

Andrzej Markiewicz, Jarosław Suchan**, Ryszard Tomanik****

EKSPLOATACJA GÓRNICZA A ZUSKOKOWANIE SPĄGOWEJ PARTII UTWORÓW CECHSZTYŃSKICH W KOPALNI „RUDNA” KGHM POLSKA MIEDŹ SA

1. Wprowadzenie

W trakcie prowadzenia eksploatacji górniczej przez kopalnie rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej powszechnie odkrywane jest występowanie struktur tektonicznych powstałych w wyniku działań naprężeń poziomych.

Przesunięciom śródlawicowym wzdłuż powierzchni kontaktu pomiędzy utworami o różnej podatności towarzyszą bardziej lub mniej rozbudowane strefy zaburzeń. Najbardziej powszechnym takim przejawem jest obecność łupka smolącego. Inne tego typu struktury są dość dobrze widoczne w węglanach, a rzadziej w piaskowcach, zwłaszcza piaskowcach o spoiwie ilastym, co wynika z plastycznego charakteru tego środowiska.

2. Wcześniejsze obserwacje przemieszczeń śródlawicowych w innych obszarach złożowych

Obserwacje tektoniczne prowadzone od początku wykonywania robót górniczych w spągowej partii utworów cechsztyńskich obszaru złożowego pomiędzy Lubinem a Sieroszowicami wskazywały, że większość występujących deformacji stanowi efekt mezotektonicznych przemieszczeń śródwartwowych. Najpowszechniej spotykanymi odkształceniami są pofałdowania i zmięcia w obrębie warstwy miedzionośnych łupków ilasto-dolomitycznych o dwójakiej orientacji osi NW–SE (kierunek główny) i W–E (podrzędny) [12, 13]. Z powstaniem tych ciągłych struktur związane są genetycznie rysy ślizgowe (NE–SW, N–S) wy-

* KGHM CUPRUM Sp. z o.o. CBR, Wrocław

** KGHM PM SA Oddział Zakłady Górnicze „Rudna”, Polkowice

*** Biuro Zarządu KGHM PM SA, Lubin

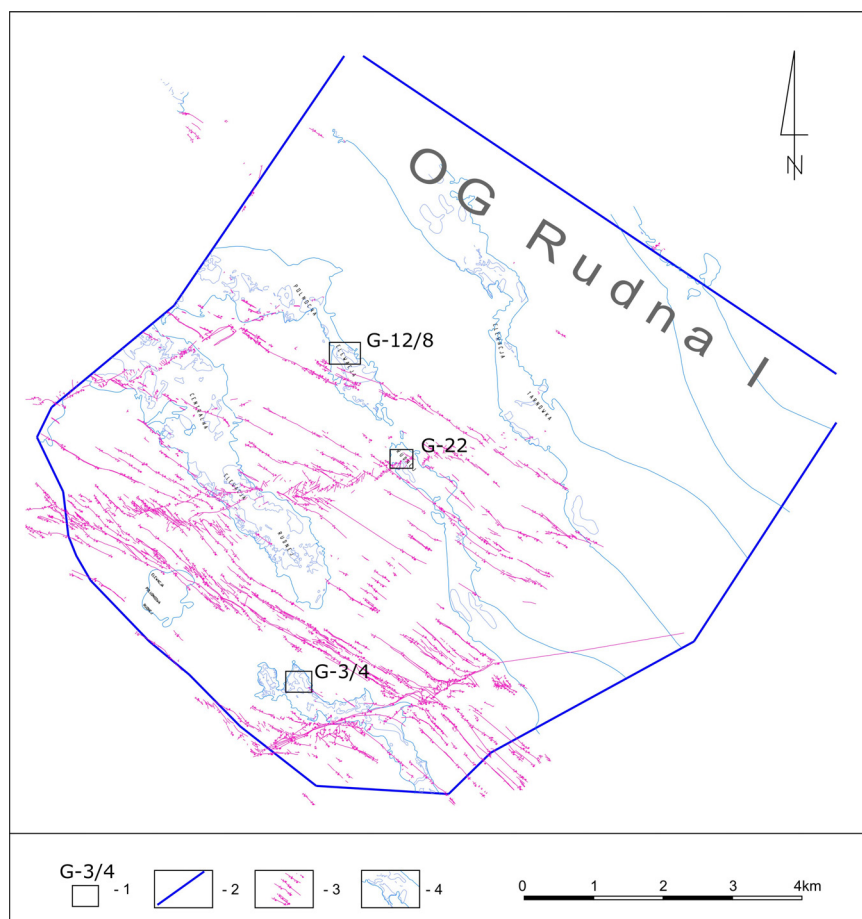
stępujące na powierzchniach złustrowań w łupkach ilasto-dolomitowych oraz na powierzchniach uławicenia w obrębie wyżej nadległych dolomitów. Występowanie dwóch kierunków rys ślizgowych wraz z odpowiednimi geometrycznie i genetycznie osiami fałdków w obrębie łupka miedzionośnego wskazuje, że mamy tu do czynienia z dwoma fazami przemieszczeń tektonicznych związanych z odmiennie zorientowanymi naciskami poziomymi. Naciski te prowadziły nie tylko do wytworzenia deformacji ciągłych, ale także przyczyniły się do przebudowy istniejących uskoków z ich ścinaniem, a także do powtórzeń warstw w wyniku zasunięć. Zasięg poziomy przesunięć udokumentowany na obszarze złożowym Lubin i Polkowice w przypadku pojedynczych powierzchni najczęściej nie przekracza 1 m, natomiast łączny efekt powstały z sumowania przemieszczeń wzdłuż rozlicznych powierzchni nieciągłości tektonicznej na większym obszarze może osiągać dziesiątki metrów. Zasięg tych powierzchni w pionie ograniczany jest przez płaszczyzny uławicenia, wzdłuż których również odbywał się transport tektoniczny. W rezultacie mamy do czynienia z wielopiętrowym i wielokierunkowym przesuwaniem się bloków skalnych. Również Dumicz *et al.* [2] w oparciu o badania na obszarze Kopalni „Polkowice” udokumentowali przemieszczenia o dużej składowej poziomej, które przebiegały wzdłuż powierzchni stromo zapadających i subhoryzontalnych, zgodnych z warstwowaniem. W pierwszym przypadku powstawały drobne uskoki listwowe, w drugim natomiast doszło do odkłuców tektonicznych, głównie wzdłuż poziomu łupków smolistych [10]. Według Markiewicza [5] główne odkłucie i subhoryzontalne przemieszczenie półki utworów węglanowych serii Ca1 należy wiązać z ruchami fazy laramijskiej, wynoszącej blok przedsudecki. Związana z tym subhoryzontalna kompresja na skrzydle fleksury przyczyniła się do powstania m.in. inwersyjnego uskoku głównego Lubina z nasunięciem ku NE. O skali tych ruchów świadczy fakt, że w skrzydle zrzuconym udokumentowano subhoryzontalne przemieszczenia utworów serii Ca1 na NNE rzędu ok. 50 m w obręb anhydrytów leżących w kimeryjskim rowie [5].

Efekty przemieszczeń subhoryzontalnych udokumentowano również w obszarze górniczym Sieroszowice I, gdzie m.in. stwierdzono na przestrzeni kilkudziesięciu metrów bezpośrednie zaleganie anhydrytu A1 na białym piaskowcu czerwonego spągowca w rejonie chod. A-12, A-10, A-11 (Olejnik 1990). Przy tym orientacja rys ślizgowych na kontakcie tektonicznym wskazywała na ruch o kierunku NE–SW. Kontakt ten wykazuje cechy przesunięcia tektonicznego w postaci powierzchni z przemieszczeniem. Ponadto na upadkowej A-10 stwierdzono bezpośredni kontakt anhydrytu z piaskowcem, przy czym anhydryt o wymiarach 60 × 30 m wciśnięty jest tektonicznie w obręb dolomitów (o miąższości około 17 m). Kontakt z otaczającymi dolomitami jest ostry wzdłuż uskoków (60/85 i 285/80), a w spągu wzdłuż płaszczyzny poślizgu z przemieszczeniem w kierunku NE–SW.

3. Deformacje śródlawicowe w obszarze Kopalni „Rudna”

W trakcie robót udostępniających i eksploatacyjnych w Kopalni „Rudna” daje się zauważyć istotny udział subhoryzontalnych przemieszczeń śródlawicowych w deformacji utwo-

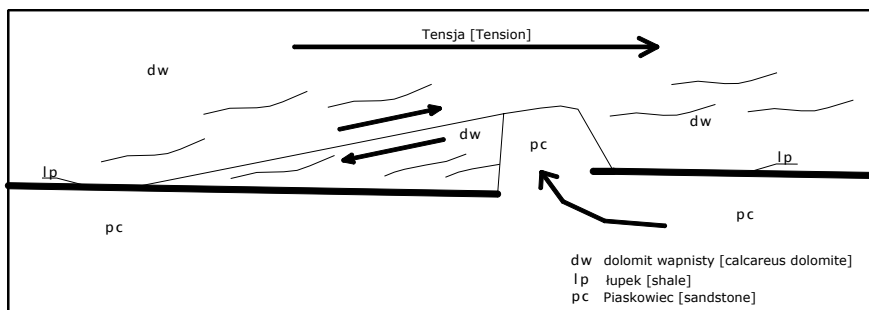
rów na pograniczu dolnego i górnego permu. Złożona i wieloetapowa przebudowa układu blokowo-uskokowego, a także zróżnicowana paleomorfologia powierzchni stropowej czerwonego spągowca tego obszaru złożowego (rys. 1) przyczyniła się do powstania bogatego inwentarza deformacji warunkowanych „poziomymi” naprężeniami tektonicznymi.



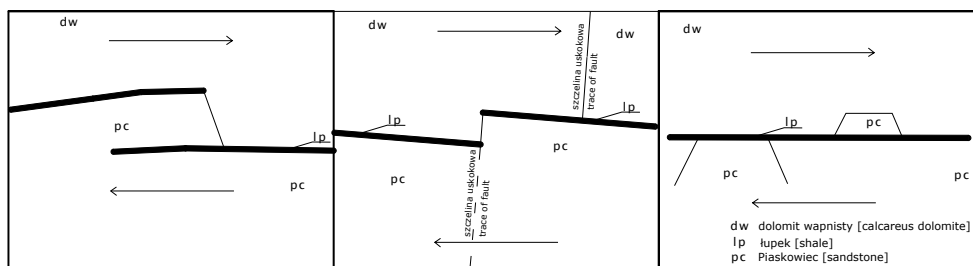
Rys. 1. Obszar górniczy Kopalni „Rudna”: 1 — miejsca obserwacji; 2 — granice obszaru górniczego; 3 — uskoki; 4 — strefy bezłukowe elewacji stropu piaskowca

Najbardziej eksponowane struktury tektoniczne, opisywane jako uskok Rudnej Głównej i uskok Biedrzychowej, mają charakter dyslokacji ze znaczącym udziałem składowej poziomej. Świadczy o tym kulisowy przebieg dyslokacji Rudnej Głównej oraz fleksuralny charakter założeń uskoku Biedrzychowej widoczny w obydwu jego skrzydłach. Świadczą o tym także porwaki tektoniczne stwierdzone między innymi przy uskoku Rudnej Głównej, któremu towarzyszy pas horstów na jego przedpolu. Horsty te mają charakter odkluc pa-

kietów dolomitu (rys. 2), którym towarzyszą przemazy łupka w piaskowcu oraz przesunięcia powierzchni uskokowych uskoków towarzyszących, przy czym ślad uskoku na powierzchni spągu cechsztynu nie pokrywa się ze śladem uskoku w skałach węglanowych (rys. 3). W odsłonięciach horstów brak jest kontynuacji uskoków w skałach węglanowych. W obszarze górniczym „Rudna” w innych strefach kulisowych uskoków, równoległych do wyżej opisanej, spotkano się z podobnymi strukturami warunkowanymi przemieszczeniami śródlawicowymi. Większa z tych struktur biegnie od pola X/1 poprzez front pola G12/7, pole G21/3, i zaznacza się w rejonie upadowej 8 i chodników TiW 349, w pobliżu wschodniej granicy obszaru górniczego. Strefa ta ma charakter zrębu tektonicznego stropu piaskowca lub nasunięcia, w miejscach, w których horst nie uległ wykształceniu (rys. 1).



Rys. 2. Schemat powstania, porwaka i zrębu tektonicznego



Rys. 3. Przykłady dyslokacji poziomych obecnych w strukturach tektonicznych

4. Deformacje związane z elewacjami stropu piaskowca

Szczególony charakter przesunięć poziomych wiąże się ze strefami, gdzie występowały pierwotne wzniesienia związane z paleoreliefem spągu cechsztynu. Pierwotnie dość długo uważano, że strefy paleowzniesień, czy paleowydm, opisywane jako elewacje i strefy bezłupkowe, nie wiążą się genetycznie z żadnymi specyficznymi dla nich zaburzeniami tektonicznymi, skupiając się na ich sedymentacyjnej genezie [1, 3, 9].

Na podstawie obserwacji wykształcenia stref oraz w wyniku wystąpienia problemów z utrzymaniem stropów wyrobisk górniczych w tych rejonach zaczęto podejrzewać związek tektonicznych ruchów poziomych z wykształceniem skał innym na południowo-zachodnim skłonie elewacji, innym na północno-wschodnim, oraz wskazywać na specyficzne cechy budowy skał na obydwu przedpolach tej struktury.

Ilustracją zróżnicowania wykształcenia tych stref są obserwacje w rejonie pola G-12/8, XVII/1 i G3/4 (rys. 1.) wykształcenia strukturalnego i petrograficznego warstw złożowych i stropowych celem odzwierciedlenia ich relacji do zuskokowania budujących je skał.

W polu XVII/1 i G3/4 (rys. 4) napotkano specyficzne warunki geologiczno-górnice, które spowodowały zatrzymanie postępu frontów eksploatacyjnych w rejonie wyrobisk północno-wschodnim skrzydle pola XVII/1 oraz południowo-zachodnim skrzydle pola G2/4. Obydwa te skrzydła związane są z północno-wschodnim skłonem elewacji stropu piaskowca.



Rys. 4. Szyk sytuacyjny frontu pola XVII/1 i G3/4

Problemy ze statecznością stropu oraz postępowaniem robót górniczych, dotyczące stref związanych z występowaniem elewacji i stref bezłupkowych, występują także w innych polach. Głównym problemem jest występowanie piaskowca o spoiwie anhydrytowym, jako skały skłonnej do tapania, rozproszenia mineralizacji kruszcowej oraz występowania stref płonnych.

Na podstawie obserwacji wyrobisk górniczych oraz analiz struktur skał stropowych stwierdzono, że wpływ na stateczność stropu wyrobisk ma również rodzaj i stopień zaangażowania tektonicznego skał w rejonie elewacji.

W rejonie pola G-12/8 eksploatowanego przez oddział G-12 strop piaskowca zalega w strefie bezłupkowej prawie poziomo, wykształcenie dolomitów obejmuje ok. 0,2 m warstwę dolomitu jasnoszarego oraz 0,8 m do 1,0 m warstwy dolomitu smugowanego. Dolomit smugowany ma w tym obszarze dwie nieregularne podzielności o charakterze kliważu folia-

cyjnego. Lokalne zaangażowanie tektoniczne widoczne jest w stropie piaskowca, gdzie występują spękania, często wypełnione chalkozynem, oraz nieregularne powierzchnie spękań. Łupek o miąższości od 1 do 3 cm (maks. do 10 cm) jest wykształcony jako łupek smolisty i ma charakter smaru tektonicznego. W rejonie tym nie ma problemów z utrzymaniem stropu wyrobisk górniczych, choć w nadległych dolomitach występują lokalne płaszczyzny poślizgu z zaznaczonymi zadziorami i ślizgami o kierunku 320° SW–NE. W części zbliżonej do obszaru wyniesionego miąższość dolomitu smugowanego rośnie do 1,5 i 2,0 m, lecz tylko w pobliżu skłonu, wzdłuż undulacji osi elewacji. Dolomity ok. 4,0 do 5,0 m powyżej stropu piaskowca w obszarze wyniesionym wykazują występowanie gęstej wtórnej foliacji na powierzchniach podzielności międzylawicowych, przy około 10 cm miąższości warstewek.

W rejonie przecinki 5/W144h, na NE skłonie elewacji stwierdzono występowanie wyklinowywujących się „ławic” dolomitu, z tektonicznie zaznaczoną powierzchnią podzielności w postaci ślizgów. W rejonie W-144l, w pobliżu chodnika W-145, poza NE zasięgiem strefy bezłupkowej, na wysokości przecinki Pc7 i Pc6 występuje soczewa piaskowca o spoiwie anhydrytowym, wciśnięta pod strefę łupka. Natomiast w rejonie chodnika W-145 stwierdzono występowanie (niezaznaczonego na mapach) zaznaczonego wyłącznie w dolomicie uskoku odwróconego o zrzucie 0,2 m na NE, którego powierzchnia uskokowa nachylona jest ok. 45° na NE, następnie przekształca się ona w szczelinę poziomą, tworząc lokalne zgrubienie warstwy łupka. Szczelinie tej towarzyszy druga taka struktura, która zaznacza się tylko w obrębie dolomitu smugowanego i łupka (o przebiegu poziomym).

W opisanej powyżej strefie najsilniejsze ślady rekrystalizacji, spękań, powstawania siatki wtórnych żyłek wypełnionych chalkozynem dotyczą strefy kontaktu dolomitów wapnistych z niżej leżącymi dolomitami smugowanym i jasnoszarym oraz stropowej części piaskowca i łupka.

Występowanie uskoku odwróconego i piaskowca o spoiwie anhydrytowym w obrębie strefy występowania łupka oraz paleomorfologia obszaru świadczą, iż w ruchu śródlawicowym była zaangażowana część piaskowca oraz foliacyjny charakter wykształcenia powierzchni międzylawicowych ponad złożem i brak rozwarstwień w formie wtórnie wypełnionych szczelin w obrębie dolomitów. Wyciągnąć można wniosek, że w strefie tej w dolomitach dominowała kompresja warstw.

Pole XVII/1 eksploatowane przez oddział G-22 umiejscowione jest w obrębie Północnej Elewacji Rudnej. W opisywanym obszarze strefa bezłupkowa przebiega pomiędzy chodnikiem T243 i lokalnie komorą K20 a komorą K1. Występowanie piaskowca o spoiwie anhydrytowym raportowane jest na południowo-wschodnim jej skłonie, w rejonie chodnika W-243 od pasa P9a do przecinki Pc14/W243.

W południowo-zachodnim skłonie elewacji, jeszcze poza strefą bezłupkową w rejonie P7/K27, stwierdzono ślady przesunięć międzylawicowych wypełnionych substancją ilastą oraz ścienia oczek anhydrytowych na granicy ławic dolomitu. W profilu występuje około 0,25 m łupka (obecnie wyciśniętego), następnie dwie ławice dolomitu smugowanego o sumarycznej miąższości 0,5 m, ławica dolomitu wapnistego o miąższości do 0,7 m z nielicznymi oczkami anhydrytu oraz występująca w stropie ławica w dużą ilość oczek anhydrytu

o kilkucentymetrowej średnicy. W spągowej części tej ławicy widać owalne fragmenty oczek, najprawdopodobniej ściętych w czasie ruchu tektonicznego. Dolomit określony jako smugowany posiada drobne powierzchnie o charakterze kliważu foliacyjnego i cechy przekryształizowanej mikro brekcji. W rejonie skrzyżowania J-11/W-243 (P6a/K21), w pobliżu osi elewacji, warstwa tak wykształconego dolomitu sięga do około 2,5 m i jest to największa jego miąższość w badanym profilu. Towarzyszą mu szerokie na kilka do kilkunastu centymetrów spękania pionowe wypełnione białym anhydrytem o nietypowym przebiegu zbliżonym do S–N i W–E.

W rejonie J11/K18 miąższość dolomitu smugowanego spada do około 1,2 m, na wysokości 0,4 m od stropu piaskowca występuje widoczna i wyraźnie zaznaczona powierzchnia ścięciowa, która kontynuuje się w stronę NE skłonu elewacji. W pobliżu osi przebiegu strefy bezłupkowej można wyróżnić piaskowiec o spoiwie węglanowo-ilastym, 0,2 m ławicę dolomitu jasnoszarego, 1 m ławicę dolomitu smugowanego, powyżej którego występuje dolomit wapnisty. W rejonie komory K7 i pasa P9 stwierdzono również występowanie spękań pionowych o przebiegu zbliżonym do S–N i W–E oraz ślady przesunięć międzylawicowych w formie powierzchni poślizgowych. Stwierdzenia w tym rejonie występowania uskoku o przebiegu NW–SE i zrzucie 1,0 m na SW, który w rzeczywistości jest krawędzią fragmentu większego porwaka tektonicznego. Występowanie takich porwaków na przestrzeni kilku komór i pasów stanowi utrudnienie dla wykonywanych robót górniczych.

Pole G3/4 eksploatowane przez oddział G-3 umiejscowione jest w obrębie centralnej Elewacji Rudnej. Przeprowadzone obserwacje dotyczą profilu wzdłuż dostępnej części pochylni P-20 do p22 pomiędzy komorą K8 a K19. W opisywanym obszarze strefa bezłupkowa przebiega w sposób nieregularny i związana jest z wyraźnym wyniesieniem spągu cechsztynu oraz zapadaniem północno-wschodniego skłonu elewacji. Piaskowiec o spoiwie anhydrytowym występuje zarówno na południowo-zachodnim, jak i północno-wschodnim jej skłonie.

W południowo-zachodnim skłonie elewacji, w rejonie nieczynnego już pola G6/6 przy pochylni C-20, na wysokości komory K25 występuje pakiet od 0,4 do 0,5-metrowych ławic dolomitu regularnie przeławiconych od 0,5 cm do 1 cm szczelinami wypełnionymi białym anhydrytem. W najdalej obecnie dostępnej wzdłuż pasa P20, w centralnej części elewacji stwierdzono występowanie licznych spękań w częściowo przetworzonym pod wpływem nacisku dolomicie wapnistym. W dolomicie występują częste szczeliny zabliźnione białym anhydrytem (rys. 5). Na wysokości tej samej komory K8 w rejonie pasa P21 i P21a stwierdzono występowanie dość nielicznych i wąskich, ok. 0,5 cm do 1 cm spękań pionowych wypełnionych białym anhydrytem o przebiegu 29° SW–NE i 307° NW–SE. Wysokość odsłonięcia warstw dolomitu w opisywanym rejonie wynosi ok. 4,5 do 5,0 m ponad poziom spągu cechsztynu.

W rejonie pasa P20a ai P21a na przestrzeni od zrobów do wysokości komory K13, 0,4 m poniżej stropu wyrobiska, czyli około 4,0 m ponad stropem piaskowca, w centralnej części elewacji, przebiega 10÷15 cm strefa ścięciowa z nieregularnymi, zdeformowanymi wtórnymi oczkami anhydrytu. Oczka są zniekształcone, nasunięte na siebie, a na ich obrzeżach wy-

kształcone są drobne spękania ścięciowe (rys. 5). Pomiedzy komorami K12 a K13 ten horyzont z wtórnym anhydrytem przestaje wykazywać deformacje ścięciowe krawędzi oczek, a następnie zanika. Dolomit w odsłonięciu przypomina dolomit wapnisty, jest jednak częściowo zbrekcjowany w mikroskali, poprzecinany poziomymi spękaniem, wypełnionymi anhydrytem, nieregularnymi formami wtrąceń anhydrytowych (m.in. w postaci oczek). W opisywanym rejonie do wysokości komory K10 występuje piaskowiec o spoiwie anhydrytowym o miąższości do 1,5 m. Pozostałe piaskowce tego rejonu często posiadają spoiwo węglanowe lub węglanowo-anhydrytowe, do anhydrytowego.



Rys. 5. Profil skał dolomitycznych w wyrobisku w centralnej części elewacji

W komorze K11, w połowie NE skłonu elewacji powyżej warstwy dolomitów ze szczelinami wypełnionymi anhydrytem, zauważyć można występowanie dolomitu o podzielności co 0,2 i 0,1 m wzdłuż wtórnej foliacji. Generalnie w kierunku północno-wschodnim uławicony dolomit zanurza się zgodnie ze skłonem elewacji, maleje także miąższość dolomitu zaangażowanego tektonicznie. Wysokość bezpiecznego stropu zasadniczego wyrobisk górniczych jest w tym rejonie ściśle związana z miąższością tego dolomitu. W rejonie K14, ponad stropem wyrobiska odsłania się pakiet ok. 2,0 m dolomitów z wyraźną obecnością kłiwazu foliacyjnego.

W rejonie K14, w pobliżu NE krańca zasięgu strefy bezłupkowej widać wklonowanie się dwu warstw dolomitu wapnistego na wysokości około 1,5÷2,0 m ponad stropem piaskowca. Rejon pomiędzy K13 a NE granicą zasięgu strefy bezłupkowej charakteryzuje się występowaniem bariery piaskowca o spoiwie anhydrytowym, którego miąższość sięga w tym rejonie do 3,0 m. Bariera ta ma charakter ciągłych i nieregularnych soczew i wiąże się z występowaniem licznych powierzchni ścięciowych do 2,0 i 3,0 m ponad stropem piaskowca oraz wklonowującymi się warstwami dolomitu (rys. 6) o wyraźnym tektonicznym charakterze powierzchni międzyławicowych w postaci ślizgów tektonicznych. Na skraju zasięgu strefy bezłupkowej występuje uskoki o charakterze syntektonicznym, o zrzucie 0,5 do 0,3 m, z obecnością brekcji tektonicznej w stropie piaskowca oraz eliptycznym przebiegu powierzchni uskokowej. Przecina on ławice dolomitu, w rejonie komory K19 kontynuuje się jako pozioma szczelina. W rejonie pasa 19 zaobserwowano tendencję, że w przypadku obecności powierzchni ścięciowej w spągowej części odsłoniętego dolomitu, w jego stropowej części występują poziome szczeliny wypełnione białym anhydrytem. W rejonie komory K11 natomiast wtórna foliacja występuje powyżej szczelin wypełnionych anhydrytem.



Rys. 6. Tektoniczna przebudowa ławic dolomite smugowanego na NE skłonie elewacji

Poza strefą elewacji, w rejonie komory K22 występuje łupek smolący, 0,2 m dolomitu jasnoszarego, około 1,3 m dolomitu smugowanego, przedzielonego lokalną powierzchnią podzielności o charakterze zbliżonym do kłważu foliacyjnego, pod samym stropem występują dwie 0,1 i 0,2 m „laminki” stanowiące strefy podatnego ścinania.

Przed frontem opisywanych komór wzdłuż pochylni C-20 występuje wąska warstwa zaburzonego tektonicznie dolomitu, ograniczona do dolomitu smugowanego oraz dolomitu granicznego typu B (rys. 7). Odsłonięcie spągowej części serii węglanowej nie przekracza

tu 1,5 m. Występuje tu również piaskowiec o spoiwie anhydrytowym o miąższości do 2,1 m. W części piaskowca odsłoniętego w wyrobisku zaobserwować można nieregularne szczeliny, podkreślone substancją siarczanową. W piaskowcu występują szczeliny wypełnione substancją siarczanową. Te wcześniejsze założenia wykorzystują współczesne pęknięcia od-eksploatacyjne biegnące wzdłuż pierwotnie wykształconych powierzchni naprężeń (rys. 8).



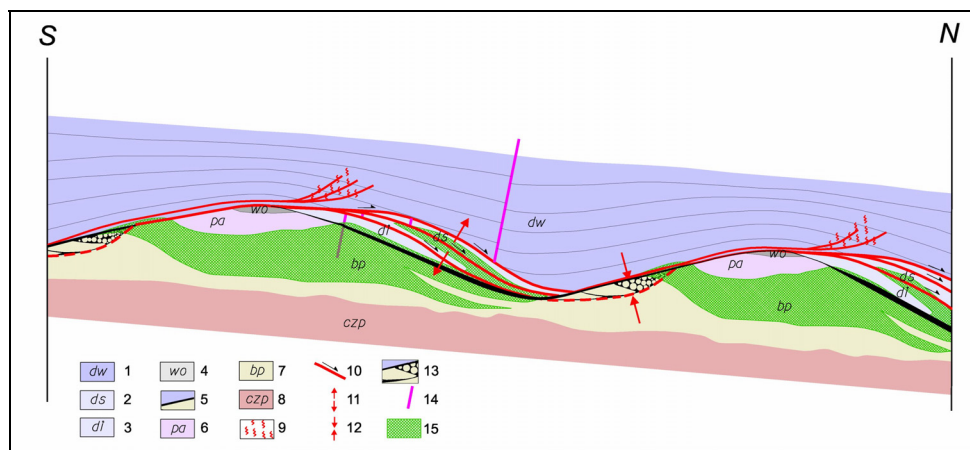
Rys. 7. Szczeliny wypełnione anhydrytem oraz tektonicznie naruszona spągowa strefa warstw cechstynu



Rys. 8. Ślady spękań w piaskowcu wypełnione siarczanami

7. Podsumowanie i wnioski

W obszarze górniczym ZG „Rudna” stwierdzono powszechny udział subhoryzontalnych przemieszczeń w spągowej partii utworów cechsztyńskich. Świadczą o tym powierzchnie poślizgu z lustrami rysami tektonicznymi, fałdki ciągnięte w łuku miedzionośnym i wapieniu podstawowym, spękania ścięciowe Riedla (R, R'), pasma kulisowe ścięć R. Dodatkowo udokumentowano kulisowe szeregi ścięciowe, w tym również szeregi ekstensyjne.



Rys. 9. Schematyczny model układu deformacji utworów pogranicza cechsztynu i czerwonego spągowca w rejonie elewacji [6]: 1 — (dw) dolomit wapnisty; 2 — (ds) dolomit smugowany; 3 — (di) dolomit ilasty; 4 — (wo) wapień organogeniczny; 5 — (t) łupek miedzionośny; 6 — (pa) piaskowiec anhydritowy; 7 — (bp) biały piaskowiec; 8 — (cp) czerwony piaskowiec; 9 — ekstensja; 10 — kompresja; 11 — subhoryzontalna powierzchnia ścinania z kierunkiem przemieszczeń śródlawicowych; 12 — uskoki; 13 — odlucia, brekcja; 14 — stylolity; 15 — złoża

Zaobserwowano zróżnicowanie w przebiegu subhoryzontalnych stref ścinania w relacji do ukształtowania morfologii spągu cechsztynu (rys. 9). Lokalnie, w osiowej strefie elewacji tworzą one wyraźne horyzonty ścięciowe o grubości do ok. 0,5 m w spągowej partii wapienia podstawowego. Na północnym skłonie elewacji w stwierdza się wachlarzowe rozzejście się łukowatych powierzchni ścięciowych, których odgałęzienia odchodzące ku górze zanikają w obrębie dolomitów wapnistych, przy czym towarzyszy temu występowanie stylolitów — efektu skracania tektonicznego. W dalszej części tego skłonu obserwuje się rozproszenie ruchu ślizgowego w obrębie tzw. dolomitów smugowanych. Te skały z widocznym kłiwazem foliacyjnym tworzą formę sigmoidalnie zdeformowanych soczewek na przekroju prostopadłym do osi elewacji, zapadających w obręb depresji, gdzie zanikają. W miejscu tym lokalnie obserwuje się śródlawicowe, dużej skali odlucia piaskowców białego spągowca. W kierunku na NE ulegają one „dojrzewaniu” w ramach wyraźnej, coraz bardziej zwężającej się strefy ścięciowej, która lokuje się w spągu wapieni. Ruch poślizgowy na granicy łupka miedzionośnego przekształca się w rozwarstwienia ławic dolomitów,

a w strefie elewacji zastępowany jest stopniowo (kierując się w górę elewacji) przez powstawanie dolomitu ze śladami rekrytalizacji i powtórnej cementacji materiału detrytycznego i ilastego pochodzącego z niszczenia i zeszczelinowania piaskowców i węglanów. W generalnych zarysach ta sukcesja wykształcenia i przebiegu subhoryzontalnych stref ścięciowych jest powtarzalna w relacji do przebiegu kolejnych stref elewowanych i obniżonych omawianego obszaru złożowego. Występowanie przemieszczeń poziomych z dominującym kierunkiem przemieszczeń na NE pozwala wiązać utworzenie subhoryzontalnego szkieletu strukturalnego spągowej partii utworów cechsztyńskich z kompresją laramijską. Przy analizie strukturalnej tego obszaru należy mieć na uwadze także inne naprężenia poziome, które warunkowały powstanie m.in. przesuwczej strefy dyslokacyjnej Biedzychowa WSW–ENE.

W rejonie złoża rud miedzi i strefy okołozłożowej mamy do czynienia z poważną przebudową strukturalną utworów pogranicza czerwonego spągowca i cechsztynu warunkowaną przemieszczeniami ścięciowymi, które należy rozpatrywać w skali makrotektonicznej. Uwarunkowanie ich przebiegu i charakteru przez zróżnicowaną morfologię spągu cechsztynu odzwierciedliło się w wykształceniu węglanów i piaskowców w ramach szerokiej, nieregularnej masy skalnej, która podlegała odkształceniu w ramach kompensacji zmiennych naprężeń (kompresyjnych, ekstensyjnych) przyuskokowych. Jest to przyczyną lateralnego zróżnicowania charakteru, układu i gęstości spękań, foliacji, stylolityzacji w tych samych wydzieleniach lito-facjalnych i przyczyniło się do zmian teksturalnych i w konsekwencji do powstania dolomitów wtórnie przeobrażonych. To hipotetyczne powiązanie genetyczne udokumentowanych subhoryzontalnych przemieszczeń ścięciowych ze zróżnicowaniem strukturalnym i petrograficznym skał pogranicza cechsztynu i czerwonego piaskowca może mieć istotne znaczenie praktyczne. W przypadku potwierdzenia się tych uwarunkowań wskazane będzie uwzględnienie udziału deformacji śródlawicowych w analizie geodynamicznej górotworu dla prowadzenia eksploatacji górniczej w Oddziałach KGHM Polska Miedź SA.

LITERATURA

- [1] *Błaszczak J.K.*: Wpływ paleomorfologii stropu białego piaskowca na zmienność facjalną serii złożowej w Zagłębiu Lubimskim. *Geol. Sud.*, XVI, 1, 1981
- [2] *Dumicz M., Don J.*: Analiza struktury monokliny przedsudeckiej w rejonie Polkowic. *Acta Univer. Wratisl., Prace Geol.-Min.*, 6, 378, Wrocław, PWN 1977, 279–302
- [3] *Kaczmarek W., Rożek R., Śliwiński W.*: Zależność występowania bilansowego okruszczenia miedziowego od wykształcenia litologicznego serii złożowej w LGOM (monoklina przedsudecka). *Kraków, Kwart. Sigmie PAN*, 21, zeszyt specjalny 1, 2005, 217–229
- [4] *Markiewicz A.*: Strefa uskoku głównego Lubina w kopalni Lubin, [w:] Konferencja PTG: Problemy tektoniki LGOM. 47, 1, I, Wrocław, Wyd. CUPRUM 1990, 46–54
- [5] *Markiewicz A., Szarowski W.*: Zjawiska tektoniczne w południowej części kopalni Lubin, [w:] Konferencja PTG: Problemy tektoniki LGOM, 47, 1, II, Wrocław, Wyd. CUPRUM 1990, 4–8
- [6] *Markiewicz A.*: Rozpoznanie tektoniki złoża Lubin-Sieroszowice w trakcie jego zagospodarowania, [w:] Materiały Konferencji: 50-lecie odkrycia złóż rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej, 26–28 września 2007 w Lubinie, KGHM Polska Miedź SA i Państwowy Instytut Geologiczny 2007 (w druku)
- [7] *Oberc J., Salski W.*: Fałdy i spękania szybu wschodniego kopalni Lubin. *Warszawa, Kwart. Geol.*, 12, 2, 1968, 519–536
- [8] *Olejnik H.*: Stosunek anhydrytu Werry do białego spągowca w kopalni Sieroszowice, [w:] Konferencja PTG: Problemy tektoniki LGOM, 47, 1, II, Wrocław, Wyd. CUPRUM 1990, 30–32

- [9] *Oszczepalski S.*: Paleogeografia obszaru złożowego monokliny przedsudeckiej, [w:] Monografia KGHM Polska Miedź SA, Piestrzyński A. (red.) Lubin, 126–136
- [10] *Salski W.*: Charakterystyka litologiczna i drobne struktury łupków miedzionośnych monokliny przedsudeckiej. Kwart. Geol., 12, 4, 1968, 855–873
- [11] *Salski W.*: Budowa tektoniczna okolic Lubina i Polkowic. Praca doktorska, Wrocław, Arch. Inst. Nauk Geol., U.Wr. 1971
- [12] *Salski W.*: Tektonika okolic Lubina. Warszawa, Biul. I.G., 287, 1975, 61–198
- [13] *Salski W.*: Rozwój tektoniczny obszaru między Lubinem a Sieroszowicami. Kraków, Rocznik PTG, XLVII, 1, 1977, 27–48

