

WITALI KUTYRLO*, JULIANA WARNEL*, WIKTORIA TREFILAWA**

Geneza zaburzeń budowy geologicznej w horyzontach przemysłowych starobińskiego złoża soli potasowych (Białoruś)

Wprowadzenie

Pierwsze wzmianki na temat solonośnego obniżenia prypeckiego już dość dawno ukazały się w polskiej literaturze geologicznej (Garlicki 1960). Starobińskie złożo soli potasowych, położone w południowej części Białorusi, powstało w górnym famenie w obrębie zapadliska Prypeci (rys. 1). Uformowały się wówczas 4 pokłady (horyzonty I–IV) soli potasowych grubości od 1,5 m do 25 m (rys. 1A). Wstępują one w obrębie górnodewońskiej serii solonośnej (poziomy oreskij i streszinskij piętra fameńskiego), budując synkliny o połączonych skrzydłach (rys. 1B). Seria solonośna, praktycznie bezwodna, składa się z przewarstwień soli kamiennej (NS) i warstw węglanowo-ilastych (WIKarb) miąższości od 2–5 m do 50–70 m i przykryta jest przez pozbawione ewaporatów ilasto-margliste osady (WIM) poziomu poleskiego wieku fameńskiego (Wysocki i in. 2007). Powyżej wstępują utwory mezo-kenozoiczne, głównie ilasto-piaszczyste oprócz osadów białej kredy piętra turońskiego. Na obszarze złoża w obrębie serii solonośnej występują uskoki o amplitudzie do 60–100 m, dzielące złożo na 4 bloki – krasnośląbodskij, centralny, wschodni i darasinskij.

Podczas całej historii eksploatacji starobińskiego złoża soli potasowych w centrum uwagi znalazły się cztery podstawowe problemy genetyczne: (a) paleogeodynamika dyslokacji, (b) geneza stref zubożenia, (c) charakter pokrywającej pokłady soli warstwy ilasto-marglistej (WIM) i (d) warunki powstania zjawisk gazodynamicznych (ZGD). Z rozwiązaniem powyższych problemów wiąże się ściśle zagadnienie optymalizacji robót górniczych (progno-

* Białoruski Naukowo-Badawczy i Projektowo-Konstrukcyjny Instytut Przemysłu Górniczego i Chemicznego. Mińsk, Białoruś; e-mail: vital2000@tut.by

** Białoruski Uniwersytet Państwowy. Mińsk, Białoruś; e-mail: vika_trefa@tut.by

zowania komplikacji geologicznych, uzasadniania grubości warstwy wodoszczelnej i konfiguracji wskaźników bazowych itd.). Aktualnie paleogeodynamika dyslokacji i problem genezy WIM są rozpatrywane w ramach stworzonych w ubiegłym stuleciu hipotez roboczych. Otóż *a priori* zakłada się, że największa aktywność uskoków na obszarze złoża starobińskiego zachodziła w epoce górnofrańskiej, o czym świadczy stopniowe zmniejszanie się ich amplitudy ku górze. Zagadnienia kształtowania WIM w granicach depresji starobińskiej były wcześniej szeroko dyskutowane, obecnie jednak dominuje hipoteza (Chodźkowska i in. 1967), której zasadnicze tezy są następujące: (a) WIM dzieli się przynajmniej na dwie podwarstwy; górna część WIM osadziła się w normalnym zbiorniku solnym, dolna zaś stanowi wynik przekształceń epigenetycznych skał solonośnych. Głównym sprawcą procesów postsedymentacyjnych były wody infiltracyjne niedosycone w stosunku do KCl i NaCl, które ługowały sylwinit i halit budujące pierwotnie dolną część WIM.

Badania zaburzeń budowy geologicznej oraz obecności stref w granicach pól kopalnianych – charakteryzujących się podobnymi cechami oraz anomaliami górniczo-technologicznymi – przeprowadzano podczas wykonywania robót górniczych na początkowych etapach eksploatacji złoża, kiedy dokumentowano tylko niewielką ilość zjawisk geologicznych. Strefy zubożone – miejsca zubożone o składnik użyteczny (chlorek potasowy) w obrębie poziomu potasonośnego – najczęściej występują w II horyzoncie potasowym, z kolei powiązane są też z pojawianiem się deformacji w III horyzoncie potasowym. Zjawiska gazodynamiczne (nagłe wyrzuty soli i gazów, emanacje, sączenia się) występują nie tylko w III horyzoncie (ze stropu i ociosów) w rejonach deformacji typu „niecki”, lecz i w obrębie włączonych do eksploatacji w XXI w. horyzoncie soli kamiennej na gł. –305 m i w I horyzoncie potasowym (w obydwu przypadkach występują w spągu warstwy). Rozmieszczenie ZGD uwarunkowane jest zarówno budową geologiczną jak i stosowanymi technikami wydobywczymi. Na intensywność zjawisk gazodynamicznych mają duży wpływ



Rys. 1. Położenie, zasięg występowania pokładów eksploatacyjnych (A) i przekrój geologiczny (B) starobińskiego złoża soli potasowych

Objaśnienia do rys. 1A: 1 – teren kopalni; 2 – granica obszaru górniczego; 3 – nazwa kopalni lub obszaru perspektywicznego; 4 – uskoki w III pokładzie soli potasowej; 5–8 – zasięgi pokładów soli potasowych: 5 – IV-go, 6 – III-go, 7 – II-go, 8 – I-szego; 9 – wyeksploatowane partie III pokładu; 10 – przekrój geologiczny (rys. 1B)

Objaśnienia do rys. 1B: 1 – utwory kenozoiku; 2 – utwory mezozoiku; 3 – seria ilasto-marglista (WIM); 4 – fameńska seria solonośna; 5 – pokłady soli potasowych; 6 – uskoki

Fig. 1. Location, potash seams extents (A) and geological section (B) of the Starobin potash deposit
 Explanations for fig. 1A: 1 – mine area; 2 – mining field boundary; 3 – name of mine or perspective area; 4 – faults in the IIIrd potash seam; 5–8 – extents of potash seams: 5 – VIrd, 6 – IIIrd, 7 – IIrd, 8 – Ist; 9 – overexploited parts of IIIrd potash seam; 10 – geological section (fig. 1B)
 Explanations for fig. 1B: 1 – Cenozoic deposits; 2 – Mesozoic deposits; 3 – clay-marly series (WIM); 4 – Famenian salt-bearing series; 5 – potash seams; 6 – faults

metody robót przygotowawczych i oczyszczających wyrobiska. Dlatego jako swoiste „markery” geologiczne mogą być uznawane tylko „strefy ewentualnych ZGD” – czyli takie obszary górotworu, w których podczas prowadzenia robót górniczych możliwe jest rozpoznanie ZGD na podstawie kryteriów geologicznych. Kryteriami tymi może być znacząca grubość warstw skał ilastych i (lub) karnalitowych oraz obecność żył/stref iłów solnych, ułatwiających migrację roztworów elizyjnych.

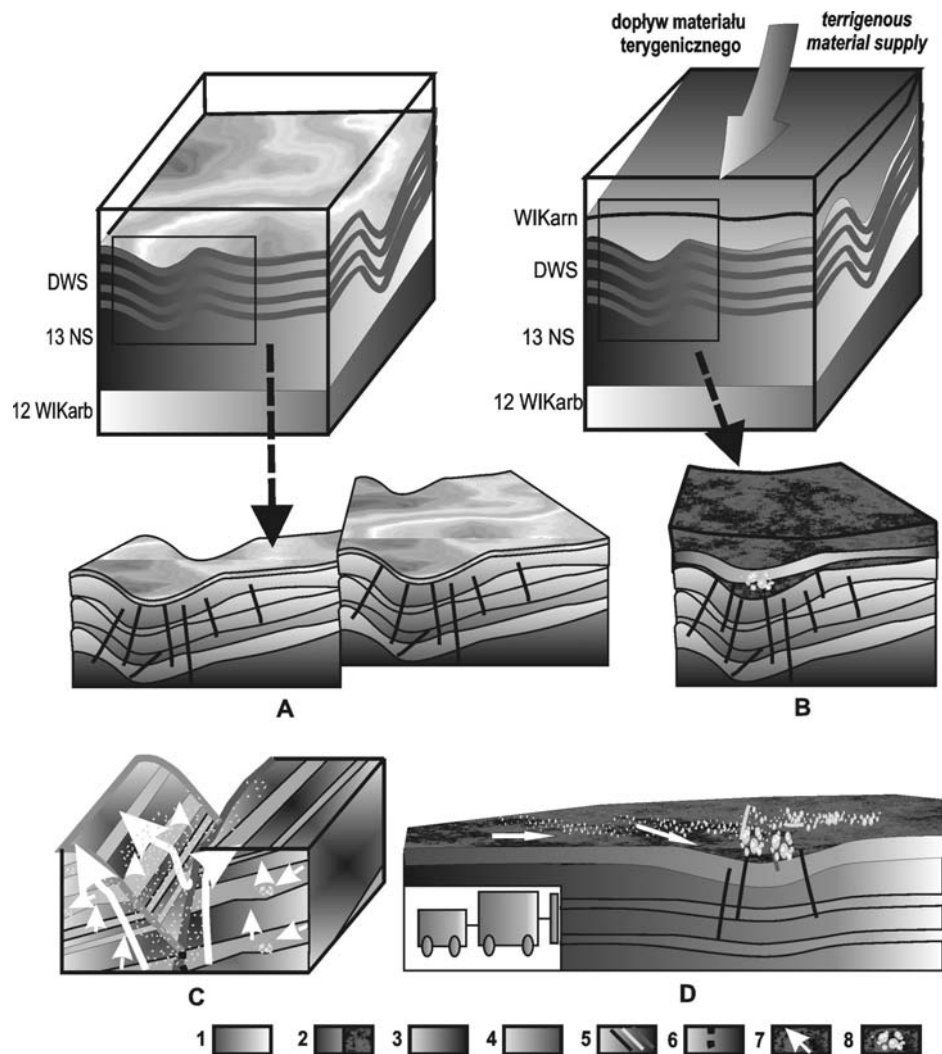
Dotychczas nie opracowano całościowego modelu genetycznego, który wyjaśniałby powstanie *wszystkich* zaburzeń budowy geologicznej złoza starobińskiego, uwzględniając zarazem rolę tektoniki dysjunktywnej. Obecnie niektóre aspekty genezy soli potasowych złoza starobińskiego analizują także badacze polscy i niemieccy (Wysocki i in. 2007). Obszerny zgromadzony materiał faktograficzny i wyniki opracowań teoretycznych (Smycznik i in. 2007), wykonanych przez specjalistów różnych organizacji naukowych, pozwoliły opracować model genezy stref ewentualnych ZGD i stref zubożenia.

Wszystkie zaburzenia geologiczne oraz wcięcia w warstwie solonośnej ukształtowały się na etapie diagenety – katagenety. Na ich kształtowanie wpływ wywarły warunki sedymentacji, czynniki hydrodynamiczne i tektoniczne występujące w północno-zachodniej części zapadliska Prypeci. Przebieg występowania zjawisk gazo-dynamicznych (ZGD), wodoszczelne właściwości dolnej części warstwy ilasto-marglistej (WIM) oraz aktywność sejsmiczna wiążą się bezpośrednio z eksploatacją złoza i dlatego należy je rozpatrywać w świetle dawnych i współczesnych warunków geodynamicznych.

1. Warunki paleogeodynamiczne

Cały proces powstawania wymienionych zjawisk można podzielić na trzy etapy: 1) kształtowanie struktur przydatnych do akumulacji cieczy, 2) powstanie głównych stref migracji cieczy, 3) migracja i akumulacja cieczy. Powyższy podział jest dość umowny, ponieważ w różnych partiach złoza procesy te mogły zachodzić jednocześnie.

Powstanie potencjalnych „akumulatorów” cieczy. Gromadzenie soli podczas fałdowania w depresji starobińskiej miało charakter cykliczny i cechowało się przemianą akumulacją soli i osadów węglanowo-ilastych. Wbrew tradycyjnym poglądom, że elementy synklinalne w III horyzoncie potasowym (struktury typu „niecka”) powstały w wyniku procesów katagenetycznych, w niniejszej pracy proponowany jest model sedymentacyjno-wczesnodiagenetyczny powstania takich form (rys. 2). Model ten bazuje na morfologii synklin lokalnych, w których tworzeniu się znaczącą rolę odegrała batymetria zagłębienia solnego (rys. 2A). Na proces kształtowania lokalnych synklin w dolnej warstwie sylwinitowej (DWS) III horyzontu potasowego wywierały wpływ zarówno czynniki sedymentacyjne (wzrost ciśnienia wiązany z krystalizacją soli z solanek w poniżej leżących warstwach ilasto-solnych, oddziaływanie wiatru), jak i wczesnodiagenetyczne (wygięcie warstw wskutek dyferencjacji ciśnienia geostaticznego, lokalna tektonika).



Rys. 2. Model powstawania zaburzeń geologicznych (stref ewentualnych ZGD). A – powstanie struktury synklijinalnej; B – akumulacja materiału ilastego w strukturach negatywnych; C – migracja cieczy po strefach deformacji; D – migracja lateralna cieczy podczas wykonywania robót górniczych
 1 – skały sylwinitowe; 2 – ily solne; 3 – sól kamienna; 4 – karnalityty; 5 – pęknięcia zablżnione przez sylwinit, halit i ily solny; 6 – deformacje; 7 – migracja cieczy; 8 – akumulacja płynów i gazu;
 DWS – dolna warstwa sylwinitowa; 13 NS – 13 warstwa solna; WIKarn – warstwa ilasto-karnalitowa;
 12 WIKarb – 12 warstwa ilasto-węglanowa

Fig. 2. Model of geological complications genesis (zones of possible ZGD), A – syncline formation;
 B – clay matter accumulation in the negative structures; C – fluid migration along deformation zones;
 D – lateral fluid migration during mining works
 1 – sylvinites; 2 – salty clays; 3 – rock salt; 4 – carnallities; 5 – fractures filled with sylvinite, halite and salty clay; 6 – deformations; 7 – fluid migration; 8 – gas and fluid accumulation;
 DWS – lower sylvinite bed; 13NS – 13th salt bed; WIKarn – clay-carnallite bed;

Po osadzeniu utworów DWS III horyzontu potasowego zachodnia część depresji staro-bińskiej stanowiła czynny obszar akumulacji materiału terrygenicznego (rys. 2B). Do laguny solonej trafiały cząstki ilaste, które współdziałając z bardzo zmetamorfizowanymi roztworami solnymi budowały warstwę ilasto-karnalitową (WIKarn). Współdziałanie procesów sedimentacji klastycznej i chemicznej, wahania poziomu solanki, obecność lokalnych depresji w lagunie – to wszystko prowadziło do zwiększenia udziału ilitu na pewnych obszarach zbiornika ewaporatowego i do wczesnodiagenetycznego uszczelnienia osadów. Postępujący wzrost stężenia roztworów spowodował osadzanie się karnalitu. Dopływ świeżych wód morskich do laguny, bez znaczącego udziału materiału pelitowego, towarzyszył powstawaniu osadów sylwinitowo-halitytowych górnej warstwy sylwinitowej. W konsekwencji, po utworzeniu 13 warstwy solnej cała seria ilasto-karnalitowa (WIKarn) stanowiła pod względem regionalnym względnie gruby klin solno-ilasty rozszerzający się ku północy, w kierunku obszaru erozji i źródła materiału ilastego. Lokalnie zaznaczano odcinki o anomalnie zwiększonej grubości tej serii i zawartości części nierozpuszczalnych, kontrolowane batymetrią oraz właściwościami strukturalnymi basenu sedimentacyjnego.

Podczas formowania się poziomów potasowych – zwłaszcza II horyzontu potasowego – południowa część zagłębia solonośnego pod względem batymetrycznym była bardziej płytka i w niej powstawały pierwotne strefy zubożenia.

Powstanie głównych stref migracji cieczy. Jednocześnie z kształtowaniem podścielającej warstwy ilasto-halitytowej zachodziły procesy tworzenia się, aktywizacji i zanikania licznych uskoków nie tylko w północnej, północno-zachodniej, południowej i środkowej strefie dyslokacyjnej, lecz też innych deformacji (na przykład paleodeformacji w środkowej części złożeń). Te syn- i postsedymencyjne uskoki, odpowiadające najbardziej zdeintegrowanym odcinkom calizny skalnej, stanowiły główne strefy migracji cieczy. Synsedymencyjny element przemieszczeń można wyodrębnić za pomocą analizy grubości warstw solnych.

Stopień aktywności i amplitudy dyslokacji zmniejszały się od spągu ku stropowi pokładów soli. Na poziomie II horyzontu potasowego o ich obecności można wnioskować na podstawie lokalnej szczelinowatości (układy szczelin przypominające koński ogon) lub po występowaniu dość zdeintegrowanych skał.

Przepływ i akumulacja cieczy. Z utworzonego osadu następował stały odpływ cieczy (rys. 2C) spowodowany zwiększającym się ciśnieniem geostatycznym (elizyjny etap rozwoju hydrogeologicznego terenu złożeń). Dzięki obecności stref deformacji oraz zdeintegrowanych odcinków calizny skalnej następowała migracja roztworów zarówno po płaszczynach deformacji, jak obocznie wzdłuż warstw solnych i ilasto-węglanowych. Akumulacja cieczy zachodziła w miejscach, gdzie koncentrowały się grube serie ilitów solnych i karnalitu. Takie nagromadzenia w obrębie serii ilasto-karnalitowej (WIKarn), 20, 26, 28 warstwach ilasto-węglanowych i w dolnej części warstwy ilasto-marglistej są istotne dla genezy zjawisk gazodynamicznych (ZGD) w horyzoncie soli kamiennej na gł. –305m, w III II i I horyzontach potasowych.

Migrujące roztwory reagowały ze skałami chlorkowymi dzięki procesom konwekcji i dyfuzji. W warstwach solnych migracja cieczy prowadziła do stopniowego zastąpienia

karnalitu przez sylwin, a tego z kolei przez halit. Sylwinityzacja skał karnalitowych (czyli „przemieszczenie się” frontu rozwoju sylwinitów w III horyzoncie potasowym) podczas późnej diagenety zachodziła tylko w tych miejscach, gdzie powstały drogi migracji roztworów (były to głównie warstwy i przerosty iłów solnych). W konsekwencji obecnie najbardziej pełne profile serii ilasto-karnalitowej (WIKarn) zachowały się w środkowej części złoża, najbardziej oddalonej od północnej, środkowej i zachodniej strefy tektonicznej. Należy podkreślić, że Kudriaszew (2001) jako wyjaśnienie nagłych wyrzutów gazu w pobliżu warstw karnalitowych złoża górnokamskiego przyjął podobny do opisanego mechanizm, bazując na koncepcji dynamiki cieczy.

Intensywność halityzacji sylwinitów (powstanie wtórnych stref zubożenia) zależy bezpośrednio od ilości i rozmieszczenia nieciągłości (Kutryło 2005). Cechą wyróżniającą prezentowanej hipotezy jest fakt przypisania kluczowej roli w powstawaniu wtórnych stref zubożenia nie tylko deformacjom o dużych amplitudach, lecz i osłabionym odcinkom calizny skalnej oraz obecności w profilu horyzontów skał karnalitowych. Brak znaczących stref wtórnego zubożenia w III horyzoncie potasowym wynika z obecności „osłony karnalitowej”¹. Podczas przekształceń epigenetycznych układu roztwór – skały chlorkowe, do roztworu jako pierwszy trafiał karnalit. Ciecze nasycały się wówczas chlorkami potasowym i magnezowym i nie były zdolne do dalszego ługowania sylwinu z dolnej warstwy sylwinitowej (DWS). Proces sylwinityzacji karnalitu jest dobrze widoczny na mapach koncentracji karnalitu w obrębie dolnej części warstwy ilasto-karnalitowej (WIKarn). Maksymalny rozwój wtórnych stref zubożenia następował w okresie karbon – jura.

Deformacje w pokładach solonośnych w czasie długotrwałej przerwy w akumulacji osadów (od końca piętra poleskiego górnego famenu po jurę, infiltracyjny etap historii hydrogeologicznej obszaru) kontrolowały sieć rzeczną, pośrednio wpływając na kształtowanie postsedymentacyjnej dolnej części profilu warstwy ilasto-marglistej (WIM). W tejże warstwie wzdłuż koryt rzek rozwijały się rozcięcia cieków wodnych, które powodowały ługowanie i odprowadzanie łatwo rozpuszczalnych soli z profilu geologicznego, owocując zwiększeniem grubości skał niesolnych (Żogło 2005).

2. Współczesna geodynamika obszaru złoża

Duży nacisk skał nadkładu podczas eksploatacji złoża wywołuje zmiany pierwotnych warunków hydrodynamicznych. Naruszenie pierwotnego stanu napięć w górotworze powoduje takie negatywne zjawiska jak powstanie stref przesunięć na powierzchni terenu czy pęcznienie spągu w wyrobiskach górniczych (przy robotach z systemami wstępującymi). Rola neogeodynamiki we współczesnych deformacjach jest znikoma.

¹ Jednak w strefach w pobliżu deformacji w III horyzoncie potasowym oddziaływanie roztworów niedosyconych w stosunku do chlorków potasu było tak intensywne, że została zastąpiona nie tylko „osłona karnalitowa”, lecz i skały sylwinitowe.

Nad wyrobiskami górnictwami – jak i nad deformacjami – tworzą się strefy zwiększonej dezintegracji skał, cechujące się wzrostem przenikalności. Podobne strefy stanowią doskonałe drogi migracji roztworów, w tym też nasyconych gazami, głównie w warstwie ilasto-karnalitowej (WIKarn), w 20, 26, 28 warstwach ilasto-węglanowych i w dolnej części warstwy ilasto-marglistej. Systemy i sposoby robót przygotowawczych i oczyszczających wyrobiska określają kierunki migracji cieczy i miejsca ich akumulacji (rys. 2D). Zaznacza się to zwiększeniem dopływu roztworów solnych do wyrobisk (według danych monitoringu z odwiertów wykonanych na II horyzoncie potasowym) i różnej intensywności zjawisk gazodynamicznych (horyzont solny na gł. – 305m, I horyzont potasowy). W III horyzoncie potasowym procesy rozkładu karnalitu doprowadzają do deficytu fazy stałej, co powoduje duże rozluźnienie calizny skalnej i zwiększa prawdopodobieństwo pojawienia się zjawisk gazodynamicznych. Ich intensywność zależy od ciśnienia gazu w strefach ewentualnych wystąpień zjawisk, te zaś wyznaczone są trybem i kolejnością prowadzenia robót górniczych. W pobliżu deformacji karnalit został zastąpiony na wcześniejszym etapie historii geologicznej i nie odgrywa obecnie znaczącej roli, dlatego zjawiska gazodynamiczne są tu bardzo rzadkie.

Reasumując: powstawanie rozpatrywanych zaburzeń budowy geologicznej jest uwarunkowane naturalnymi procesami formowania się i odkształcania pokładów soli. Czynniki sedymentacyjne odgrywały ważną rolę w tworzeniu stref ewentualnych zjawisk gazodynamicznych i pierwotnych – o genezie facjalnej – stref zubożenia (Kutryło 2007). Przeważającą rolę w zmianach budowy tektonicznej złoża starobińskiego, powstaniu deformacji w warstwie solonośnej, tworzeniu się stref zubożenia w pobliżu dyslokacji tektonicznych, nasyceniu gazem stref ewentualnych zjawisk gazodynamicznych odegrały procesy tektoniczne i techniczne związane z eksploatacją złoża oraz procesy hydrodynamiczne.

LITERATURA

- Garlicki A., 1960 – Budowa geologiczna przedmezozoicznej powierzchni obniżenia prypeckiego. *Geologia za granicą*, nr 3–4, s. 10–16. Inst. Geol. Warszawa.
- Ходьков А.Е., Валуконис Г.Ю., Кореннов Ю.Ф., 1967 – Уточнение генетической природы глинисто-мергелистой толщи Старобинского месторождения. *Гидрогеология соляных месторождений и вопросы подземного выщелачивания соляных залежей*. М., Недра. с. 36–46.
- Кудряшев А.И., 2001 – Верхнекамское месторождение солей. А.И. Кудряшев – Пермь: ГИ УрО РАН, 2001, 429 с.
- Куртыло В.Э., 2005 – Зоны замещения калийных солей в пределах Старобинского месторождения. *Вести. Белорус. гос. ун-та. Сер. 2, Химия. Биология. География*. No. 2, с. 102–106.
- Куртыло В.Э., 2007 – Газодинамические явления в промышленных горизонтах Старобинского месторождения калийных солей. *Літасфера*. No. 1, с. 63–70.
- Smycznik A., Wysocki E., Machnac A., Kruczek S., Gulis L., 2007 – Starobińskie złożo soli potasowych – geologia, metody eksploatacji i perspektywy rozwoju. *Gosp. Sur. Min. t. 23, z. spec.*, s. 198–202.

Wysocki E., Machnacz A., Kruczek S., Gulis L., Czapowski G., Tomassi-Morawec H., Bornemann O., Schramm M., 2007 – Wykształcenie i geneza górnodewońskich soli potasowych w basenie Prypeci (rejon Soligorska, Białoruś) – wstępne obserwacje. *Gosp. Sur. Min. t. 23, z. spec.*, s. 203–205.

Жоґло В.Г., 2005 – Палеогеодинамические условия формирования подземных вод глинисто-мергелистой толщи Старобинской депрессии. *Літасфера. No. 2, c. 83–89.*

GENEZA ZABURZEŃ BUDOWY GEOLOGICZNEJ W HORYZONTACH PRZEMYSŁOWYCH STAROBIŃSKIEGO ZŁOŻA SOLI POTASOWYCH (BIAŁORUŚ)

Słowa kluczowe

Sole potasowe, wykształcenie i geneza, dewon, Białoruś

Streszczenie

Proces powstawania zaburzeń budowy geologicznej w starobińskim złożu soli potasowych można podzielić na trzy etapy: 1) formowanie struktur, przydatnych do akumulacji cieczy (grubych warstw ilu solnego i karnalitytu) w warstwie ilasto-karnalitowej oraz w 20, 26, 28 warstwach ilasto-wapnistych i w dolnej części warstwy ilasto-marglistej; 2) powstanie głównych stref migracji cieczy (deformacji); 3) migracja i akumulacja cieczy (migracja płynów wzdłuż deformacji (po powierzchniach pęknięć).

Wskutek zwiększającego się ciśnienia geostaticznego nagromadzony osad solny w sposób ciągły uwalniał uwieżone roztwory (elizyjny etap hydrogeologicznej historii rozwoju złoża). Obecność stref deformacji oraz pokruszonych odcinków calizny skalnej sprzyjała migracji cieczy zarówno wzdłuż powierzchni deformacji (uskoków) jak i obocznie wzdłuż przewarstwień solnych i ilasto-węglanowych. Akumulacja cieczy zachodziła w miejscach występowania grubych nagromadzeń ilu solnego i karnalitytu. Akumulacji tej towarzyszą zjawiska gazodynamiczne stwierdzone w horyzoncie soli kamiennej na gł. –305 m oraz w III, II i I horyzoncie potasowym.

Prowadzona eksploatacja horyzontów potasowych oraz aktywność neogeodynamiczna powodują powstanie szczelinowatości, przemieszczenie cieczy zawierających gazy i ich nagromadzenie w strefach ewentualnych zjawisk gazodynamicznych. Ilość wkładek warstwowych ilu solnych w III horyzoncie potasowym, o laminacji niezależnej od rozkładającego się karnalitu, określa możliwość magazynowania takich cieczy w potencjalnych strefach gazodynamicznych. Roboty przygotowawcze i kontrolne w wyrobiskach umożliwiają rozpoznanie i ocenę zjawisk gazodynamicznych w takich strefach.

Model powstawania stref zubożenia opiera się na wyróżnieniu dwu rodzajów stref: (a) strefy pierwotne o charakterze sedimentacyjnym i (b) strefy wtórne (strefy zastąpienia). Przypuszcza się że strefy pierwotne są charakterystyczne dla granic wyklinowania się horyzontów, natomiast strefy wtórne są typowe dla rozluźnionych stref tektonicznych.

1. Pierwotne strefy zubożenia mają charakter facjalny i ich powstanie uwarunkowane jest specyficznymi cechami zmiennych warunków sedimentacji w basenie solnym oraz batymetrią basenu (dotyczą obszarów o niskim poziomie wody).
2. Wtórne strefy zubożenia powstały w miejscach, gdzie niedosycone w stosunku do chlorku potasowego roztwory, migrujące w uszczelnionych strefach reagowały z horyzontami potasowymi (nie tylko poprzez przemieszczenie grawitacyjne, lecz także poprzez dyfuzję i konwekcję) prowadząc do procesu halityzacji sylwinu. W horyzontach zawierających skały karnalitowe początkowo następował rozkład karnalitu i powstawała „otoczka ochronna” dla sylwinitów. Dlatego wymienione strefy nie rozwinęły się znacząco w obrębie III horyzontu potasowego złoża starobińskiego.

GENESIS OF GEOLOGICAL COMPLICATIONS IN INDUSTRIAL HORIZONS OF THE STAROBIN POTASH DEPOSIT
(BELARUS)

Key words

Potash salts, characteristics and genesis, Devonian, Belarus

Abstract

Origin of geological setting disturbances in the Starobin potash deposit (Belarus) was divided into three stages: 1) formation of structures, possible for accumulation of fluids (thick layers of salty clay and carnallite) within a clayey carnallitic layer, in 20th, 26th, 28th clay-carbonatic layers and in the bottom part of clay-marly bed; 2) origin of the main zones for fluids migration (deformations); 3) migration and accumulation of fluids (migration along deformations fractures).

The formed deposits constantly released fluids due to increased geostatic pressure (elision stage of the hydro-geological history of the deposit). Considering the discontinuity zones and the disintegrated parts of the rock massif there were proposed fluid flows both along the weakness planes and laterally within salty clays and clay-carbonate strata. Fluids accumulation took place in sites of relatively thick salty clay and potash rocks and influenced on the development of gas-dynamic phenomena within the rock salt horizon at depth –305 m, in the third, the second and the first potash horizons.

Exploitation of potash horizons and the neogeodynamic activity caused an origin fissures development, movement of gas-containing fluids and their accumulation in the potential zones of gas-dynamic occurrence. Amount of stratified intercalations of salty clay within the third potash horizon define the ability of potential zones of gas-dynamic phenomena to concentrate such liquids in potential gas-dynamic zones. The first workings and controlling ones make possible recognition and estimation of the gas-dynamic phenomena in such potential zones.

The generation model of impoverishment zones-distinguished two different types: a) the zones of primarily sedimentation; b) the secondary zones (zones of replacement). These first zones are characteristic for the borders of pinched horizons and the second ones – are typical mainly for the loosened tectonic zones.

1. Zones of primary sedimentation are of facies character and their generation was caused by changeable conditions of sedimentation as well as basin bathymetry (low water level).
2. Secondary potash impoverishment zones were developed where undersaturated fluids migrated and interacted with the potash horizons by diffusion and convection and initiated processes of sylvine replacement by halite. In the horizons containing carnallitic rocks potash was removed and therefore the sylvinite was replaced by halite. This is the reason that the potash impoverishment zones are not developed significantly in the third potash horizon within the Starobin deposit.