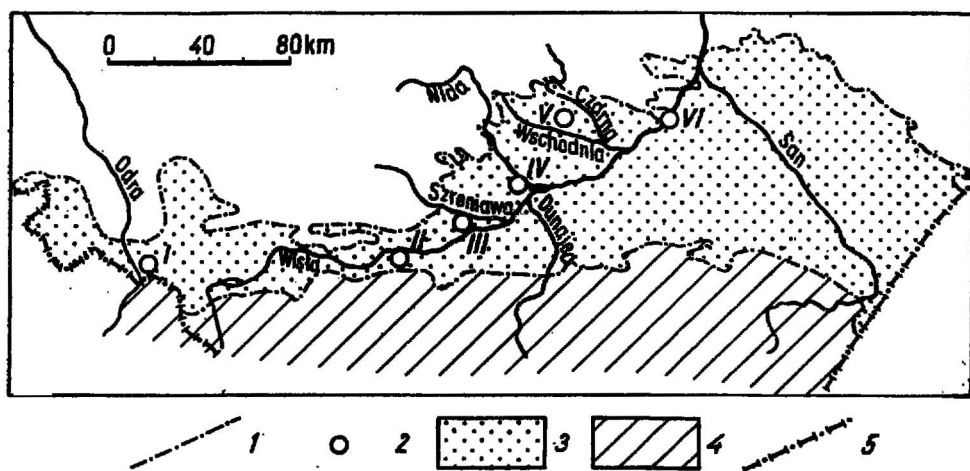


Fig. 1. Mapa obrazująca związek występowania koncentracji siarki z rzekami

Map showing a relationship between the occurrence of sulphur concentration and rivers

1 — granica zasięgu utworów miocenu; 2 — występowanie siarki: I — Pszów-Kokoszycy, II — Swoszowice, III — Posądz, IV — Czarkowy, V — rejon Dobrów — Grzybów, VI — rejon Tarnobrzega (Piaseczno); 3 — zapadisko przedkarpackie; 4 — Karpaty; 5 — granica państwowa

1 — boundary of Miocene formations; 2 — occurrence of sulphur: I — Pszów-Kokoszycy, II — Swoszowice, III — Posądz, IV — Czarkowy, V — region Dobrów-Grzybów, VI — region Tarnobrzeg (Piaseczno); 3 — Carpathian Foredeep; 4 — Carpathians; 5 — state boundary

Do wyjaśnienia pozostała sprawa ustalenia wieku procesów, które umożliwiły stworzenie korzystnych warunków hydrogeologicznych dla powstania złoża. Jest to problem niezmiernie skomplikowany. Po pierw-

sze — w grę wchodzi tu otwarcie wodom atmosferycznym (wody opadowe + wody prowadzone przez rzeki) dróg migracji ku gipsom. Należałoby więc zbadać związek istniejący pomiędzy występowaniem złóż siarki a rzekami (fig. 1). Znaczenie wód Nidy dla powstania złoża czarkowskiego wyjaśniłem w pracy z 1971r., w której sugerowałem ścisły związek rozwoju i regresji złoża w Posądku ze zmianą poziomu wód Szreniawy. Znaczenie wód Wisły dla powstania złoża tarnobrzeskiego staje się jasne w świetle prac J. Czermińskiego i S. Pawłowskiego (1961) oraz J. Czermińskiego (1968a, b).

W związku z przypisywaniem wodom migrującym z powierzchni znaczenia złożotwórczego, rewizji wymaga pogląd na genezę złoża Dobrów — Grzybów. Analizując budowę geologiczną trzeciorzędu rejonu Dobrów — Grzybów na podstawie przeglądowej mapy geologicznej, zestawionej przez J. Czarnockiego w 1947 r., oraz serii przekrojów opublikowanych przez S. Pawłowskiego (1965), (w tym najbardziej interesujący przekrój przez Korytnicę — Kotuszów — Dobrów — Rzędów — Niziny) widać, że wapienie litotamniowe, stanowiące poziom wodonośny podścielający złożo, posiadają wychodnie około 5 km na północ od złoża. Wychodnie te ciągną się równolegle do złoża przez miejscowości Osówka, Kotuszów, Kurozwęki i rejon Staszowa. Między Kurozwękami a Staszowem przecięte są rzeką Czarną, co ma niewątpliwy wpływ na ich zawodnienie. Wody czwartorzędowe infiltrujące w wapienie litotamniowe w rejonie ich wychodni i migrujące w podłoże utworów siarczanowych rejonu Dobrów — Grzybów dostarczały tlenu niezbędnego dla zaistnienia procesów utleniania siarkowodoru, powstającego w wyniku metasomatozy, co umożliwiło powstanie znanego tu złoża siarki.

Nie podzielam poglądu S. Kwiatkowskiego (1962), który opowiada się za reliktowym charakterem wód złożowych. Cytuje: „Charakter chemiczny wód występujących w wapieniach, właściwy dla wody morskiej, świadczy o braku dopływu wód z powierzchni”. Odwrotnie, właśnie w procesie migracji świeżych wód zawierających tlen, dopływających z powierzchni, widzę najważniejszy czynnik umożliwiający utlenienie *in situ nascendi* powstającego w „etapie redukcji” (J. Czermiński, 1968a, b) siarkowodoru i powstanie złoża siarki Dobrów — Grzybów.

Jak wynika z powyższych rozważań, już dla co najmniej czterech złóż siarki: złoża Piaseczno, Posądza, Czarkowy i Dobrów — Grzybów, można przyjąć istnienie takiego schematu budowy geologicznej, w którym najistotniejsze jest istnienie wychodni utworów podścielających złożo, będącej strefą zasilania wodami powierzchniowymi (fig. 2 i 3).

Ten model budowy geologicznej da się też zastosować do złóż Zachodniej Ukrainy, gdzie stwierdzono, że hydrogeologiczne warunki złoża jawzowskiego (I. P. Iwonin, W. W. Dawydow, L. P. Zorin, I. A. Iwannikow, 1963) ściśle są związane z rzekami Szkło i Gnojenc; południową granicę złoża rozdolskiego wyznacza Dniestr, zachodnią — jego lewy dopływ Kładnica, wschodnią — wpadająca do Dniestru 7 km poniżej ujścia do Dniestru Kładnicy — rzeka Barwinka.

Przyjmując wpływ rzek na genezę złóż siarki (możliwość stałego dopływu wód powierzchniowych bogatych w tlen) zrozumiemy stąd się zaobserwowany przez geologów radzieckich (A. I. Otreszko, 1962, 1963; E. F. Stanekiewicz, A. I. Azizow, 1968) związek złóż siarki Środkowego Powołża

z brzegami dolin rzek neogeńskich. E. F. Stankiewicz i A. I. Azizow wymieniają nawet pradoliny rzek jako jeden z głównych elementów prognozowania przy poszukiwaniu złóż siarki.

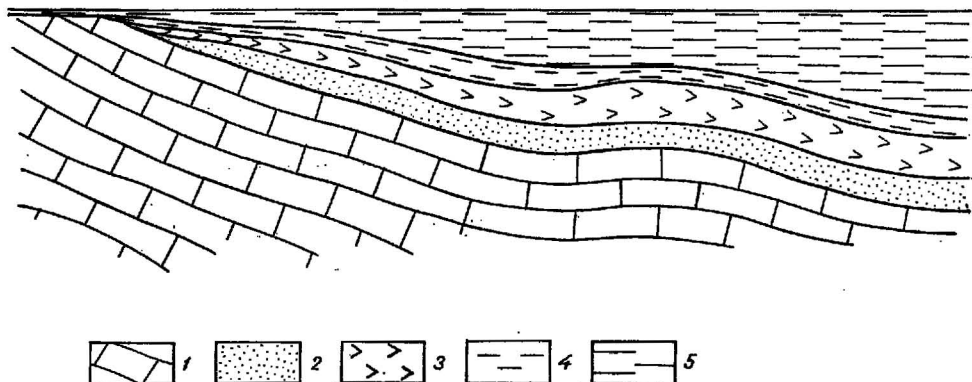


Fig. 2. Etap I obrazujący rozwój budowy geologicznej obszaru predysponowanego do rozwinięcia się na nim procesu powstawania koncentracji siarki (w przypadku zapadliska przedkarpackiego stan budowy geologicznej po osadzeniu się utworów ilastych sarmatu)

I stage showing the development of the geological structure in an area predisposed to the development of the process of sulphur concentration on it (In the case of the Carpathian Foredeep the state of the geological structure after the sedimentation of the Sarmatian clay deposits)

1 — starsze podłoże; 2 — utwory wodonośne (piaskowce baranowskie lub wapienie litotamnowe); 3 — utwory siarczanowe (gipsy, anhydryty); 4 — utwory nieprzepuszczalne (iły pektenowe); 5 — utwory nieprzepuszczalne (iły sarmatu)

U w a g a: Dla złóż nadwołżańskich (ZSRR) oraz zachodniego Teksasu wiek utworów siarczanowych i bezpośrednio do nich przylegających — perm

1 — older substratum; 2 — water-bearing formations (Baranów sandstones or Lithothamnium limestones); 3 — sulphate formations (gypsums, anhydrites); 4 — impermeable formations (Pecten clays); 5 — impermeable formations (Sarmatian clays)

Note: For the near-Volga deposits (USSR) and the West Texas deposits the age of the sulphate formations and of the adjacent ones — Permian.

Identyczne stosunki wodne stwierdza się również w amerykańskich złożach siarki. Ponadto dla złoża występującego w okolicy Rustler Springs w Teksasie, opisanego ostatnio przez J. B. Davisa i D. W. Kirklanda (1970), udowodniono ostatecznie biogenetyczne i epigenetyczne pochodzenie analizami izotopowymi węgla i siarki. Według wspomnianych autorów izotopowy skład węgla i siarki wskazuje też, że siarka rodzima była wytrącana z siarkowodoru powstałego drogą redukcji anhydrytu przez bakterie i że te procesy bakteryjne były związane z utlenianiem materii organicznej w postaci ropy, której węgiel w połączeniu z uwolnionym z siarczanu wapniem prowadził do powstania w złożu kalcytu. Dla przedstawionych przez mnie rozważań ważnym okazał się fakt, że badania porowatości i przepuszczalności skał otaczających złożo, wykonane przez wyżej wymienionych autorów, pozwoliły stwierdzić, że siarkowódór powstały w wyniku tej reakcji został utleniony do siarki przez wody gruntowe bogate w tlen.

J. B. Davis, D. W. Kirkland (1970) podsumowując wyniki swych badań złóż siarki w Culberson County w Teksasie ustalają trzy niezbędne wa-

runki dla powstania epigenetycznego złoża siarki. Są to: 1 — obecność skał siarczanowych, 2 — sąsiedztwo ropy naftowej, 3 — hydrodynamiczny system łączności między skałami siarczanowymi, ropoносnymi strefami i wodami powierzchniowymi. Te trzy warunki według autorów spełnione są w formacji Castile zachodniego Teksasu.

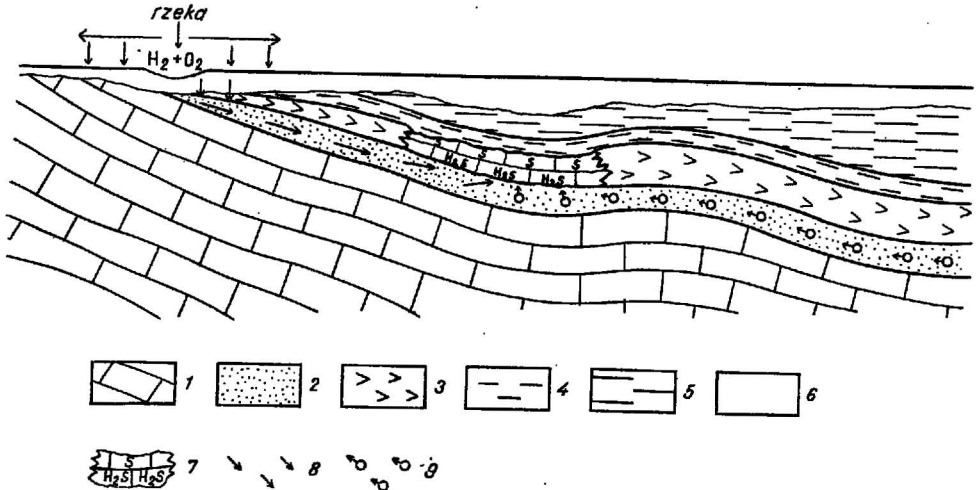


Fig. 3. Etap II obrazujący rozwój budowy geologicznej obszaru w trakcie rozwijania się procesów powstawania koncentracji siarki — epigenetycznych procesów metasomatozy (w przypadku zapadliska przedkarpaccykiego stan budowy geologicznej po usunięciu w pliocenie i plejstocenie części osadów powierzchniowych, ustabilizowaniu się sieci rzecznej i otwarciu dróg migracji dla wód powierzchniowych w utwory siarkonośne)

II stage showing the development of the geological structure during the development of the processes of formation of sulphur concentration, i.e. epigenetic processes of metasomatism (In the case of the Carpathian Foredeep the stage of the geological structure after the denudation of part of the surface deposits in the Pliocene and Pleistocene time, after the stabilization of river drainage pattern and after the opening of migration paths for surface waters into sulphur-bearing formations)

1 — starsze podłoże; 2 — utwory wodonośne (piaskowce baranowskie lub wapienie litotamniowe); 3 — utwory siarczanowe (gipsy, anhydryty); 4 — utwory nieprzepuszczalne (iły pektenowe); 5 — utwory nieprzepuszczalne (iły sarmatu); 6 — utwory czwartorzędowe; 7 — obszar powstawania H_2S i utleniania go do S ; 8 — kierunki migracji węglowodorów z podłoża; 9 — kierunki migracji wody z tlenem

Uwaga: Na obu schematach nie zarejestrowano niektórych skutków ruchów tektonicznych (uskoki) istniejących na przekroju torton — sarmat, które były przyczyną otwarcia dróg migracji węglowodorów. Skutki działalności tektonicznej zarejestrowano podkreślając istniejącą niezgodność w warstwowaniu utworów sarmatu i utworów starszych. Dla złóż nadwołżańskich (ZSRR) oraz zachodniego Teksasu wiek utworów siarczanowych i bezpośrednio do nich przylegających — perm

1 — older substratum; 2 — water-bearing formations (Baranov sandstones or Lithothamnium limestones); 3 — sulphate formations (gypsums, anhydrites); 4 — impermeable formations (Pecten clays); 5 — impermeable formations (Sarmatian clays); 6 — Quaternary formations; 7 — area where H_2S is produced and oxidized to S ; 8 — directions of hydrocarbon migration into the substratum; 9 — directions of migration of water with oxygen

Note: Both schemes do not show some effects of tectonic movements (faults) active at the Tortonian-Sarmatian time, which are responsible for the opening of the path for hydrocarbon migration. The effects of tectonic activity are recorded by emphasizing the existing unconformity in the bedding of the Sarmatian and older formations. For the near-Volga deposits (USSR) and the West Texas deposits the age of the sulphate formations and of the adjacent ones — Permian

Przedstawiony w artykule (fig. 2 i 3) model budowy geologicznej złóż siarki sprawdza się również dla tego typu złóż amerykańskich, co całkowicie potwierdza załączony we wspomnianym opracowaniu schematyczny przekrój przez okręg siarkowy Rustler Springs w górach Delaware, gdzie przepływa strumień Delaware Creek przez obszar infiltracji wód czwartorzędowych w złożu siarki.

Do wyjaśnienia wieku powstania siarki byłyby więc jeszcze potrzebna znajomość historii ewolucji koryt rzek dostarczających utlenionych wód do gipsów lub anhydrytów. Należy przy tym mieć na uwadze okresy stagnacji związane ze zlodowaceniem i okresy rozwoju związane z interglacjami. Szczególnie trudne jest ustalenie dawnych koryt w pliocenie i starszym czwartorzędzie, już wtedy istniały bowiem możliwości tworzenia się złóż.

Chciałbym przedstawić ten problem na przykładzie rejonu Piaseczna, wykorzystując wyniki badań prowadzonych przez geologów czwartorzędu i geomorfologów¹. Chodzi tu o ustalenie wieku rozcięcia przez Pra-Wisłę utworów tortonu w rejonie Piaseczna.

Poglądy na wiek powstania doliny Wisły (Pra-Wisły) nie są jednolite. Większość autorów jest zdania, że początek jej należy wiązać z preglacjalem, a być może z pliocenem (M. Klimaszewski, 1952, 1958; J. E. Mojski, E. Rühle, 1965; E. Mycielska-Dowgiałło, 1965, 1966; S. Z. Różycki, 1972).

Powstanie doliny Pra-Wisły E. Mycielska-Dowgiałło (1966) wiąże z rodańską fazą ruchów górotwórczych (za J. Morawskim, 1957), wówczas to w pliocenie górnym powstała sieć rzeczna odwadniająca Wyżynę Sandomierską i Krakowską. Nida i Szreniawa kierowały się do obniżenia Pra-Wisły, która posiadała kierunek zbliżony do dzisiejszego WSW-ENE.

M. Tyczyńska (1963, 1968) wiek największego rozcięcia erozyjnego w dolinie Pra-Wisły określa na początkową fazę interglacjalu wielkiego J II/III. Miało to miejsce wówczas, gdy lądolód krakowski ustępował z Wyżyny Krakowskiej i Sandomierskiej.

Zupełnie odmienne zdanie reprezentowane jest w pracy A. Krauss, E. Mycielskiej-Dowgiałło i K. Szczepanek (1965), w której autorzy wysuwają hipotezę, że największe rozcięcie doliny Pra-Wisły miało miejsce w interglacjale eemskim (J III/IV) i że osady wypełniające dolinę Wisły są wieku holoceniowego. Autorzy ci twierdzą, że usunięcie z doliny Wisły osadów lessowych potwierdza istnienie jeszcze późniejszej fazy erozyjnej, młodszej od akumulacji lessowej osadów stadiałów lessowych zlodowacenia bałtyckiego G-IV. Ta faza erozyjna została wyróżniona również przez M. Tyczyńską (1968) i umiejscowiona przed glacyfazą starszego driasu.

Do interesujących z tego punktu widzenia poglądów należy zaliczyć wiązanie doliny Pra-Wisły z wiekiem pretegeleńskim, odprowadzającej wody do zbiornika zajmującego obszar środkowej Polski — depresja centralna (J. E. Mojski, E. Rühle, 1965). Dno tej doliny byłoby położone powyżej den powstałych w okresach późniejszych. Według tych samych autorów w interglacjale tegeleńskim wody Pra-Wisły wcięły się do kilkunastu metrów w starsze osady rzeczne, wtedy to rzeka znalazła ujście z wyżej wymienionego zbiornika na zachód. Według J. E. Mojskiego i E. Rühlego (1965) najsilniejszy okres erozji w dolinie Pra-Wisły zaznaczył

¹ Za cenne uwagi i pomoc w zbieraniu materiału dziękuję drowi S. Skompskiemu oraz mgrowi T. Płatkowskiemu z IG.

się w interglacjale kromerskim (J I/II), kiedy to rzeki wcięły się do głębokości 70 m poniżej den obecnych dolin. Już wtedy zaistniałaby możliwość rozcięcia osadów trzeciorzędowych na omawianym terenie. Taką możliwość widzi również W. Pożaryski (1953, 1955), który maksymalne wcięcie rzeki uważa za starsze od zlodowacenia krakowskiego G-II. W interglacjale mazowieckim (J II/III) Pra-Wisła odzyskuje odpływ na N, a jej dolina osiąga podobną głębokość jak w interglacjale kromerskim (J. E. Mojski, E. Rühle, 1965).

Odmienny i bardzo ciekawy pogląd na temat paleomorfologii i ewolucji dolin rzecznych południowej Polski (Nizina Sandomierska i Pogórze Karpat) prezentuje W. Laskowska-Wysoczańska (1971). Na podstawie analizy materiału otoczkowego wyższych pokryw zwirowych na przedpołu Karpat i przeprowadzonej analizy paleogeomorfologicznej zrekonstruowała ona sieć rzeczną z okresu pliocen — glacjał krakowski. Autorka ta twierdzi, że rzeki w tym okresie płynęły z zachodu na wschód w kierunku Morza Czarnego i że badany teren należał do jego zlewni. Dopiero w interglacjale najstarszym (G-II) na skutek dźwignia się Karpat Wschodnich, przy jednoczesnej erozji wstecznej rzek spływających z wału meta-karpackiego na południe, następuje kaptaż i przecięcie działu wodnego oddzielającego do tego czasu depresję centralną od zlewni Morza Czarnego i powstanie zaczątków Pra-Wisły. W tym okresie dna dolin rzecznych znajdowały się 10—20 m powyżej obecnego poziomu rzek. W okresie interglacjału wielkiego (J II/III) erozja wgłębna w okolicy Sandomierza sięgnęła do 2 m poniżej współczesnego jej poziomu, by w okresie ostatniego interglacjału (J III/IV) zejść o około 20 m niżej. Analizując omówione wyżej prace dotyczące paleomorfologii czwartorzędu można przyjąć, że najgłębsze rozcięcie Wisły miało miejsce w okresie interglacjału eemskiego. Obecność osadów tego interglacjału jest udokumentowana analizami palynologicznymi w dolinie środkowej Wisły i jej dopływach prawobrzeżnych.

W świetle przedstawionych wyżej poglądów, zagadnienie dokładniejszego określenia czasu powstania złóż siarki wymaga dalszych szczegółowych badań czwartorzędu, prowadzących do poznania paleomorfologii eo —, mezo — i neoplejstocenu na omawianym obszarze. Do chwili wykonania wyżej wymienionego opracowania, z dużym przybliżeniem przyjąć można, że otwarcie drogi w utwory baranowskie wodom powierzchniowym oraz rozcięcie nadległego płaszczu utworów ilastych i osadów chemicznych nastąpiło w interglacjale wielkim lub eemskim, a więc około 300 tys. do 100 tys. lat temu.

Przyjęcie takiego wieku powstawania koncentracji siarki (kilkaset tys. lat temu) jest w dużej mierze zgodne z wynikami badań W. Feely i J. Kulpa (1957), dotyczącymi wieku złoża siarki w Gulf Coast w Teksasie, z których wynika, że wyżej wymienione złożo „... zostało wyprodukowane przez bakterie *Desulfovibrio*” — w czasie krótszym niż 1 milion lat.

Zarówno badania wieku złóż teksaskich, jak i rozważania na temat paleogeomorfologii czwartorzędu środkowej Wisły potwierdzają hipotezę o bardzo młodym wieku epigenetycznych złożowych koncentracji siarki.

Osobny problem stanowi geneza i wiek siarki występującej w centralnych partiach zapadliska przedkarpackiego. Siarka znajdowana jest tu na ogromnych głębokościach, często ponad 1000 m, według B. I. Srebrodol-

skiego (1968) nawet 1156 m. Jej geneza jest dość zagadkowa i trudniejsza do wyjaśnienia niż geneza znanych koncentracji siarki rejonu północnej strefy brzeżnej zapadliska. Najtrudniejsze jest wytłumaczenie problemu dostarczenia niezbędnych dużych ilości wód utleniających siarkowodor. Wydaje się to być niemożliwe ze względu na przykrycie złóż (często ponad 1500 m) miąższymi utworami sarmatu. Należy więc w tym przypadku przeanalizować możliwość wcześniejszego rozpoczęcia się procesu zamiany gipsów na siarkę + wapienie. Możliwość dostarczenia wspomnianych wyżej wód istniała jedynie w czasie, gdy już po przykryciu gipsów cienkim płaszczem ilów tortońskich nastąpiły ruchy tektoniczne zaburzające część centralną zapadliska i budujące obecnie obserwowane formy tektoniczne na granicy tortonu i sarmatu. Obniżenie się zapadliska uruchomiło migrację bituminów (tektonika utworzyła drogi migracji i pułapki dla węglowodorów), a cienika i erodowana na początku sarmatu nieuszczelna pokrywa ilów pektenowych nie stanowiła przeszkody dla infiltracji brakicznych utlenionych wód sarmatu. Proces osiarkowania gipsów mógł więc nastąpić jedynie na granicy torton — sarmat. W czasie dalszego rozwijania się procesu, tj. pogłębiania się części centralnej, drogi infiltracji dla wód zostały odcięte potężnym płaszczem ilastych utworów sarmatu.

Chciałbym też podkreślić fakt, że koncentracje siarki spotykane obecnie na dużych głębokościach stanowią, jak się obecnie wydaje, jedynie niewielki procent odkrytych i eksploatowanych koncentracji w N strefie brzeżnej zapadliska. Jest to zgodne z poglądami B. I. Srebrzolskiego (1968), według którego największe koncentracje siarki w złożach ZSRR znajdują się na głębokościach 60—200 m. Zjawisko to tłumaczy on warunkami termodynamicznymi, które na tych głębokościach najbardziej sprzyjają złożowym nagromadzeniom siarki.

Wydaje się jednak, że na granicy torton — sarmat istniały w centralnych partiach zapadliska warunki sprzyjające powstaniu większych koncentracji siarki. Po uformowaniu się zapadliska przedkarpackiego, którego część centralna została obniżona i zalana wodami brakicznymi morza sarmackiego i szybko zasypywana materiałem karpackim, warunki geologiczne i termodynamiczne zmieniły się tak diametralnie, że olbrzymia większość siarki musiała później migrować ku północnej strefie brzeżnej, wzbogacając powstające tu nowe koncentracje na nowych obszarach o korzystniejszych warunków geologicznych (termodynamicznych), lub rozpraszając się i przechodząc we wtórny gips lub siarczki metali w warunkach dla wtórnych koncentracji niekorzystnych.

Jak wynika z powyższych rozważań, siarka występująca obecnie w partiach środkowych zapadliska stanowi najstarszą generację. Prawdopodobnie w tym samym czasie, tj. w czasie osadzania się lub już po osadzeniu się ilów pektenowych, istniały korzystne warunki do rozpoczęcia się procesów metasomatozy gipsów w północnej strefie brzeżnej basenu zapadliska, lecz zachowaniu się siarki nie sprzyjało usunięcie kilkudziesięciokilometrowej szerokości pasa osadów chemicznych i ilastych tortonu i sarmatu w czasie trwającego od górnego tortonu aż do chwili obecnej procesu ich erozji.

Zakład Złóż Soli i Surowców Chemicznych
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 5 października 1972 r.

PIŚMIENNICTWO

- ALEXANDROWICZ S. (1965) — Geologiczne warunki występowania siarki w miocenie okolic Rybnika. *Prz. geol.*, 13, nr 6, p. 270—272. Warszawa.
- BAZYŃSKI J., TUREK S. (1969) — Słownik hydrogeologii i geologii inżynierskiej. Wyd. Geol. Warszawa.
- BOGACZ K. (1965) — O występowaniu siarki w rowie krzeszowickim. *Prz. geol.*, 13, p. 272—275, nr 6. Warszawa.
- BOLEWSKI A. (1935) — O złożu siarki w Posądy. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 8, p. 205—305, nr 3. Warszawa.
- CZERMIŃSKI J. (1960) — Struktury mikroorganogeniczne siarki rodzimej w tortonie. *Kwart. geol.*, 4, p. 531—537, nr 2. Warszawa.
- CZERMIŃSKI J. (1968a) — Epigenetic Processes within Tortonian Sulphur — bearing Series. *Inter. Geol. Congr. Report of the Twenty — Third Session. Czechoslovakia. Proceedings of Section 8*, p. 121—127. *Genesis and Classification of Sedimentary Rocks*. Academie Prague.
- CZERMIŃSKI J. (1968b) — Redukcyjne środowisko i zawadnienie złóż siarki niezbędnym warunkiem ich istnienia. *Kwart. geol.*, 12, p. 935—940, nr 4. Warszawa.
- CZERMIŃSKI J., PAWŁOWSKI S. (1961) — Współcześnie zachodzące procesy w złożach siarki i ich znaczenie dla eksploatacji. *Prz. geol.*, 9, p. 5—7, nr 1. Warszawa.
- DAVIS J. B., KIRKLAND D. W. (1970) — Native Sulfur Deposition in the Castile Formation, Culberson County, Texas. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 65, p. 107—121, nr 2. Lancaster.
- FEELEY H. M., KULP J. L. (1957) — Origin of Gulf Coast salt dome sulfur deposits: *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 41, p. 1802—1853, nr 8. Tulsa.
- GARLICKI A. (1968) — Autochtoniczna seria solna w miocenie Podkarpacia między Skawiną a Tarnowem. *Biul. Inst. Geol.*, 215, p. 1—78. Warszawa.
- KLIMASZEWSKI M. (1952) — Zagadnienie plejstocenu południowej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 65, p. 137—268. Warszawa.
- KLIMASZEWSKI M. (1956) — Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym. *Prz. geogr.*, 30, p. 3—43, z. 1. *Inst. Geogr. PAN*. Warszawa.
- KONDAKI W. (1889) — O przemyśle siarkowym w Królestwie Polskim. *Prz. Techn.*, 17, p. 102—105, z. 5. Warszawa.
- KRACH W. (1947) — Miocen okolic Młechowa. *Stratygrafia i paleontologia*. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 43, p. 1—95. Warszawa.
- KRAJEWSKI R. (1935) — Złoże siarki w Czarkowach. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 8, p. 1—85, nr 2. Warszawa.
- KRAJEWSKI R. (1962) — O budowie i powstaniu złoża siarki w Piasecznie. *Wszechświat*, z. 4, p. 85—91. Kraków.
- KRAUSS A., MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., SZCZEPANEK K. (1965) — Wstępne wyniki badań nad wiekiem osadów doliny Wisły pod Tarnobrzegiem. *Prz. geol.*, 13, p. 275—280, nr 6. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J., RÜHLE E. (1965) — *Zarys geologii Polski*. Warszawa.
- KWIATKOWSKI S. (1962) — W sprawie genezy wapieni osiarkowanych rejonu Grzybowa. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 32, p. 299—358, z. 3. Kraków.
- LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA W. (1971) — *Stratygrafia czwartorzędu i paleogeologia*.

- morfoloogia Niziny Sandomierskiej i Przedgórze Karpat rejonu rzeszowskiego. Stud. geol. pol., 34. Warszawa.
- MOJSKI J. E., RÜHLE E. (1965) — Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Zeszyt 12. Czwartorzęd. Inst. Geol. Warszawa.
- MORAWSKI J. (1957) — Z zagadnień sedimentacji i rzeźby trzeciorzędu środkowej i północnej Lubelszczyzny. Ann. UMCS, ser. B, 12, nr 2. Lublin.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. (1965) — Zarys stratygrafii osadów doliny Wisły w nawiązaniu do budowy geologicznej południowej krawędzi Wyżyny Sandomierskiej. Przewodnik XXXVIII Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 71—76. Warszawa.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. (1966) — Zarys rozwoju rzeźby w plejstocenie południowej części Wyżyny Sandomierskiej. Kwart. geol., 10, p. 157—174, nr 1. Warszawa.
- NIEDŹWIECKI J. (1877) — O siarce ze Swoszowic. Kosmos, nr 2, p. 286. Lwów.
- OSMÓLSKI T. (1971) — Historia badań genezy siarki w zapadliśku przedkarpaccm w Polsce. Biul. Inst. Geol., 246, p. 163—183. Warszawa.
- OSMÓLSKI T. (1972) — Wpływ budowy brzeżnych partii niecki działoszyckiej na rozwój procesu metasomatozy mioceńskich gipsów. Biul. Inst. Geol., 260, p. 65—188. Warszawa.
- PAWŁOWSKA K. (1962) — O gipskach, siarce rodzimej i pogispowych skałach świętokrzyskiego miocenu. Księga pamiątkowa ku czci prof. J. Samsonowicza. Pol. Akad. Nauk, Komit. Geol., p. 69—82. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1959) — Badania trzeciorzędu i jego możliwości surowcowych. Biul. Inst. Geol., 148, p. 55—62. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1965) — Zarys budowy geologicznej okolic Chmielnika i Tarnobrzega. Prz. geol., 13, p. 238—245, nr 6. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1953) — Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżynę Południową. Prace Inst. Geol., 9, p. 1—125. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1955) — Osady rzeczne w przełomie Wisły przez wyżynę południową. Pr. Inst. Geol., 13, p. 1—96. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. (1972) — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN. Warszawa.
- SUSZYCKI Z. (1876) — Pokłady siarki, oleju i wosku ziemnego w Dźwiniaczu, tudzież: ogólny pogląd na pochodzenie oleju ziemnego. Spraw. Kom. Fizjograf. AU, 10, p. 171—179. Kraków.
- TEISSEYRE W. (1921) — Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. Kosmos, nr 46, p. 242—474. Lwów.
- TYCZYŃSKA M. (1963) — The Old Valley of the Upper Vistula. Bull. Acad. Polon. des Scien. Ser. des Sciences Geol. et Geogr., 11, p. 231—238, nr 4. Warszawa.
- TYCZYŃSKA M. (1966) — Rozwój geomorfologiczny terytorium miasta Krakowa. Zeszyty Naukowe Uniw. Jagiell. Nr 173, Prace Geograficzne, z. 17, p. 1—70. Kraków.
- ZEJSZNER L. (1850) — Opis geologiczny pokładu siarki w Swoszowicach pod Krakowem. Roczn. Tow. Nauk. Krak. Pocz. Nowy 5 (20), p. 38—51. Kraków.
- ZEJSZNER L. (1863) — O gipsie mijocenicznym w południowych stronach Królestwa Polskiego i jego stosunku do pokładów soli kuchennej przedkarpaccm Wieliczki i Bochni. Roczn. Pozn. TPN, 2, p. 717—733. Poznań.
- ИВОНИН И. П., ДАВЫДОВ В. В., ЗОРИН Л. Ф., ИВАННИКОВ И. А. (1963) — Открытая разработка месторождений самородной серы. Москва.

- ОТРЕШКО А. И. (1962) — Закономерности строения и условия локализации серных месторождений средневожского бассейна. Автореф. канд. дисс. МГРИ. Куйбышев.
- ОТРЕШКО А. И. (1963) — Новые находки самородной серы в Среднем Поволжье. Док. АН СССР, 150, No 6. Москва.
- СРЕБРОДОЛЬСКИЙ Б. И. (1968) — О формах переноса серы в экзогенных условиях. Геохимия, No 8. Москва.
- СТАНКЕВИЧ Е. Ф., АЗИЗОВ А. И. (1968) — Сероводородные воды Среднего Поволжья. Труды геол. Инст. г. Казань. No 20. Казань.

Тадеуш ОСМУЛЬСКИ

ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА И ВОЗРАСТА КОНЦЕНТРАЦИИ СЕРЫ

Резюме

На основании анализа эпигенетических процессов, приводящих к образованию концентраций серы, автор старается выяснить вопрос времени их образования. Как известно, мы не располагаем до сих пор непосредственными методами, которые позволили бы определить время концентрации серы или установить, когда начался этот процесс. В настоящее время нам доступны только косвенные методы, связывающие образование серы с геологическими явлениями.

Опираясь на результаты работы геологов, занимающихся проблемами генезиса серы, автор приводит основные геологические факторы, обуславливающие возможность процесса метасоматоза сульфатов кальция:

1. Палеогеографические условия, создающие возможность для образования сульфатных образований (гипсов, ангидритов) и покрытия их непроницаемым чехлом глинистых осадков.
2. Наличие углеводородов в фундаменте.
3. Тектонические процессы, приводящие к образованию нарушений, путей миграции битуминов в гипсы и ангидриты, или к образованию в подошве гипсов ловушек для углеводородов (антиклинали).
4. Гидрогеологические условия, дающие возможность постоянного притока окисленных поверхностных вод, являющихся одним из факторов образования месторождения (окисление сероводорода в месторождении), а в последующем этапе сохранения статичных вод — не обнавлиющихся — как фактора консервации месторождения.

Первым геологом, который поставил гипотезу, предполагавшую существование зависимости между образованием концентраций серы и нарушениями, был В. Тейссер (1921). В месторождениях Посовдзы и Чарковы он считал нарушения путями миграции битуминов, являющихся необходимым материалом для процессов замены гипсов серой. Еще В. Кондаки (1883) обратил внимание на роль воды в образовании серы, он установил, что процессы образования серы могут происходить только в водном растворе гипса. Исследователи, занимающиеся генезисом концентраций серы, сторонники теории эпигенезиса, до настоящего времени считают воды одним из необходимых факторов образования месторождения. На роль воды, как фактора сохранения месторождения, первым обратил внимание Я. Черминьски и С. Павловски (1961), которые считали, что этим фактором являются статичные, не обнавлиющиеся, воды. Значение обнавлиющихся вод, притекающих с поверхности, как действи-

тельного фактора образования месторождения, было выяснено в работах Я. Черминьского (1968 *a, b*).

Время развития сульфатной фации в бассейне установлено ранее (Л. Зейшнер, 1863) и отнесено к третичному периоду, а более поздние исследователи отнесли его к тортону (баден).

Таким образом можно отметить, что определение времени образования нарушений и геологических условий, четко обозначает время начала процессов метасоматоза гипсов. Возраст тектонических процессов был установлен многими исследователями и отнесен ими к границе тортона (баден) и сармата. Остается невыясненным возраст процессов, которые привели к созданию благоприятных гидрогеологических условий для образования месторождения. Общим (или одним из важнейших) фактором, приводящим к образованию эродированных углублений в глинах тортона (бадена) и сармата, перекрывающих коллекторские породы, то есть являющихся путями инфильтрации вод, автор считает образование речных русел (фиг. 1).

Четыре месторождения серы (Пясечно, Посондза, Чарковы, Добрув-Гжибув) имеют такое геологическое строение, при котором обнажаются выходы отложений, подстилающих месторождение, являющиеся зоной питания поверхностными водами. Такая модель геологического строения относится также к месторождениям Западной Украины. Такие же водные соотношения отмечаются также в американских месторождениях (район Rustler Springs) и, вероятно, в месторождении Mishraq (Ирак).

Для полного выяснения проблемы необходимо знание истории эволюции речных русел, поставляющих окисленные воды гипсам и ангидридам. Изучив имеющиеся результаты исследований геоморфологов, автор на примере района Пясечно — Махув принимает гипотезу, что самый глубокий разрез прадолнины и самая сильная эрозия тортонских (баденских) отложений произошла около 300 тыс. лет тому назад, и этой датой весьма приблизительно определялось бы начало процесса накопления серы в миоценовых отложениях северной краевой зоны Предкарпатского прогиба. Эта гипотеза в некоторой степени подтверждается исследованиями Х. М. Фиди и И. Л. Кульпа (1957), согласно которым месторождения серы в Gulf Coast были „образованы бактериями *Desulfovibrio*” за период менее 1 млн. лет.

Наличие в Предкарпатском прогибе глубоко залегающей серы автор связывает с началом тектонических движений опускания прогиба, т. е. относит их к тортону (баден) — сармату.

Tadeusz OSMÓLSKI

PROBLEMS OF GENESIS AND AGE OF SULPHUR CONCENTRATION

Summary

On the analysis of the epigenetical processes leading to the concentration of sulphur the present author tries to explain the time of their occurrence. As yet, there are no direct methods, which would allow the time of formation of sulphur concentration to be determined, or the initial period of this process to be explained. At present, there are only indirect methods, which relate the formation of sulphur with the developed geological phenomena.

Based on the results of the work carried out by geologists interested in the problems of sulphur origin, the author presents the main geological factors which

decide upon the possibility of the development of metasomatic processes of calcium sulphates:

1. Palaeogeographical conditions under which sulphate formations (gypsums, anhydrites) can develop to be covered later by a tight mantle of clay formations.
2. Presence of hydrocarbons in the underlying strata.
3. Tectonic processes that lead to the formation of faults, migration paths of bitumens towards gypsums and anhydrites or to the formation of hydrocarbon traps (anticlines) at the bottom of gypsums.
4. Hydrogeological conditions that facilitate an uninterrupted inflow of oxidized surface waters which are a deposit-building factor (oxidation of sulphuretted hydrogen in the deposit), and later on — preservation of static — not renewed — waters, which play a role of a protecting factor.

W. Teisseyre (1921) was the first geologist to frame a hypothesis suggesting a relationship between the concentration of sulphur and the faults. In the deposits Posądza and Czarkowy the faults were thought by him to be paths of bitumen migration to initiate processes of changing gypsums into sulphur. Already W. Kondaki (1883) emphasized the role of water in sulphur formation, pointing that the processes of sulphur formation may take place in the aqueous solution of gypsum only. The research workers interested in the genesis of sulphur concentration, the followers of the theory of epigenesis still at present are of the opinion that water is one of the indispensable factors which make the formation of a deposit possible. J. Czerwiński and S. Pawłowski (1961) were first to emphasize the role of water as the factor protecting deposits. This role is played by static waters, still not renewed ones. The significance of the renewed waters flowing from the earth's surface, as the proper deposit-building factor, has been explained in the papers by J. Czerwiński (1968 a and b).

It had been ascertained previously (L. Zejszner, 1863) that the time of development of the sulphate facies in the basin corresponded to the Tertiary; later on, however, other investigators referred it to the Tortonian (Badenian).

Thus, it may be said that the determination of the formation time of faults and of geological conditions markedly determines the period in which the metasomatic processes of gypsums have begun. The age of the tectonic processes is thought by different scientists to be Tortonian (Badenian) — Sarmatian. The age of the processes which created hydrogeological conditions favourable for the formation of deposits is to be explained at present. The development of river beds is thought by the present author to be the only (or one of the most important) factor which resulted in the erosion of deep incisions in the Tortonian (Badenian) and Sarmatian clays that cover the deposit formations, i.e. a factor responsible for the development of paths for the infiltration of waters. Such a suggestion is due to the occurrence of the known sulphur deposits in the vicinity of big rivers (Fig. 1).

The four sulphur deposits (Piaseczno, Posądza, Czarkowy and Dobrów-Grzybów) are characterized by such a scheme of geological structure, which allowed the outcrops of the underlying formations enriched with surface waters to be uncovered. Such a model of geological structure can be observed in the West Ukraine deposits. Identical water conditions are noted in the American deposits (region of Rustler Springs) and probably also in the deposit Mishraq (Iraq).

To explain this problem completely one has to interpret the history of the evolution of river beds which supply oxidized waters into gypsum or anhydrite series. Based on the available results of studies carried out by geomorphologists, the present author makes a hypothesis, exemplified by the region Piaseczno-Miachów, that the deepest incision in the unstromtal, and the strongest erosion of the Tortonian (Ba-

denian) and Sarmatian formations took place approximately 300 000 years ago. This would also be the approximate date at which the process of concentration of sulphur in the Miocene formations of the northern marginal zone of the Carpathian Foredeep began. This hypothesis is to some extent proved by the studies made by H. M. Feely and J. Kulp (1957), according to which the sulphur deposits in the Gulf Coast "have been produced by *Desulfovibrio* bacteria" in a span of time lesser than 1 million years.

The formation of sulphur occurrences, deep in the Carpathian Foredeep, is related by the present author with the time when tectonic forces began to sink the foredeep, i.e. the Tortonian (Badenian) — Sarmatian time.