

Joanna PSZONKA

Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Kraków

Charakterystyka zagrożenia zapadliskowego w niecce bytomskiej na terenach historycznej eksploatacji rud metali w świetle warunków geologicznych i górniczych

Streszczenie

W artykule przedstawiono rys historyczny rozwoju górnictwa kruszcowego w rejonie Bytomia. Scharakteryzowano warunki geologiczne występowania złóż rud metali w niecce bytomskiej. Omówiono charakterystyczne formy deformacji nieciągłych występujące na terenie pogórnym historycznej eksploatacji rud. Podkreślono przyczyny o charakterze geologiczno-górnym mające wpływ na aktualne kształtowanie się zagrożenia zapadliskowego w rejonie niecki bytomskiej.

1. Wprowadzenie – historyczna eksploatacja rud metali w rejonie Bytomia

Historia eksploatacji rud metali w rejonie Bytomia została opisana w licznych publikacjach oraz pracach o charakterze dokumentacji badań. Do opracowania tego rysu historycznego autorka zasadniczo wykorzystała informacje zamieszczone w pracach A. Białaczewskiego (1960) i Z. Grzechnika (1978).

Dość trudne jest ustalenie czasu, w którym miało swój początek górnictwo kruszcowe na obszarze Śląska. Pomimo, że pierwsza przesłanka na temat górnictwa rud cynku, ołowiu i żelaza pochodzi z 1025 r. to na pewno eksploatacja tych złóż odbywała się znacznie wcześniej. Łatwy dostęp do kruszców i ich metaliczny połysk wzbudzały duże zainteresowanie ludzi, dlatego też, być może, początki górnictwa należy przypisać do okresu halsztackiego (700–400 lat p.n.e.). Pierwotnie eksploatacja, ze względu na łatwość wydobycia, dotyczyła rud ołowiwych z domieszką srebra i rud żelaza. Wydobycie w tych rejonach musiało być duże, ponieważ już w XII w. ołów eksportowano za granicę. W XII–XV w. najważniejszym ośrodkiem górniczym był rejon Bytomia. Sam Bytom stał się największym miastem na złożowym obszarze śląsko-krakowskim, a w połowie XIV w. liczył około 1500 mieszkańców. Dla obszaru bytomskiego najstarszym przekazem źródłowym jest bulla papieża Innocentego II, wydana w 1136 r., w czasach panowania Bolesława Krzywoustego. Natomiast pierwszym dokumentem dotyczącym bezpośrednio kopalnictwa w niecce bytomskiej jest akt podziału księstwa bytomskiego z 1369 r. Początkowo wydobycie przeprowadzano metodą odkrywkową. Najpierw eksploatowano najpłycej zalegające kruszce, a następnie, po ich wyczerpaniu, przechodzono na niżej położone partie za pomocą wyrobisk górniczych tj. szybów, szybików lub chodników. Zasięg głębokości, do jakiego docierano w czasie eksploatacji, był silnie uzależniony od występowania poziomu wód podziemnych. Ten ograniczony zasięg wynikał

głównie z trudności technicznych w odwadnianiu wyrobisk. Pierwsze prymitywne urządzenia, jakie zastosowano do odwadniania wyrobisk, w celu zwiększenia głębokości eksploatacji, to kołowroty (urządzenia linowe) wyciągające wodę, prymitywne pompy oraz urządzenia rurowe tzw. „paternostry”. Siłą napędową dla tych urządzeń była zazwyczaj praca licznych par koni. Dzięki takim nieskomplikowanym mechanizmom umożliwiono wydobycie kruszców występujących poniżej poziomu wód. Jednak proste urządzenia linowe i rurowe, po pewnym czasie, okazały się niewystarczające i aby dostać się na jeszcze większe głębokości i zarazem zwiększyć możliwości wydobywcze, posłużono się sztolniami odwadniającymi. Dzięki funkcjonalności sztolni, w drugiej połowie XVI w. rejon olkuski stał się najważniejszym ośrodkiem górnictwa rud ołowiu w Polsce. O świetności górnictwa w tym czasie świadczy wydane w 1598 r. prawo górnicze, tzw. „Ordunek Górny”, oparte na zwyczajach panujących w ówczesnym górnictwie. Ze względu na wyczerpanie złóż leżących powyżej poziomu sztolni oraz dużą kosztowność odwadniania mechanicznego części poniżej sztolni, w połowie XVII w. nastąpił upadek górnictwa. Całą sytuację dodatkowo pogrzyżyła rabunkowa gospodarka szlachty. Tym samym okres bogatego rozwoju górnictwa kruszcowego w epoce feudalnej ostatecznie został zakończony.

Ożywienie górnictwa kruszcowego nastąpiło na przełomie XVIII i XIX w., a najważniejszymi przyczynami tej poprawy były: zastosowanie maszyn parowych do odwadniania kopalń oraz wprowadzenie jednolitego prawa górniczego z 1769 r. W tym czasie do hutnictwa wprowadzono proces wielkopiecowy, zaczęto stosować węgiel kamienny, a potem koks, co znacznie poprawiło wydobycie rud żelaza. Do tej pory podstawowym kruszczem eksploatacji było żelazo, ołów i niewielkie ilości srebra. Od początku XIX w. coraz większe znaczenie w wydobyciu miały rudy cynku. Najpierw wydobywano utlenione rudy cynku, a już w drugiej połowie XIX w. także te bardziej wartościowe i zarazem głębiej zalegające – siarczkowe rudy cynku. Okres dziewiętnastowieczny to potężny rozwój górnictwa i hutnictwa na całym świecie, także na Śląsku, a po długiej przerwie znowu na czołowe miejsce wysunął się rejon bytomski. Maksymalne wydobycie rud limonitowych przypadało na okres 1870–1890 – 890 000 t na rok. Potem występował stały spadek spowodowany pogarszaniem się warunków eksploatacyjnych, zaostrzeniem wymagań co do jakości rudy żelaza oraz wyczerpywaniem się złoża. Omawiając rozwój kopalnictwa XIX w., nie sposób nie wspomnieć o człowieku, który „(...) umiał docenić ekonomiczne znaczenie złóż mineralnych jako jednego z czynników decydujących o rozwoju kraju i jego zamożności” (Grzechnik 1978). Mowa tutaj o działaczu społecznym i geologu Stanisławie Staszicu, który będąc dyrektorem Wydziału Przemysłu i Kunsztów, zasłużył się m.in. dla rozwoju górnictwa i hutnictwa kraju. Był także inicjatorem założenia w Kielcach pierwszej szkoły akademicko-górnicznej. Czasy świetności górnictwa i hutnictwa żelaza, cynku i ołowiu trwały aż do wybuchu pierwszej wojny światowej.

Wraz z rozpoczęciem wojny spadek wydobycia kruszców został zanotowany we wszystkich rejonach, bez względu na ich zasobność. Bardzo burzliwa sytuacja miała też miejsce podczas okresu międzywojennego, co przejawiało się ciągłymi wahaniami w wydobyciu rud. Powodem wcale nie było wyczerpanie złóż, ale uzależnienie górnictwa od obcego kapitału. Wraz z początkiem drugiej wojny światowej mamy do czynienia z dużym zapotrzebowaniem niemieckiej gospodarki wojennej na metale, co wpłynęło na ponowny wzrost eksploatacji rud. Niestety głównie była to działalność rabunkowa. Pierwsza połowa XX w. to przede wszystkim ogromne straty poniesione przez całą gospodarkę krajową, które także nie pominęły przemysłu górniczego. Po unormowaniu się sytuacji politycznej poprawiła się też sytuacja kopalnictwa, a jego silny rozwój był możliwy dzięki szeroko rozwiniętym pracom licznych geologów.

W okresie powojennym w rejonie bytomskim funkcjonowały cztery kopalnie cynkowo-olowiowe, połączone później w Zakłady Górniczo-Hutnicze „Orzeł Biały”. W niecce bytomskiej, podobnie jak na pozostałym obszarze kruszcowym, górnictwo ma już tylko znaczenie historyczne, gdyż eksploatacja zakończyła się w 1989 r. Po likwidacji większość kopalń została przekształcana w ujęcia wody.

2. Budowa geologiczna niecki bytomskiej

2.1. Lokalizacja geograficzna i geologiczna

Słabo urozmaicony, monotony, jedynie lekko pofalowany, obszar niecki bytomskiej jest częścią Wyżyny Śląskiej. Z wyjątkiem północnej części niecki, omawiany obszar nie przekracza wysokości 300 m n.p.m. Tutejsza morfologia terenu jest efektem przede wszystkim działalności silnej erozji trzeciorzędowej i wietrzenia krasowego oraz następującej po niej aktywności lodowca plejstoceniowego (Piwowarski, Żeglicki 1977). Dzisiejszy relief okolic Bytomia jest także rezultatem erozji związanej z podziemną eksploatacją górnictwem, która do niedawna funkcjonowała z dużą dynamiką. Erozja, w tym znaczeniu, to głównie powstawanie różnego rodzaju zapadlisk, zębów, lejów, itp. ogólnie określanych jako szkody górnicze. Omawiając rolę i wpływ szkód górniczych na charakter morfologii terenu E. Stupnicka (1997) używa określenia geneza atektoniczna. Urozmaiceniem rejonu są też pogórnice hałdy.

W aspekcie strukturalno-geologicznym niecka bytomska charakteryzująca się przebiegiem niemalże równoleżnikowym, uważana jest za jedną z jednostek kruszconośnego obszaru śląsko-krakowskiego. Znajduje się w północnej części niecki górnośląskiej (Górnośląskiego Zagłębia Górniczego).

2.2. Stratygrafia

Stratygrafia utworów niecki bytomskiej została tutaj scharakteryzowana głównie na podstawie pracy W. Piwowarskiego i J. Żeglickiego (1977), która streszcza dotychczasowe badania na ten temat.

Na złożowym obszarze śląsko-krakowskim, najstarszymi znanymi utworami są morskie osady węglanowe dewonu środkowego i górnego (Ekiert, Gałkiewicz 1960), jednak w niecce bytomskiej one nie występują, a za najstarsze uważane są utwory karbonu, o miąższości kilku tysięcy metrów. Najniżej zalegają osady karbonu dolnego (facji kulmu i wapienia węglowego) z pokładami węgla, a ponad nimi osady karbonu górnego (produktywnego), bez utworów stefanu, również z pokładami węgla. W północnym i zachodnim obrzeżeniu niecki, warstwy karbonu dolnego podnoszą się ku górze. W związku z tym zdarza się, że warstwy dolno-karbońskie znajdują się w kontakcie z warstwami triasowymi lub nawet przykryte są bezpośrednio przez utwory czwartorzędowe.

Pomimo że na całym obszarze śląsko-krakowskim na utworach karbońskich niezgodnie zalegają powstałe w warunkach lądowych klimatu suchego skały permskie, to wyjątkowo w omawianej niecce nie występują ani zlepieńce myślachowickie czerwonego spągowca, ani czerwone iły z gipsami i solą (Ekiert, Gałkiewicz 1960).

Na pofalowanych i poprzecinanych uskokami utworach karbonu niezgodnie zalegają utwory triasu, tworząc szeroką i płaską synklinę (nieckę, nazywaną bytomską od znajdującego się na tym obszarze miasta).

Ponieważ dolny i środkowy pstry piaskowiec reprezentuje sedymentację lądową w klimacie suchym, osady powstające w tym czasie to przede wszystkim piaskowce kwarcowe z podrzedną ilością skaleni i łyszczyków. Najstarsze osady triasowe charakteryzują się jasną barwą. Obok jasnych kwarcytów, pojawiają się także żwiry oraz piaskowce scementowane ilastym i wapiennym spoiwem. Ku górze, powyżej warstw piaskowcowych, pojawia się ławica ilów wapiennych. Ławica ilowa, o zmiennej miąższości (0,5–8 m), wykazuje barwę wiśniową, czerwona, brunatną, niekiedy niebieskawą lub szarozieloną. Miąższość tej części triasu zmienia się w granicach 10–20 m.

W górnym pstrym piaskowcu (recie) następuje zmiana środowiska sedymentacyjnego. Po długiej przerwie, gdyż aż od karbonu, ponownie pojawia się morze. Osady retu początkowo mają charakter osadów morza transgresywnego, a później izolowanego, wysychającego zbiornika wodnego o dość dużych rozmiarach. „Cechą charakterystyczną utworów retu pod względem facjalnym jest ich wybitna zmienność regionalna” (Gruszczuk 1956). To jeden z dwóch aspektów, na które H. Gruszczuk, w swojej pracy, na temat morskich utworów triasu obszaru śląsko-krakowskiego, zwraca szczególną uwagę. Zauważa on, iż utwory retu części wschodniej, interesującego go obszaru, zbudowane są ze skał dolomitycznych, natomiast w części położonej na zachód dominują wapienie. Zatem, ze względu na położenie, w synklinie bytomskiej zalegają głównie utwory dolomityczne. Drugim ważnym dla H. Gruszczuka aspektem była zmienna miąższość dolnego retu. W omawianej synklinie wynosi ona około 25 m, ale na pozostałym obszarze złożowym waha się od kilku metrów (w części wschodniej) do prawie 100 m (w części zachodniej). Przyglądając się z większą dokładnością wytworom dolnoreckim można dopatrzeć się, w części najniższej, brunatnokremowych, żółtych lub zielonawoszarych ilastych margli dolomitycznych z przerostami kremowych dolomitów marglistych, a także ciemnoszarych, warstwowanych wapieni drobnokrystalicznych. Podrzednie występują dolomity, wapienie oolityczne i zlepieńce. W kierunku stropu pojawiają się coraz obficie jasnoszare, zielonoszare lub żółte dolomity margliste lub margle dolomityczne ze skamieniałościami *Myophoria costata* i *Beneckeia tanuis*. Sporadycznie występują wapienie grubokrystaliczne, jednak nie tworzą one stałych poziomów.

Ret górny (12–18 m) jest zdominowany przez żółte i brunatne gruboziarniste wapienie krystaliczne z drobnymi wkładkami ilasto-gliniastymi i przelawiczeniami wapienia drobnokrystalicznego z bułami krzemianowymi. Charakterystyczny dla tej części retu jest wapień grubokrystaliczny, nazywany jamistym ze względu na swe wtórne jamiste wykształcenie. Do najważniejszych skamieniałości zalicza się *Lingula tenuissima* i *Myophoria vulgaris*, stąd warstwy górnoreckie nazywane są czasami lingulowymi (Ekiert, Gałkiewicz 1960), a środowisko ich tworzenia zostało określone jako morze szelfowe o szerokim zasięgu. Na granicy pomiędzy retem górnym a wapieniem muszlowym dolnym występują cienkopłytkowe wapienie krystaliczne z marglami.

Morze szelfowe istniało również w wapieniu muszlowym dolnym i w takich też warunkach tworzyły się jego poszczególne ogniwa: warstwy gogolińskie (górne i dolne), warstwy gorządzańskie, warstwy terebratulowe i najmłodsze – karchowickie.

Warstwy gogolińskie dolne (10–17 m miąższości w niecce bytomskiej) zostały podzielone na trzy części: wapienie z *Pecten discites* i *Dadocrinus kunischi*, wapień falisty I oraz wapienie komórkowe. Zatem częścią najniższą warstw gogolińskich są jasnoszare wapienie drobnokrystaliczne z licznymi szczątkami liliowców, zawierające kalcyt i glaukonit. Miejscami wapienie w tej części profilu upodabniają się do wapienia falistego, stąd nazywane są wapieniami pseudofalistymi. Kolejnym ogniwem jest wapień falisty I. Są to warstewki jasnoszarego,

zbitego wapienia drobnofalistego z przeławiczeniami wapieni krystalicznych i margli. Najwyższe ogniwo facjalne warstw gogolińskich dolnych składa się z szarozółtych, marglistych wapieni cienkopłytych, które na wychodniach są wylugowane, co wygląda jak nieregularne komórki. Z kolei w warstwach gogolińskich górnych (25–40 m miąższości) wyróżniamy cztery ogniwa: wapień zlepieńcowy, wapień falisty II, wapień międzyfalisty i wapień falisty III. Wapień zlepieńcowy to płaskie otoczaki zbitego, jasnego wapienia pelitycznego, scementowane wapieniami drobnokrystalicznymi. Na uwagę zasługuje tutaj obecność detrytusowego oraz szczątków krynowidów. Kompleks zlepieńcowy przeławicają margle, łupki margliste oraz cienkie warstewki wapieni płytowych i falistych. Typowe skamieniałości tego ogniwa to przede wszystkim szczątki liliowców (*Dadocrinus gracilis*) oraz obficie występujące gatunki *Lima striata*, *Lima costata*, *Lima beyrichi*. Ku górze wapień zlepieńcowy przechodzi w szare wapienie margliste, dla których cechą najbardziej charakterystyczną jest to, że składają się z cienkich, silnie ze sobą zespolonych warstw o powierzchni drobnofalistej. Wymienione cechy opisują wapień falisty II. Następny poziom, wapień międzyfalisty, to cienkopłytkowe, pelityczne wapienie margliste ze skamieniałościami rodzaju *Lima*. Najwyższym ogniwem warstw gogolińskich jest wapień falisty III z licznymi szczątkami liliowców (*Dadocrinus gracilis*).

W dużym uogólnieniu można przyjąć, że na obszarze śląsko-krakowskim warstwy gogolińskie to utwory wapienne, a warstwy gorażdżańskie, terebratulowe i karchowickie wykształcone są jako dolomity kruszconośne (Ekiert, Gałkiewicz 1960). Jednak jest to tylko uogólnienie, od którego można wyznaczyć wiele wyjątków, zauważanych także w niecce bytomskiej. Śledząc opis warstw gogolińskich dolnych i górnych w omawianej synklinie, można potwierdzić ogólną regułę, gdyż rzeczywiście wykształcenie to jest wapienne. Odstępstwa zaczynają pojawiać się w młodszych warstwach wapienia muszlowego dolnego, gdyż w części zachodniej niecki nie występuje dolomit kruszconośny. W zamian pojawiają się wapienie i wapienie dolomityczne.

Dość dyskusyjną sprawą jest geneza dolomitów kruszconośnych. Wielu badaczy przychyliło się do stwierdzenia, że dolomity te powstały w wyniku wtórnego procesu dolomityzacji skał wapiennych warstw gorażdżańskich, terebratulowych i karchowickich. Jednak dolomityzacji uległy też części górne, niższejległych warstw gogolińskich i części dolne warstw diploporowych, które należą już do wapienia muszlowego środkowego. Z tego powodu dolomity kruszconośne nie są poziomem stratygraficznym, a jedynie petrograficznym.

Omawiając stratygrafię niecki bytomskiej nie można pominąć charakterystycznej granicy między warstwami gogolińskimi a dolomitami kruszconośnymi, którą stanowią ily wiotriolowe, o dość dyskusyjnej genezie. Ily pojawiają się też pomiędzy ławicami samych wapieni (wapienie faliste III) lub samych dolomitów. Ily wiotriolowe dlatego zasługują tutaj na szczególną uwagę, ponieważ co prawda występują na innych obszarach, ale w niecce bytomskiej wyjątkowo tworzą prawie ciągły poziom, o miąższości od kilku centymetrów do około 3 m. J. Horzowski (1978) opisując ily wiotriolowe zaznacza, że są one dość zmienne, co prawdopodobnie związane jest z ich pochodzeniem i położeniem w stosunku do skał otaczających. W stanie świeżym ily są plastyczne, tłuste i mają ciemne barwy, od szarych po czarne. W stanie wysuszonym stają się twarde i łupliwe, a zabarwienie zmienia się na jasnoszare.

Dolomity kruszconośne (20–60 m), to głównie szare, żółte, beżowe i brunatno-czerwone dolomity o zmiennej zawartości MgO. Rzadziej spotykane są dolomity wapniste lub wapienie dolomityczne. Skały dolomitów kruszconośnych są raczej drobnokrystaliczne, chociaż czasami zdarzają się odmiany grubokrystaliczne, nazywane cukrowatymi. Warstwowanie nie występuje albo jest zatarte lub niewyraźne. Czasami są obecne buły krzemianowe. Jednak najbardziej

interesującą i zagadkową cechą jest ich okruszczowanie siarczkowymi minerałami cynku, ołowiu i żelaza. Jeżeli dolomity ulegną procesom wietrzenia, ich barwa zmienia się na żółtoszarą lub brunatnoczerwoną w związku z wysoką zawartością utlenionych związków żelaza i manganu – stąd nazywane są dolomitami czerwonymi. Silnie spękane dolomity czerwone wykazują wysoki stopień zmineralizowania tlenkowymi związkami cynku, ołowiu i żelaza, a więc zawierają rudy utlenione (tzw. galmany), czyli wtórne w stosunku do rud siarczkowych.

Utworki wapienia muszlowego środkowego są osadami rozległego morza śródlądowego, ulegającego stopniowemu spłycaaniu (Gruszczuk 1956). W wapieniu muszlowym środkowym zostaje przerwane połączenie z Oceanem Tetydy, co udowadnia stopniowe zanikanie fauny alpejskiej w utworach, aż w końcu jej całkowity brak. Warstwy diploporowe, reprezentujące wapień muszlowy środkowy, w niecce bytomskiej wykazują miąższość około 30 m. Jak zostało wcześniej wspomniane, proces dolomityzacji objął również warstwy diploporowe, dlatego niekiedy bardzo trudno jest odróżnić je od niżej położonych warstw wapienia muszlowego dolnego. Najważniejszą skamieniałością przewodnią jest glon *Diplopora annulata*, a poza tym licznie występują szczątki liliowców.

Ponieważ połączenie między morzem epikontynentalnym a alpejskim zostało całkowicie przerwane, pozostało jedynie wysychające morze śródlądowe. W takich warunkach powstawały osady wapienia muszlowego górnego. W ujęciu całego obszaru złożowego, wapień muszlowy górny dzieli się na: warstwy tarnowickie (najstarsze), warstwy wilkowickie – znane tylko z okolic Tarnowskich Gór i Miotka (Ekiert, Gałkiewicz 1960), i warstwy boruszowickie (najmłodsze). W niecce bytomskiej wapień muszlowy górny jest reprezentowany tylko przez ogniwo najniższe, czyli przez warstwy tarnowickie, o miąższości do 20 cm. Jasno zabarwione, płytowe dolomity margliste i margle dolomityczne tych warstw występują w postaci płytów, które są efektem późniejszej działalności erozyjnej. Płaty w części zachodniej i środkowej mają znacznie większe rozmiary niż w partii wschodniej. Utworki lądowe klimatu suchego (kajper) nie występują w omawianej synklinie.

Utworki jurajskie, najprawdopodobniej liasowe, nie mają większego znaczenia w budowie geologicznej niecki. Ich miąższość wynosi maksymalnie kilka metrów. Głównie są to osady lądowe, tj. gliny, ily i piaskowce wypełniające zgłębienia krasowe w triasowych wapieniach i dolomitach. Zdarza się, że występują w nich ubogie złoża rud żelaza. W okresie jurajskim występowały procesy erozyjne.

Trzeciorzęd reprezentowany jest przez różnej miąższości (0–40 m) jasnoszare, niebieskoszare i czerwone ily, wykazujące ślady substancji węglistych. W paleogenie zaznaczyła się silna erozja, której ślady widoczne są obecnie jako głębokie wymycia. Aktywność erozji, była na tyle duża, że dotarła ona do warstw gogolińskich i spągowych części dolomitów kruszonośnych.

Osady plejstocenu i holocenu pokrywają cały obszar złożowy, a niecka bytomska nie stanowi wyjątku. Zmienna miąższość najmłodszych osadów dochodzi w synklinie nawet do 60 m. Maskują one nieregularną morfologię starszego podłoża i łagodzą efekty erozji trzeciorzędowej. W plejstocenie miały miejsce dwa zlodowacenia, co w zapisie geologicznym odzwierciedlają osady fluwioglacjalne, utworki moreny dennej wieku Mindel oraz utworki międzymorenowe i moreny dennej wieku Riss. Erozja holocenińska nie jest tak silna jak trzeciorzędowa, a jej działalność ogranicza się tylko do utworów plejstocenijskich.

2.3. Tektonika

Na złożowym obszarze śląsko-krakowskim, a zatem również w niecce bytomskiej, mamy do czynienia z urozmaiconą i zarazem skomplikowaną tektoniką, gdyż pojawiają się zarówno struktury fałdowe jak i dysjunktywne. Pomimo iż problematycznym zagadnieniem jest wiek tych zjawisk, to wiadomo, że procesy geotektoniczne miały miejsce już przed triasem. Orogeniza hercyńska odegrała istotną rolę w utworzeniu podłoża przyszłego, mezozoicznego zbiornika sedymentacyjnego. Być może, część obecnych struktur to tylko odnowienie przez młodsze orogenezy tych powstałych podczas ruchów hercyńskich.

Tektonika fałdowa obszaru bytomskiego zaznacza się jako pofałdowane w siodła i łęki warstwy triasu. Dzięki strukturom fałdowym na obszarze złożowym wydzielono liczne niecki, z których największą jest niecka bytomska. Niecka ta, o długości około 30 km, szerokości 2–9 km i głębokości 200 m, jest strukturą synklinalną, przebiegającą z kierunku WNW na ESE, a następnie, w części wschodniej, skręcającą na południowy wschód. W kierunku wschodnim jej przedłużeniem jest niewielkich rozmiarów niecka długoszyńska, przechodząca dalej w większą nieckę balińską (wilkoszyńską). W omawianym przypadku synklina ma budowę asymetryczną, tzn. oś podłużna znajduje się bliżej skrzydła północnego. W związku z obecną asymetrią, kąty zapadania skrzydła północnego i skrzydła południowego są różne. W skrzydle północnym kąt zapadania jest większy i wynosi około 8°, a maksymalnie nawet około 20°. W łagodniejszym skrzydle południowym wielkości te zwykle nie przekraczają 3°.

Tektonika dysjunktywna zawdzięcza najprawdopodobniej swoje powstanie orogenezie alpejskiej. Powstałe wówczas uskoki charakteryzują się trzema kierunkami rozciągłości. Dominującym kierunkiem linii uskokowych jest SW-NE lub WSW-ENE, natomiast podrzędnie występują uskoki o przebiegu zbliżonym do N-S i WNW-ESE. Wiele uskoków zostało rozpoznanych podczas robót górniczych w kopalniach kruszców. Zazwyczaj strome płaszczyny uskokowe (70°–85°) tną lub obcinają skały triasowe. Struktury uskokowe, obniżając schodowo triasowe warstwy skalne, tworzą rowy tektoniczne, zanotowane m.in. w dawnych kopalniach Marchlewski, Waryński czy Orzeł Biały. Na podstawie dokładniejszych badań i obserwacji uskoków stwierdzono, że popularnie pojawiają się w nich wąskie szczeliny uskokowe wypełnione przez utwory ilaste, gliniaste oraz przez drobny druzgot skał bocznych. Poza tym zauważono, szczególnie w rowach tektonicznych w sąsiedztwie uskoków, na kontakcie dolomitów kruszczośnych i wapieni, obecność progów, lejów, worów, kieszeni oraz innych nieregularnych form krasowych. Dość często zdarza się też, że uskokom głównym towarzyszą uskoki schodowe niższej rangi i mamy do czynienia z dość szerokimi (do kilkudziesięciu metrów) strefami zdyslokowanymi.

Ważnym zjawiskiem są jurajskie, trzeciorzędowe i plejstoceno-holoceno wymycia erozyjne. Głębokość tych starszych przekracza 30 m. Wydarzenia te zostały omówione w części opisującej stratyografię synkliny.

Temat tektoniki został opracowany na podstawie dwóch prac. Pierwszą z nich jest artykuł F. Ekierta i T. Gałkiewicza (1960), który omawia zagadnienie w ujęciu całego rejonu złożowego, tym samym nadając tło interesującemu nas obszarowi. Drugą pozycją jest praca W. Piwowarskiego i J. Żeglickiego (1977), która uszczegóławia problem, gdyż ogranicza się do opisu niecki bytomskiej.

2.4. Hydrogeologia

Poziomy wodonośne niecki bytomskiej występują w następujących utworach:

- plejstoceńsko-holocenijskich;
- triasowych:
 - w dolomicie kruszczośnym,
 - retu,
 - w piaskowcu pstrym dolnym i środkowym;
- karbonu produktywnego.

Poziom wodonośny karbonu produktywnego powstał w serii utworów składających się z piaskowców, łupków oraz pokładów węgla kamiennego. Został w dużej części osuszony podczas działalności górniczej. Jest zróżnicowany i charakteryzuje się małymi wydajnościami. W najstarszym triasie poziom wodonośny na skutek eksploatacji węgla kamiennego uległ osuszeniu, jednak w przeszłości był zasobny w wodę. Wody retu nadają się do eksploatacji jako wody pitne. Znajdują się pod ciśnieniem i zaliczane są do wód naporowych. Poziom wapienia muszlowego dolnego przypisuje się dolomitom kruszczośnym. Ze względu na spękania i porowatość tworzą dogodne warunki do gromadzenia i migracji wód szczelinowych. W najmłodszych utworach wody nie mają stałego i ciągłego poziomu. W luźnych skałach dochodzi do powstawania zawieszonych poziomów o zwierciadle swobodnym (Piwowski, Żeglicki 1977).

2.5. Okruszcowanie i jego formy

W. Piwowski i J. Żeglicki (1978) w artykule na temat mineralizacji w niecce bytomskiej scharakteryzowali skład rud cynkowo-olowiowych oraz przedstawili najbardziej typowe formy ich występowania. Najistotniejsze i najciekawsze fakty z tej pracy zostały przedstawione poniżej. Natomiast sposób występowania rud żelaza został zaprezentowany na podstawie pracy A. Białaczewskiego (1960).

Śledząc stratyografię niecki bytomskiej, warto dokładniej przeanalizować wapień muszlowy środkowy, a dokładniej jego górną partię, czyli dolomit kruszczośny. To w tej części najobficiej występują złoża rud żelaza, cynku i ołowiu. Jak wcześniej zostało wspomniane proces dolomityzacji objął także sąsiednie utwory dolomitów kruszczośnych, dlatego okruszcowanie rudami ma miejsce również w warstwach gogolińskich górnych (w wapieniu falistym III) oraz w warstwach dipoporowych. „Obok procesów sedymentacyjnych ważne znaczenie dla formowania się złóż rud na terenie Górnego Śląska miały procesy wietrzeniowe. Rozgrywać się one mogły przez długi czas od jury do trzeciorzędu, kiedy to Wyżyna Śląska (poza jej brzeżnymi odcinkami) była stale lądem. Przyczyniły się one do dzisiejszego ukształtowania złóż cynku i ołowiu oraz doprowadziły do przemieszczenia i koncentracji związków żelaza (...)” (Krajewski 1960).

Rudy żelaza Górnego Śląska mają przeważnie charakter wietrzeniowy, czyli są to rudy limonitowe (żelaziak brunatny) (Krajewski 1960). Występują one w skałach ilastych, piaszczystych i utworach krasowych, tworząc nieregularne formy (gniazda, soczewki) o różnej wielkości. A. Białaczewski (1960) wśród rud limonitowych wydzielił trzy odmiany. Pierwszy typ, najczęściej spotykany, to limonit ziemisty zabarwiony na żółto lub brunatno. Tworzy go mieszanina ilu i pyłu limonitowego; jest więc miękki, a w stanie suchym rozsypuje się.

Zawiera 27–45% żelaza i do 3% cynku. Znacznie rzadszym typem jest limonit zbity, zawierający do 54% żelaza. Trzecią, najrzadszą odmianą jest ruda bobowa, czyli konkrecyjne skupienia limonitu o średnicy 0,5–3 cm. Zawiera do 59% żelaza. Limonity występujące w dolomicie kruszczośnym wykazują stopniowe przejście do skały otaczającej. Skały płonne w sąsiedztwie z rudami tego typu mają zabarwienie żółtawe lub brunatne i podwyższoną zawartość żelaza (6–27%).

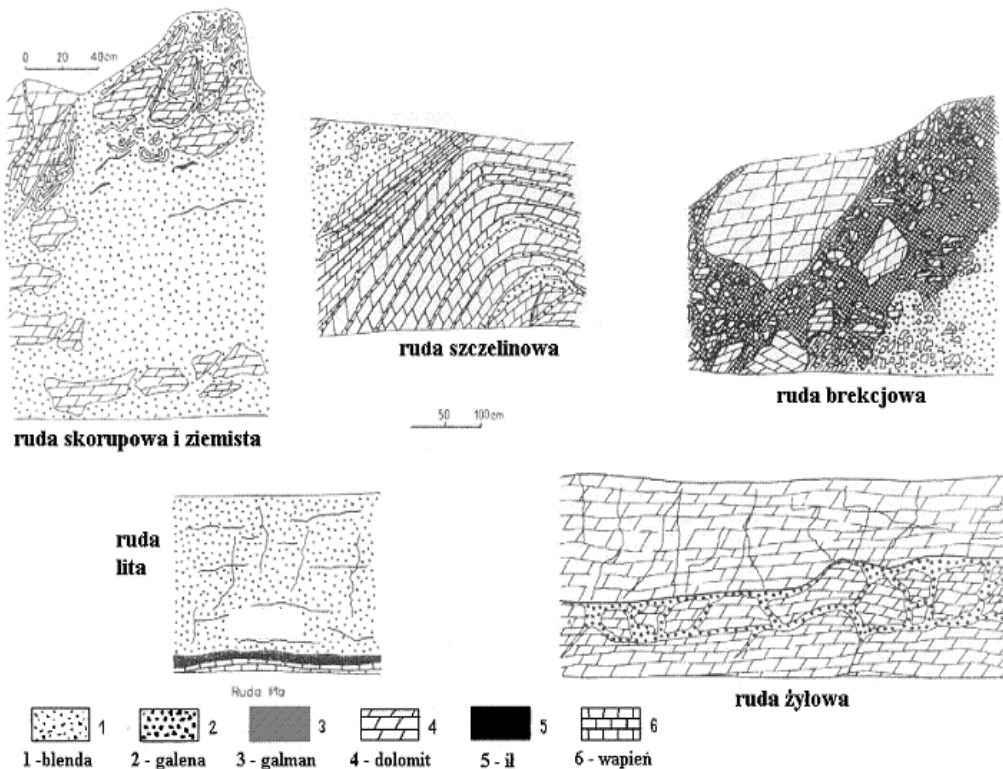
Wyróżniamy dwie odmiany rud cynku i ołowiu: rudę siarczkową (tzw. blendową) i rudę utlenioną (tzw. galmanową), która jest wtórna w stosunku do pierwszej. Oba typy były do niedawna eksploatowane. Ruda siarczkowa jest mieszaniną pierwotnych minerałów cynku, ołowiu i żelaza. W jej skład wchodzi: sfaleryt, wurcyt, markasyt, piryty, piryty mielnikowitowy oraz bardzo sporadycznie jordanit, grotonit i dufrenoisyt, a także pospolite minerały skałotwórcze – dolomit, kalcyt, kwarc i gips. Ruda utleniona, powstała przez utlenienie pierwotnych rud siarczkowych, złożona jest ze smitsonitu, hemimorfitu, hydrocynkitu, cerusytu, getytu oraz z nieutlenionych reliktyw minerałów siarczkowych i mineralnych składników skał dolomitycznych. Istnieje też wiele form przejściowych. Dla odróżnienia jednego typu rud od drugiego umownie ustalono, iż jeżeli zawartość metalu związanego z siarką przewyższa 65% mamy do czynienia z rudą siarczkową, jeżeli zawartość ta nie przekracza ustalonej granicy, jest to ruda utleniona.

Rudy cynku i ołowiu występują na głębokości od kilkunastu do około 90 m, czyli w całym profilu pionowym dolomitów kruszczośnych (najczęściej pojawiają się na głębokości 50–60 m). Najniższa część dolomitów kruszczośnych to strefa cynkowa, wyżej występuje strefa cynkowo-ołowiowa, a stropowe partie zajmuje strefa ołowiowa. Najmocniej okruszczowane są przyspągowe partie dolomitu kruszczośnego. Ruda blendowa leży na większych głębokościach niż ruda galmanowa, „(...) z reguły na kontakcie dolomitu kruszczośnego i wapieni gogolińskich, występując bezpośrednio na (...) ile wiotriolowym” (Piwowarski, Żeglicki 1977). Czasami bywa tak, że ruda blendowa pojawia się ponad wspomnianym kontaktem. Wówczas przestrzeń między spągami a skałą okruszczoną zajmuje dolomit szary, który wykazuje cechy pośrednie między dolomitem i wapieniem.

Kolejnym uogólnieniem jest to, że w części zachodniej niecki przeważają rudy siarczkowe, w części środkowej występuje mniej więcej równowaga rud siarczkowych i rud utlenionych, a część wschodnia zdominowana jest przez galmany. Kształty ciał rudnych to zazwyczaj soczewki, płaskury, gniazda, ławice, żyły, pseudopokłady, itp. Najbardziej regularne formy występują w środkowej części synkliny. W kierunku wschodnim wzrasta ilość pokładów rudnych, jednak ich wielkość i zasobność maleje. Rudy utlenione w porównaniu do siarczkowych są bardziej nieregularne. Rudy siarczkowe mają raczej ostre zarysy granic w skałe otaczającej, natomiast okonturowanie galmanów jest zazwyczaj rozmyte i niewyraźne. Rozmyte kontury są spowodowane podobieństwem, a czasami identycznością barw i zbliżonym wykształceniem teksturalnym, między rudami utlenionymi a skałami płonnymi. W związku z tym znacznie łatwiej obserwować okonturowanie, sposób występowania czy kształty rud siarczkowych, które dość mocno odznaczają się na tle dolomitów, wapieni i ilów wiotriolowych. Wyróżniono kilka odmian makroteksturalnych rud siarczkowych:

- ruda ziemista – zmiennoziarnista asocjacja siarczków cynku, ołowiu i żelaza, występujących w różnych proporcjach (rys. 2.1);
- ruda szczelinowa – cienkie, bo kilkucentymetrowe, warstwy koloidalnej lub krystalicznej blendy cynkowej, która, jak nazwa wskazuje, wypełnia szczeliny w dolomitach (rys. 2.1);

- ruda skorupowa – liczne skorupy minerałów siarczkowych (przede wszystkim blendy cynkowej, galeny i markasytu), występujące samodzielnie albo jako narosty na okrucach dolomitów. Występują w obrębie blendy ziemistej lub w materiale ilastym (rys. 2.1; jak widać na ilustracji, ruda skorupowa jest obecna w strefie rozluźnienia dolomitu);
- ruda lita – masywne, zwarte i grube warstwy blendy koloidalnej i krystalicznej (rys. 2.1);
- ruda brekcjowa – związana jest ze strefami rozluźnień i strzasków dolomitu, często na obszarach przyuskokowych (kruszcowa treść mineralna, bardzo często z kalcylem, cementuje okrucy dolomitów oraz minerałów rudnych wcześniejszych faz mineralizacji, przeważnie fragmenty blendy cynkowej; dla tego typu popularna jest obecność palczastych nacieków markasytowych; rys. 2.1);
- ruda impregnacyjna (rozproszona) – minerały siarczkowe rozproszone są w dolomicie, jednak obecność kruszców nie jest widoczna makroskopowo i może być jedynie potwierdzona przez badania mikroskopowe;
- ruda żyłowa – wypełnienia szczelin (w niecce bytomskiej ten rodzaj znany jest z rejonu kopalni Marchlewski, gdzie nagromadzenia galeny wypełniają szczeliny ciosowe i międzywarstwowe; rys. 2.1).



Rys. 2.1. Przykładowe odmiany makroteksturalne rud cynku i ołowiu (Piwowski, Żegliński 1977)

Fig. 2.1. Exemplary macro-texture forms of zinc and lead ore (Piwowski, Żegliński 1977)

W rudach utlenionych również można wyróżnić kilka typów makroteksturalnych:

- miękka ruda o konsystencji ziemisto gliniastej z okruchami dolomitów czerwonych;
- spieczone, okruchy galmanu;
- ruda zwięzła i twarda, tworząca warstwy (jej tekstura przypomina teksturę dolomityczną).

3. Geneza kruszców

Sposób powstania galmanów jest wyjaśniony i nie budzi większych wątpliwości, ale geneza złóż siarczkowych jest niezwykle dyskusyjnym i burzliwym tematem, poruszonym od dawna zarówno przez naukowców polskich, jak i zagranicznych. Liczne poglądy i zasobność literatury dotyczącej tego zagadnienia uniemożliwiają omówienie wszystkich koncepcji, dlatego tutaj zostaną zaprezentowane tylko główne teorie. Przy okazji omawiania genezy złóż warto prześledzić genezę skał, w których te kruszce występują, czyli dolomitów kruszczośnych.

A oto dwie główne teorie, mające swych zagorzałych przeciwników i sprzymierzeńców:

- teoria mówiąca o endogenicznym pochodzeniu – hydrotermalna,
- teoria mówiąca o egzogenicznym pochodzeniu – osadowa lub infiltracyjna.

Koncepcja hydrotermalna i infiltracyjna przyjmują epigenetyczne pochodzenie złóż, a koncepcja osadowa potwierdza syngenetyczne okruszcowanie (Ekiert, Gałkiewicz 1960).

Z dużym uogólnieniem można przyjąć, że zwolennicy teorii osadowej uważali, iż interesujące nas utwory powstawały w warunkach spływającego się morza. Przyjmują, że osady zachodniej części znajdowały się dalej od linii brzegowej, natomiast osady wschodniej części były bezpośrednio związane z facją przybrzeżną. Tłumaczy to występowanie obok siebie facji wapiennej (głębszej) i przybrzeżnej dolomitowej. Ponieważ morze, począwszy od warstw golińskich górnych, miało tendencję spływania, w okresie tworzenia się warstw gorażdańskich, terebratulowych i karchowickich następowało przesunięcie facji dolomitycznej ku zachodowi, w okolice Bytomia i Tarnowskich Gór. Znaczne wysunięcie facji dolomitycznej zanotowano w warstwach diploporowych, gdyż wówczas spłylenie było bardzo wyraźne (Ekiert, Gałkiewicz 1960).

Jednym z największych zwolenników koncepcji osadowej był H. Gruszczyk (1956, 1957), opowiadający się za endogenicznym pochodzeniem dolomitów kruszczośnych i mineralizacji. Polemizując z przeciwną teorią podkreślał, że zwolennicy wtórnej natury dolomitów najczęściej przytaczają argument mówiący o braku fauny tych utworach, która miała zanikać w wyniku procesu dolomityzacji. H. Gruszczyk chcąc udowodnić swoją rację twierdzi, iż nieobecność fauny można wytłumaczyć tym, że miejsca tworzenia się dolomitów nie wpływają korzystnie na rozwój organizmów. W kierunku zachodnim, w strefie wapienno-dolomitycznej ilość fauny wzrasta, a w rejonie jeszcze bardziej odległym od facji dolomitowej, ku zachodowi obecność fauny jest bogata pod względem ilości, jak i jakości. Przykładem takich utworów obfitujących w skamieniałości, położonych na zachód od dolomitów kruszczośnych są warstwy terebratulowe, składające się ze zlepów terebratulowych. Poza tym niekorzystny wpływ na rozwój triasowych organizmów miała podwyższona zawartość cynku i ołowiu. Innym faktem, argumentującym osadowe pochodzenie omawianych utworów, jest obecność sedimentacyjnego, a nie chemicznego charakteru kontaktu między wapieniami a dolomitami. Zwolennikom syngenetycznej koncepcji nie umknęło też to, że kryształy dolomitu występują w niezmienionej, charakterystycznej formie dla ich postaci krystalograficznej, a otaczający je

kalcyt nie wykazuje oznak zniszczenia, co sugeruje brak procesów wtórnych (Ekiert 1957). Wraz z tworzeniem się dolomitów kruszczośnych powstawały rudy siarczkowe. Dochodziło do wtrącania siarczków cynku i ołowiu z wody morskiej. Szczególnie dogodnym miejscem były strefy przejściowe między wapieniami a dolomitami, gdzie z powodu zmian pH środowiska tworzyły się pułapki dla metali ciężkich (Gruszczuk 1957). Jak zostało już wspomniane, ze względu ma ogromne zainteresowanie tematem nawet wśród zwolenników tej samej koncepcji istniały poróżnienia co do wytłumaczenia genezy.

Teoria infiltracyjna wyjaśniająca powstanie złóż zakłada, że metale pierwotnie były porozrzucane w postaci węglanów lub siarczków, a dopiero później zostały wtórnie skoncentrowane. Koncentracji miały sprzyjać procesy wietrzenia i krasowienia (Ekiert, Gałkiewicz 1960). Owe poglądy miały najmniej sprzymierzeńców i uważane były jako najbardziej wątpliwe.

Do omówienia teorii hydrotermalnej zostaną przedstawione poglądy T. Gałkiewicza (1957). Według niego dolomity kruszczośne powstały z wapieni w wyniku dostarczenia magnezu ze zbiornika morskiego. T. Gałkiewicz (1957) w jednym ze swoich artykułów podaje argument dość trudny do zakwestionowania przez zwolenników osadowej genezy. Na podstawie określenia absolutnego wieku złóż przy użyciu analizy izotopowej ołowiu ustalono, że ołów powstał w alpejskiej epoce metalogenicznej. Dowodzi to, że ołów nie mógł powstać na drodze osadowej, gdyż wtedy musiałby odpowiadać co najmniej hercyńskiej epoce metalogenicznej. R. Krajewski (1957) uważa, że gdyby na omawianym obszarze występowały złoża osadowe widoczna byłaby ciągłość i równomierność mineralizacji w warstwie, fluidalność, warstwowanie, itp., a żadna z wymienionych cech nie występuje. „Głównym argumentem przemawiającym za hydrotermalnym pochodzeniem złóż jest pionowy zasięg mineralizacji od dewonu po jurę górną włącznie, związek okruszczowania ze strukturami dysjunktywnymi, pionowa strefowość okruszczowania oraz aureole wokół ciał rudnych”. (Ekiert 1957).

Ciekawym pomysłem w celu wyjaśnienia nurtującego zagadnienia było połączenie teorii osadowej i hydrotermalnej, zaproponowanej przez A. Benniego, a rozwiniętej przez F. Ekierta (Ekiert, Gałkiewicz 1960). W myśl tej koncepcji do morza triasowego dostawały się okruszczowane roztwory hydrotermalne, pochodzące z głęboko (około 15 km) leżącej magmy, dlatego osady triasowe były wzbogacone w cynk i ołów. W tym samym czasie tworzyły się dolomity kruszczośne i złoża cynkowo-ołowiowe.

Ze względu na pochodzenie rudy żelaza zostały podzielone na trzy typy (Białaczewski 1960). Twórcą tego podziału jest A. Drath, który jako pierwszy, w latach międzywojennych, go opublikował. Pierwszy wyróżniony typ to złoża czapy żelaznej powstające na wychodniach rud siarczków cynku i ołowiu, które zawierają piryt i markasyt. Złoża te rozciągają się dwoma równoleżnikowymi pasami (północnym i południowym) wzdłuż wychodni rud cynkowo-ołowiowych niecki bytomskiej. Złoża pochodzenia eluwialno-autochtonicznego powstały w wyniku wietrzenia dolomitu kruszczośnego, a związki żelaza były gromadzone w szczelinach dolomitu. Strefą tych złóż jest kontakt wapienia falistego z dolomitami kruszczośnymi. Czasami zdarzało się, że działalność procesów wietrzenia była na tyle silna, iż dolomity kruszczośne zostały całkowicie zniszczone. W takich sytuacjach produkty wietrzenia osadzone są bezpośrednio na wapieniu falistym. Odmiennie procesy funkcjonowały w złożach eluwialno-allochtonicznych. W tym przypadku związki żelaza zostały przyniesione z oddalonego obszaru, a następnie osadzone jako gniazda lub pokłady. Tym samym żelazo nie leży bezpośrednio na wapieniu falistym, lecz oddzielone jest od niego ilami i piaskami.

4. Zagrożenie powierzchni terenu wystąpieniem zapadlisk

4.1. Rodzaje deformacji nieciągłych na terenach górniczych i pogórnich GZW

Prowadzenie eksploatacji złóż zawsze prowadzi do powstawania różnego rodzaju deformacji, które najpierw dotyczą samego górotworu, a w drugiej kolejności ujawniają się na powierzchni terenu (Chudek 2002). Zainteresowanie tym tematem szczególnie wzrosło, gdy deformacje stawały się przyczyną coraz częstszych i poważniejszych zagrożeń dla obiektów powierzchniowych oraz mieszkańców na terenach górniczych i pogórnich GZW. Wyróżnia się dwa rodzaje deformacji: ciągłe i nieciągłe (Chudek, Olszowski 1977; Chudek 2002). Deformacje ciągłe na powierzchni terenu uzewnętrzniają się jako niecki osiadania, których warstwy nie uwidaczniają makroskopowo utraty ciągłości na skutek przekształceń geomechanicznych skorupy ziemskiej. Drugi wyróżniony typ, czyli deformacje nieciągłe, różni się od pierwszego tym, że w wyniku przekształceń geomechanicznych dochodzi do przerwania ciągłości pierwotnej płaszczyzny ziemi. Deformacje nieciągłe, w przeciwieństwie do ciągłych, powstają bardzo szybko, tzn. w ciągu kilku dni, godzin, a niekiedy nawet minut, niszcząc przeważnie całkowicie powierzchnię terenu. Jednak zazwyczaj ograniczają się one do niewielkiego obszaru. Oprócz wyżej wymienionych cech charakterystycznych należy dodać, że tego typu deformacje pojawiają się w różnym czasie od momentu wystąpienia ich przyczyny, czyli powstania pustki w górotworze. Deformacje nieciągłe występują m.in. w postaci zapadlisk o kształcie lejów, kominów, szczelin, czy też rowów. Ze względu na dużą ich różnorodność oraz zagrożenie, jakie stanowią, zostaną tutaj rozpatrzone z nieco większą uwagą.

Deformacje nieciągłe zostały uporządkowane według kilku klasyfikacji (Chudek 2002; Popiołek, Pilecki 2005). Pierwsza z klasyfikacji – przyczynowa – wyróżnia deformacje antropogeniczne i naturalne. Deformacje antropogeniczne związane są z zamierzoną lub niezamierzoną działalnością człowieka, a w szczególności z powierzchniowymi i podziemnymi robotami górniczymi. Deformacje naturalne wywołane są siłami przyrody, bez udziału człowieka, a więc spowodowane zjawiskami krasowymi, erozyjnymi, ruchami tektonicznymi oraz osuwiskowymi.

Kolejnym podziałem deformacji nieciągłych jest klasyfikacja rodzajowa, w której podstawowym kryterium jest kształt deformacji. Na tej podstawie wyróżniono dwa rodzaje deformacji nieciągłych: powierzchniowe i liniowe. Deformacje powierzchniowe to takie, które pojawiają się na określonej powierzchni terenu, mają kontur zamknięty i powodują przekształcenie tej powierzchni. W deformacjach liniowych, dzielących powierzchnię terenu na części, dominuje jeden wymiar (długość deformacji). Wśród deformacji nieciągłych typu powierzchniowego wyróżnia się zapadliska, osuwiska i wypiętrzenia terenu (fałdy). Zapadliska są formami powstałymi w wyniku zapadnięcia się powierzchni terenu w głąb górotworu. Osuwiska powstają przez przemieszczenie się części powierzchniowych gruntu po płaszczyznach nachylonych. Są to różnego rodzaju spływy, zsuwy oraz obrywy warstw przypowierzchniowych. Z wypiętrzeniem terenu mamy do czynienia, gdy warstwy przypowierzchniowe przemieszczane są niezgodnie z działaniem siły ciężkości, a więc ku górze.

Na terenach górniczych najczęściej występującymi formami są zapadliska, które ze względu na geometrię przekroju pionowego mogą występować w różnych odmianach.

Dość często występującą formą jest lej stożkowy (rys. 4.1), powstający gdy pustka w skałach zwięzłych zostaje połączona, przez otwór o kształcie zbliżonym do koła, z materiałem nadkładu, który jest sypki i przeważnie odwodniony. Wówczas utwory nadkładu wysypują się do pustki tworząc lej. Deformacja ta charakteryzuje się obecnością pochyłych ścian. Znane są leje pełne, ścięte, czy też z otworem cylindrycznym – stożkowo-cylindryczny (rys. 4.1). Jednak nie zawsze nadkład składa się z suchych piasków, a otwór łączący pustkę z nadkładem ma kształt kolisty. W przypadku gdy nadkład stanowią piaski zawadnione powstaje lej cylindryczno-stożkowy ze stromymi (prawie pionowymi) ścianami przy powierzchni ziemi i pochylonymi, jak w leju stożkowym, w niższej części (rys. 4.1). Lej cylindryczno-stożkowy pod względem kształtu jest odwróceniem leja stożkowo-cylindrycznego, który w górnej części wykazuje pochyłe ściany, a w dolnej zbliżone do pionowych. Jeżeli w nadkładzie pojawiają się gliny zapiaszczone lub materiał wykazujący podobne cechy, powstające zapadlisko może mieć w pierwszym etapie kształt cylindryczny, a z czasem, m.in. pod wpływem wody opadowej, zmienić postać na lej stożkowy.

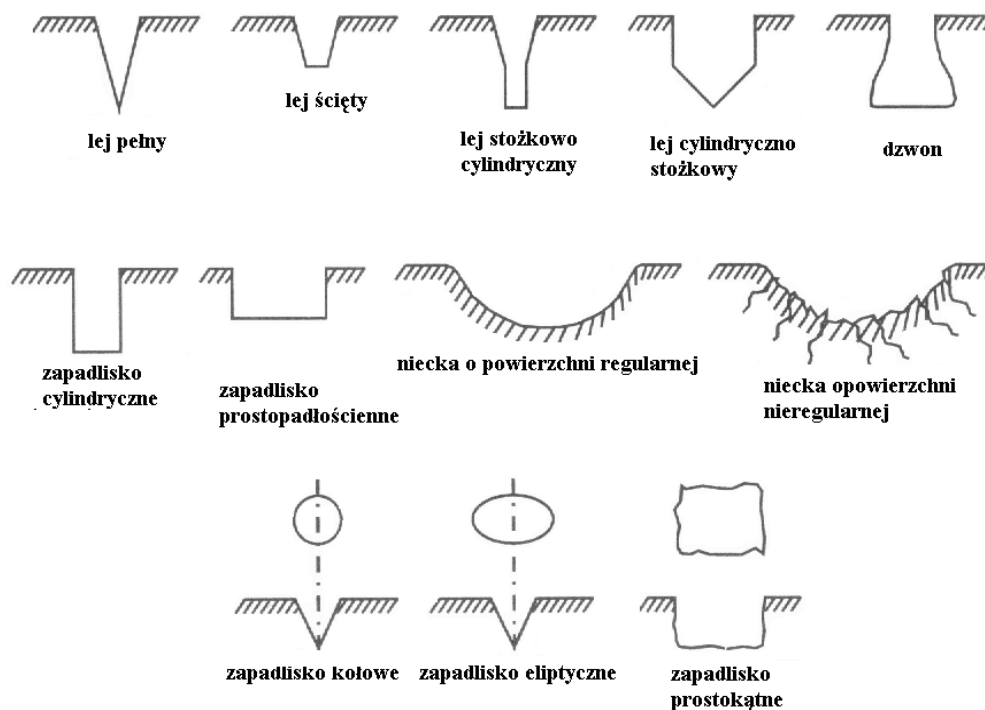
Rzadszą odmianą zapadliska jest dzwon (rys. 4.1) pojawiający się, gdy w górotworze powstaje pustka o dużych rozmiarach, a ilość utworów nadkładu jest za mała, aby tę pustkę wypełnić. Ściany takiej deformacji są strome (pionowe) w części przypowierzchniowej i pochyłe w części dolnej, rozszerzając się ku dołowi.

Jeżeli kształt otworu między nadkładem w pustką górotworu ma kształt nieregularny wówczas powstają rowy zapadliskowe, które podobnie jak leje stożkowe mają pochyłe ściany, ale ich kształt jest wydłużony.

Poza tym wśród typów zapadlisk należy wspomnieć o zapadliskach nieregularnych – deformacjach o pionowych ścianach we wszystkich częściach, z różnej wielkości nieregularnościami. W przekroju poprzecznym mogą mieć kształt cylindra – mówimy wówczas o kominach (zapadliskach cylindrycznych) – lub kształt prostopadłościanu – są to zapadliska prostopadłościenne (rys. 4.1). Są one rzadsze od wcześniej wymienionych form zapadliskowych. Pośrednimi formami między zapadliskami regularnymi w postaci niecek osiadań a deformacjami nieciągłymi są niecki osiadań o profilu nieciągłym i nieregularnym (rys. 4.1). Niecki te są płaskimi obniżeniami terenu, w obrębie których popularnie występują liczne deformacje nieciągłe typu liniowego: szczeliny, progi, pęknięcia itp.

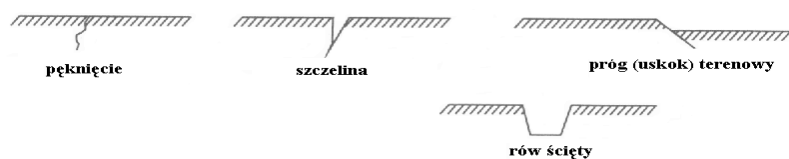
Ze względu na geometrię przekroju poziomego na powierzchni terenu zapadliska dzielimy na kołowe, eliptyczne i prostokątne (rys. 4.1).

Wśród deformacji nieciągłych typu liniowego wyróżnione zostały pęknięcia, szczeliny, progi i rowy (rys. 4.2). Pęknięcia są przerwaniem ciągłości powierzchni terenu w wielkości nie większej niż 1 cm, przy czym przemieszczenie występuje tylko w poziomie, a nie w pionie. W przypadku szczelin również mamy do czynienia z przemieszczeniem tylko poziomym, ale jego rozstęp jest większy niż 1 cm. Progi, nazywane uskokami lub stopniami, występują w przypadku przemieszczenia pionowego ścian szczeliny. Natomiast większe szczeliny wyróżniane są jako rowy, które w odróżnieniu od form powierzchniowych prostokątnych wyróżniają się dominującym wymiarem długości, a nie szerokości.



Rys. 4.1. Rodzaje deformacji nieciągłych typu powierzchniowego ze względu na geometrię w przekroju pionowym i przekroju poziomym (Popiołek, Pilecki 2005; na podstawie pracy Chudka 2002)

Fig. 4.1. The forms of discontinuous deformations of surface type according to geometry in vertical and horizontal cross-section (Popiołek, Pilecki 2005; on a basis of Chudek 2002)



Rys. 4.2. Rodzaje deformacji nieciągłych typu liniowego (Popiołek, Pilecki 2005; na podstawie pracy Chudka 2002)

Fig. 4.2. The forms of discontinuous deformations of linear type (Popiołek, Pilecki 2005; on a basis of Chudek 2002)

Deformacje nieciągłe typu powierzchniowego są głównie pochodzenia antropogenicznego, a więc przyczyną ich powstania są roboty górnicze i ich skutki są wtórne. W przypadku deformacji nieciągłych typu liniowego pochodzenie antropogeniczne nie odgrywa aż tak dużej roli. Najważniejszym uwarunkowaniem do ich powstania są sprzyjające warunki geologiczne.

Ostatnim wyróżnianym typem klasyfikacji deformacji nieciągłych jest tzw. klasyfikacja wielkościowa stosowana zarówno do deformacji typu powierzchniowego, jaki i liniowego. Oba typy można podzielić na cztery klasy wielkości: małe (Nm), średnie (Nś), duże (Nd) i bardzo duże (Nbd). W omawianej klasyfikacji bardzo ważny jest wpływ wielkości deformacji na stopień zagrożenia dla obiektów budowlanych na powierzchni. W celu zaliczenia deformacji typu powierzchniowego do danej klasy uwzględnia się maksymalny wymiar liniowy rzutu poziomego deformacji, z kolei w deformacjach typu liniowego najważniejsza jest szerokość szczeliny i wysokość progu terenowego

4.2. Przyczyny i sposób powstawania zapadlisk

Zapadliska są dominującą formą deformacji nieciągłych na terenach górniczych, szczególnie na obszarach płytkiej eksploatacji. M. Chudek (2002) opracował i uszeregował przyczyny powstania zapadlisk dla Górnośląskiego Zagłębia Węglowego:

- eksploatacja z zawalem stropu płytko zalegających pokładów – 67,6% (udziału w ogólnej ilości)
- reaktywacja starych płytko zalegających zrobów pod wpływem różnych czynników – 13,3%;
- aktywizacja niezlikwidowanych szybów, szybików i biedaszybów – 4,9%;
- roboty górnicze w strefach zawodnionych uskoków – 1,6%;
- pożary w resztkach pokładów zalegających na małej głębokości – 8,2%;
- pokrywające się krawędzie eksploatacji w kilku pokładach – 3,7%;
- eksploatacja jednostronna w sąsiedztwie uskoków – 0,8%.

W górotworze podatnym na zapadliska wyróżnia się dwie strefy wpływające na charakter i wielkość deformacji: warstwy skał związanych górotworu zasadniczego (zdolne do przeniesienia naprężeń), w którym występują pustki oraz warstwy skał luźnych nadkładu (niezdolne do przeniesienia naprężeń) (Chudek 2002; Popiołek, Pilecki 2005).

Aby doszło do powstania zapadliska w górotworze musi istnieć pustka. W stropie takiej pustki pierwotnej, w wyniku naprężeń rozciągających, tworzy się strefa spękanych skał, gdzie materiał skalny ulega niszczeniu, następnie rozkruszeniu i opada na dno pustki pierwotnej tworząc strefę zawału tzw. zawalisko. W ten sposób strop pustki przemieszcza się ku powierzchni terenu, przy czym pustka zmniejsza swoją objętość. Tym samym pomiędzy zawaliskiem a stropem formułuje się pustka wtórna. Jeżeli miąższość górotworu zasadniczego jest odpowiednio duża, to pustka wtórna może ulec samopodsadzeniu i w takim przypadku na powierzchni terenu nie rozwiną się deformacje nieciągłe. W sytuacji, gdy miąższość górotworu zasadniczego jest niewystarczająca do samopodsadzenia pustki, są duże szanse na rozwinięcie się zapadliska na powierzchni terenu. Duży wpływ na rozwój deformacji ma aktywność wód powierzchniowych, głębinowych i opadowych (Chudek 2002; Popiołek, Pilecki 2005). Sam moment zawału skał nad pustką przebiega bardzo szybko, a jego pojawienie się jest trudne do przewidzenia, co jest dużym zagrożeniem dla użytkowników powierzchni terenu. Jednak procesy poprzedzające to zjawisko trwają od kilku godzin do kilkudziesięciu lat (i więcej) od chwili powstania pustki (Chudek 2002). Jak twierdzi M. Chudek (2002): „W praktyce

stwierdzono, że deformacje nieciągłe powierzchni ziemi mogą występować w terenach położonych w zasięgu wyrobisk wykonywanych do głębokości 120 m. Wyrobiska położone poniżej tej głębokości wywołują rzadko zapadliska na powierzchni terenu”.

4.3. Zagrożenie zapadliskowe powierzchni terenu w rejonie niecki bytomskiej

Historyczna eksploatacja złóż cynkowo-ołowiowych oraz żelaziaka brunatnego na terenie niecki bytomskiej przyczyniła się do poważnych, często katastrofalnych zagrożeń ze strony starych, nieczynnych szybów porudnych, które w przypadku braku lub niewłaściwej likwidacji mogą ulec reaktywacji, tworząc na powierzchni odkształcenia nieciągłe, głównie zapadliska (Moj 1980). Część starych szybów została zlikwidowana lub w jakimś stopniu sama uległa likwidacji, jednak znaczna liczba pozostająca ciągle w górotworze jest poważnym zagrożeniem dla budynków powierzchniowych i mieszkańców. Z powodu coraz intensywniejszej urbanizacji obszarów wcześniej niezagospodarowanych problem nabrał szczególnego znaczenia, gdyż nowo powstałe obiekty lokalizowano na terenach występowania starych wyrobisk szybowych. Często takie XIX-wieczne wyrobiska, będące pozostałością po starych kopalniach, są bardzo trudne do zlokalizowania na powierzchni, w związku z tym nowe obiekty mogą być nieświadomie umiejscawiane na niebezpiecznych terenach (Chudek, Olaszowski 1977). M. Chudek i W. Olaszowski (1977) wydzielają trzy grupy nieczynnych szybów ze względu na stopień ich likwidacji:

- Grupa I – szyby uznane za faktycznie zlikwidowane i niewymagające natychmiastowej profilaktyki. Przyjmuje się, że mogą one istnieć w danym stanie jeszcze przez pewien czas, a badania powinny dotyczyć sprawdzenia szczelności podsadzenia.
- Grupa II – szyby uznane za niegroźne, zasypane lub niezasypane. Ponieważ, w przeciwieństwie do grupy I, szyby te mają połączenia ze starymi wyrobiskami poziomymi lub eksploatacyjnymi, może wystąpić odnowienie ruchów. W przypadku, gdy zostaną stwierdzone pustki, szyby wymagają badań i odpowiedniej profilaktyki.
- Grupa III – wyrobiska szybowe będące zagrożeniem, czyli wymagające natychmiastowej likwidacji. Wyrobiska tego typu mają zazwyczaj połączenie z innymi i są stare lub bardzo stare.

Górotwór niecki bytomskiej związany jest z warstwami utworów karbońskich, triasowych i plejstoceno-holoceno. Z różnymi warstwami powiązane są różne typy złóż. W zależności od typu złoża, jakie udostępniał szyb wyrobiskowy, dzisiaj możemy spodziewać się zróżnicowanego zagrożenia ze strony tych szybów (Moj 1980). W przypadku żelaziaka brunatnego rudy występują przeważnie w utworach plejstoceno-holoceno lub na ich kontakcie ze zwietrzałymi dolomitami wychodni. W związku z tym, w takich luźnych i sypkich skałach, nie ma dogodnych warunków do przetrwania szybów przez dłuższy czas. Nawet jeśli nie zostaną zlikwidowane w odpowiedni sposób, to same w dość krótkim czasie ulegną samozniszczeniu. Tym samym uznaje się, iż wyrobiska po eksploatacji rud limonitowych nie stanowią poważnych zagrożeń.

Podobnie sytuacja przedstawia się dla szybów udostępniających galman. Jak zostało wcześniej wspomniane rudy utlenione w odróżnieniu od rud siarczkowych występowały znacznie płycej. Najczęściej ich lokalizacja była związana z wychodniami dolomitów kruszczo-nych, dlatego szyby wykonywane były głównie w utworach plejstoceno-holoceno, a jedynie dolne odcinki występowały w skałach triasowych. Podobnie jak w przypadku żelaziaków brunatnych, wyrobiska szybowe były drążone w warunkach geomechanicznych

niezapewniających długotrwałej stateczności i zazwyczaj bez zaplanowanej likwidacji ulegały samopodsadzaniu.

Większej uwagi wymagają szyby wydrążone w mniej zwietrzałych dolomitach i wapieniach triasowych. Oczywiście, są to przede wszystkim szyby służące w przeszłości do wydobywania rud najbardziej wartościowych, a więc siarczkowych. Triasowe skały tworzą bardzo dobre warunki dla długotrwałej stateczności wyrobisk. W takich warunkach zagrożenie jest duże, gdyż niezlikwidowane lub w inny sposób niezabezpieczone wyrobisko po nieznanym czasie może ulec zniszczeniu w wyniku procesów niszczenia skał, tworząc na powierzchni terenu zapadlisko dużych rozmiarów. Przebiegający samoczynnie proces może być niewątpliwie przyspieszony przez eksploatację niżej zalegających pokładów węgla kamiennego.

W latach powojennych stosowano głównie dwa sposoby likwidacji starych wyrobisk szybowych: z pozostawieniem niewypełnionej przestrzeni szybowej i z wypełnieniem przestrzeni szybowej (Chudek, Olszowski 1977).

W pierwszym przypadku pozostawiano wyrobisko niezabezpieczone lub zabezpieczano sam wylot przez jego ogrodzenie albo obmurowanie do pewnej wysokości nad powierzchnią terenu. Tego typu prace stosowano w przeszłości bardzo często. Innym sposobem likwidacji, było zasklepienie szybu przez wbudowanie płyty wspartej na obudowie wyrobiska w poziomie zrębu szybu lub poniżej, a następnie przysypanie górnego odcinka ziemią i gruzem.

W celu przeprowadzenia likwidacji wyrobiska z zastosowaniem sposobu z wypełnieniem przestrzeni szybowej stosowano rozstrzelanie obudowy, co powodowało zniszczenie. Przy podejmowaniu takiej działalności powszechnie dochodziło w wyrobisku do tworzenia się zamknięć na skutek gwałtownego przemieszczania się fragmentów obudowy, wyposażenia, itp., pozorujących jego likwidację. Popularne też było zasypywanie szybu przez ludność materiałem przypadkowym, czyli najłatwiej dostępnym w danych warunkach. Z czasem pod wpływem konsolidacji takiego materiału dochodziło do powstawania pustek wtórnych. Najdoskonalszym – ale nie najczęściej stosowanym wówczas – sposobem likwidacji zagrożeń było zasypywanie wyrobiska w sposób kontrolowany odpowiednim materiałem, do momentu całkowitego wypełnienia przestrzeni rury szybowej. Dzięki poprawnie przeprowadzonej likwidacji pozbywano się zagrożenia obiektów powierzchniowych, a także uzyskiwano nowe tereny do zagospodarowania.

Po prześledzeniu opisanych sposobów likwidacyjnych można stwierdzić, iż źle przeprowadzone prace oprócz tego, że nie usuwają zagrożeń, to dodatkowo je powodują tworząc różnego rodzaju deformacje nieciągłe. Aby tego uniknąć od połowy XX w. w celu likwidacji wyrobisk kopalnianych przeprowadza się prace wyłącznie w sposób kontrolowany, dążąc do tego, aby wyrobiska usuwane były w sposób pewny (Chudek, Olszowski 1977). W celu otrzymania takich rezultatów wyrobiska szybowe przed likwidacją zostają odcięte od innych wyrobisk górniczych, a także usuwane jest z nich wyposażenie. Podsadzanie wykonuje się przy zastosowaniu materiału o różnej granulacji, który jest układany przemiennie. Materiał powinien znajdować się w stanie półpłynnym lub plastycznym. W ten sposób materiał podsadzkowy będzie skonsolidowany. Objętość materiału podsadzkowego jest równa lub większa od objętości zasypywanego wyrobiska. Prawidłowe podsadzanie dokonuje się na całej długości szybu, aż do powierzchni, a zabezpieczony teren może zostać zagospodarowany po upływie kilku lub kilkadziesiąt miesięcy od zakończenia prac likwidacyjnych.

Niewłaściwie podsadzone lub pozostawione w stanie niezlikwidowanym wyrobiska podziemne przeważnie są zbiornikami wodnymi (Chudek, Olszowski 1977; Moj 1980). Woda szczelnie wypełniając wyrobisko powoduje, iż może ono istnieć przez kilkadziesiąt lat. Jednak

odwodnienie takiego wyrobiska może nastąpić w każdej chwili, np. w wyniku ucieczki wody w głąb górotworu. Problem ten dotyczy poziomu wód dolomitów kruszonośnych. Dolomity wapienia muszlowego są na tyle spękane i porowate, że krążenie wód zachodzi intensywnie bez większych przeszkód. W momencie odwodnienia wyrobiska, procesy niszczenia postępują znacznie szybciej. Przypadki takie często występowały w omawianym rejonie, a ich skutki obserwowano na powierzchni terenu.

Podczas działań likwidacyjnych zwraca się dużą uwagę na problemy, jakie mogą powstać w wyniku oddziaływania wody. Przepływająca w głąb górotworu woda uruchamia zjawisko sufozji mechanicznej, a także chemicznej prowadzące do powstawania pustek wtórnych zagrażających powierzchni terenu. W takich warunkach ważne jest wykonywanie korków hydroizolacyjnych w celu zamykania horyzontów wodonośnych w odpowiednich poziomach (Moj 1980).

5. Podsumowanie

Liczne, nieczynne wyrobiska podziemne kopalń kruszców stanowią w niecce bytomskiej, podobnie jak i na sąsiednim obszarze złożowym, poważne niebezpieczeństwo dla powierzchni terenu, obiektów budowlanych i mieszkańców tego rejonu. Największym zagrożeniem są powstające zapadliska, w kształcie lejów, dzwonów, kominów, itp., niejednokrotnie o dość dużych kilkunastometrowych rozmiarach. Procesy tworzenia się deformacji nieciągłych są aktywizowane różnego rodzaju czynnikami z coraz większym nasileniem wraz z rozwojem urbanizacji.

Skały w rejonie niecki bytomskiej, w których występują wyrobiska górnicze można podzielić na dwie grupy. Do jednej z nich zaliczamy skały luźne, sypkie i zwietrzałe. Jeżeli w tego typu materiale istnieje wyrobisko, to nie stanowi ono większego zagrożenia, gdyż ze względu na kruchość utworów, w krótkim czasie ulega zniszczeniu i samopodsadzeniu. Większe zagrożenie zapadliskowe stanowią dolomity kruszonośne. Jak sama nazwa wskazuje są one bogate w rudy metali, w związku z tym często były drążone w nich wyrobiska górnicze. Skały te charakteryzują się dosyć dużą wytrzymałością, co powoduje, iż wydrążone w nich szyby i wyrobiska poziome nie ulegają szybkiemu zniszczeniu i mogą przetrwać przez bardzo długi czas. Jednak z drugiej strony utwory te są spękane w wyniku różnych procesów niszczenia, a zwłaszcza z udziałem wody. Należy podkreślić, że poziom wodonośny dolomitów kruszonośnych jest najbardziej aktywny. To wszystko powoduje, że krążenie wód w spękanych skałach wapienia muszlowego dolnego zachodzi dosyć intensywnie. Niszcząca działalność wody sprawia, iż nawet najbardziej odporne skały zostają osłabione, spękane lub całkowicie zniszczone. Z jednej strony duża wytrzymałość dolomitów kruszonośnych powoduje długotrwałą stateczność wyrobisk górniczych, ale z drugiej strony destrukcyjna działalność wody doprowadza do gwałtownych zniszczeń starych wyrobisk kopalnianych. W związku z tym, że są to efekty trudne do przewidzenia, ich skutki stwarzają duże zagrożenie zapadliskowe na powierzchni terenu.

Opisywane zagrożenia można ograniczyć przez odpowiednio prowadzone działania likwidacyjne starych szybów i innych pogórnich wyrobisk, poprzedzone specjalnymi badaniami rozpoznawczymi np. geofizycznymi.

Literatura

- [1] Białaczewski A. 1960: Limonity górnośląskie. [W:] R. Krajewski (red.), Geologia złóż surowców mineralnych Polski, surowce metaliczne. Biul. Inst. Geol. (bez numeru), 158–165.
- [2] Chudek M., Ołaszowski W. 1977: Zagrożenie powierzchni ze strony szybów usytuowanych w Obszarze „Orzeł Biały” oraz sposoby jego likwidacji. Ochrona Terenów Górniczych, nr 39, 5–14.
- [3] Chudek M. 2002: Geomechanika z podstawami ochrony środowiska górniczego i powierzchni terenu, Wyd. Politechniki Śląskiej, Gliwice.
- [4] Ekiert F. 1957: Geneza śląskich złóż cynkowo-ołowiowych. Przegląd Geologiczny 5, 322–325.
- [5] Ekiert F., Gałkiewicz T. 1960: Śląsko-krakowskie złoża rud cynku i ołowiu. [W:] R. Krajewski (red.), Geologia złóż surowców mineralnych Polski, surowce metaliczne. Biul. Inst. Geol. (bez numeru), 276–299.
- [6] Gałkiewicz T. 1957: Geneza śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowiowych w ujęciu K. Keiła. Przegląd Geologiczny 5, 314–319.
- [7] Gruszczyk H. 1956: Uwagi w sprawie wykształcenia morskich utworów triasu śląsko-krakowskiego. Biul. Inst. Geol. 107.
- [8] Gruszczyk H. 1957: Uwagi w sprawie niektórych poglądów na powstanie śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu. Przegląd Geologiczny 5, 319–322.
- [9] Grzechnik Z. 1978: Historia dotychczasowych poszukiwań i eksploatacji. [W:] Poszukiwanie rud cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim, red. I. Pawłowski, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- [10] Horzemiński J. 1978: Iły wtritolowe. [W:] Poszukiwanie rud cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim, red. I. Pawłowski, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- [11] Krajewski R. 1957: Uwagi na temat genezy górno-śląskich złóż cynkowo-ołowiowych. Przegląd Geologiczny 5, 311–314.
- [12] Krajewski R. 1960: Rudy limonitowe. [W:] R. Krajewski (red.), Geologia złóż surowców mineralnych Polski, surowce metaliczne. Biul. Inst. Geol. (bez numeru), 158.
- [13] Moj H. 1980: Studium geologiczno-górnictwa dotyczące zagrożenia powierzchni terenu w granicach miasta Bytomia od starych bliżej niezlokalizowanych szybików wykonanych za rudami, PTPNoZ, Sosnowiec.
- [14] Piwowarski W., Żeglicki J. 1977: Charakterystyka złóż w rejonie bytomskim. [W:] Charakterystyka rud cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim, red. J. Pawłowska, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- [15] Piwowarski W., Żeglicki J. 1978: Formy występowania mineralizacji w niecce bytomskiej. [W:] Poszukiwanie rud cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim, red. I. Pawłowski, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- [16] Popiołek E., Pilecki Z. 2005: Ocena przydatności do zabudowy terenów zagrożonych deformacjami nieciągłymi za pomocą metod geofizycznych, Wyd. IGSMiE PAN, Kraków.
- [17] Stupnicka E. 1997: Geologia regionalna świata, Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

Characteristic of sink-hole risk in bytomska syncline on the terrains of historical metal ore mining according to geological and mining conditions

In the paper, historical view on development of metal ore mining in the Bytom region has been presented. Geological conditions of metal ore deposits in bytomska syncline have been characterized. Typical forms of discontinuous deformations occurring on post-mining exploitations of historical metal ore mining have been described. Finally, the characteristic geological and mining causes having influence on sink-hole risk in the region of the bytomska syncline have been underlined.

Przekazano: 31 marca 2007 r.