

Transport sedymentacyjny mas powyrzutowych

JULIUSZ TOPOLNICKI, MIROSLAW WIERZBICKI

Instytut Mechaniki Górotworu PAN; ul. Reymonta 27, 30-059 Kraków

Streszczenie

W pracy przedstawiono wyniki pomiarów wybranych własności dolomitu pobranego z mas powyrzutowych. Anizotropia kierunkowa rozmiarów ziaren zdaje się potwierdzać teorię o płatkowaniu zachodzącym w procesie niszczenia skały podczas wyrzutu gazów i skał. Wykorzystując informacje dotyczące głębokości, ciśnienia złożowego oraz porowatości otwartej w masach powyrzutowych dokonano oceny wielkości energii potencjalnej skał i gazu jaka była do „dyspozycji wyrzutu”. Dokonano również analizy możliwości transportu sedymentacyjnego mas powyrzutowych. Rozważania dotyczą dwóch przypadków. W pierwszym oddziałuje wyłącznie struga gazu a w drugim analizowany jest wpływ oddziaływania strugi unoszonego materiału skalnego.

Słowa kluczowe: wyrzuty gazów i skał, zagrożenia górnicze, transport sedymentacyjny, dolomit

1. Wstęp

Wyrzut gazów i skał jest złożeniem współzależnych procesów z których najważniejszymi są destrukcja skały i transport produktów destrukcji. Przyjmując hipotezę o wyrzucie zakładamy, że destrukcja skał w obrębie kawerny polega na odrywaniu kolejnych warstw skały od nienaruszonej uprzednio calizny. Zjawisko to, określane terminem „płatkowanie” zaobserwowano w trakcie laboratoryjnych badań wyrzutów w IMG PAN. Płatkowanie jest przewidziane teorią przedstawioną między innymi w [Topolnicki, 1999; Ujihira, 1989]. Destrukcja poprzez płatkowanie przebiega stopniowo i można jej przypisać tempo wyrażone na przykład w m^3 skały niszczonej w czasie 1s.

W dniu 7 września 2009 r., w KGHM Polska Miedź O/ZG „Rudna” w chodniku T-169a, na głębokości około 1100 m wystąpienie wyrzutu gazu i dolomitu Drobny urobek wypełnił około 70 m wyrobiska o przekroju $18m^2$. W przystropowej części wolnej przestrzeni pomiędzy urobkiem, a stropem stwierdzono nagromadzenie metanu o stężeniu maksymalnym 0.84%. W wyniku zdarzenia elementy wyposażenia wyrobiska jak np. lutnia nie zostały naruszone a jedynie zasypane urobkiem. Widoczne były wygięcia prętów obudowy w kierunku wylotu wyrobiska – Rys. 1.



Rys. 1. Zdjęcie kotwy po wyrzucie

Ze względu na stosowane w dniach wolnych od pracy wyłączenia stacji wentylatorów na szybie wydychowym Kopalnia nie dysponuje zapisami monitoringu wentylacyjnego. Nie dysponowano więc żadnymi informacjami dotyczącymi anomalii w przepływie strumienia gazów w rejonie zdarzenia w czasie kiedy ono nastąpiło. W wyniku wizji lokalnej stwierdzono, że kawerna powyrzutowa ma wysokość około 9 m i miejscami sięga spągu zalegającego powyżej anhydrytu. W czasie wizji lokalnej masy zalegające wcześniej w chodniku T-169a znajdowały się w przecinkach pomiędzy chodnikami T-169a i T-169, a ich pierwotne położenie względem czoła chodnika ustalono na podstawie informacji uzyskanych od przedstawicieli Kopalni [Wierzbicki i Młynarczuk, 2013].

2. Badania materiału powyrzutowego

Kąt naturalnego usypu mas zmierzono w dwóch przecinkach, w których zalegały ziarna. Wynosiły one: $\alpha_1 = 43^\circ$ i $\alpha_2 = 44^\circ$. Na tej podstawie wyznaczono kąty tarcia wewnętrznego usypiska $f_s = \tan \alpha$. Kąty tarcia wynoszą: $f_{s1} \approx 0.98$; $f_{s2} \approx 0.93$, co pozwala na przyjęcie w dalszych rozważaniach szacunkowej wartości $f_s = 1$. Zdjęcie mas zalegających w wyrobisku pokazano na rysunku 2.



Rys. 2. Zdjęcie mas powyrzutowych

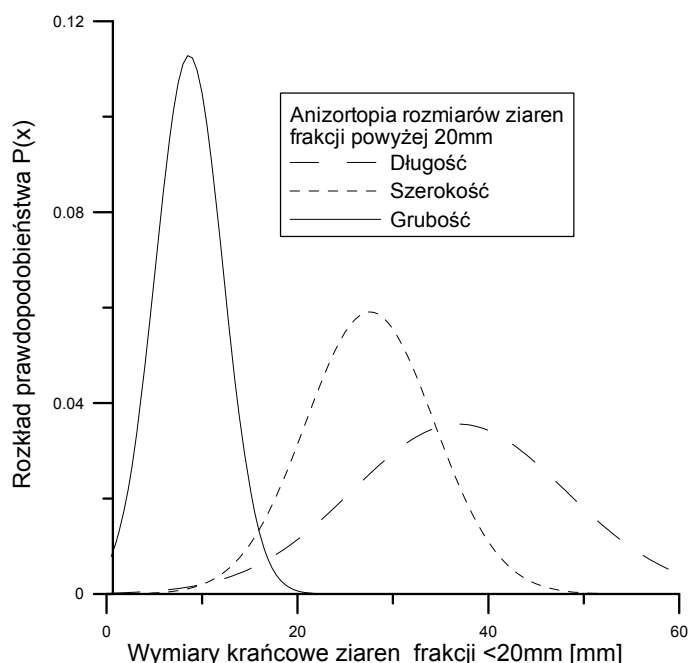
W czasie wizji pobrano próbki ziarnowe dolomitu. Pochodzenie pierwszej z próbek odpowiadało lokalizacji w sąsiedztwie kawerny, a druga pochodziła z końcowego odcinka usypiska. Próbki zawierały ziarna o rozmiarach w przedziale do 30 mm. Pojedyncze ziarna w złożu posiadały rozmiary do 60 mm. Wykonano analizę sitową obu prób.

Ziarna złoża dolomitu w klasy powyżej 20 mm miały kształt płaskich wydłużonych dysków. W celu oceny tej dysproporcji obmierzano konturowo długość, szerokość i grubość ziaren tej klasy. Rozkłady gęstości prawdopodobieństwa odniesione do tych rozmiarów pokazano na rysunku 3.

Wartości średnie długości, szerokości i grubości ziaren wynoszą odpowiednio $a = 3.7$ mm, $b = 2.8$ mm, $c = 0.86$ mm. Najmniejszy wymiar ziaren jest ponad czterokrotnie większy od wymiaru największego. Stwierdzona anizotropia (Rys. 3) rozmiarów ziaren produktów zdaje się potwierdzać teorie Ujihiry [1985] i Topolnickiego [1999].

Analizę porowatości próbek pobranych w rejonie zdarzenia przeprowadzono dwoma metodami. Jedną z nich oparta jest na pomiarach piknometrycznych. Badając próbkę piknometrem helowym uzyskujemy informację o objętości szkieletu skalnego ρ_s . Znając jego masę określić można jego gęstość. Gęstość pozorną ρ badanej próbki wyznaczono za pomocą piknometrii *guasi*-cieczowej umożliwiającej precyzyjny pomiar objętości pozornej próbki (szkieletu wraz z przestrzenią porową). Porowatość próbek została wyznaczona z równania:

$$\varepsilon = \left(1 - \frac{\rho}{\rho_s}\right)$$



Rys. 3. Rozkłady bazowych rozmiarów ziaren powyżej 20 mm

Dla każdej z ośmiu próbek wykonano dwie pary pomiarów obejmujące piknometrię helową i quasi-cieczową. Materiał pochodzący z mas powyrzutowych nie był materiałem jednorodnym. Zmienność porowatości średniej poszczególnych próbek wahała się w zakresie od 15.7% do 23.9%. Stwierdzono również zależność porowatości od wielkości ziaren poddanych analizie. Ziarna większe posiadały porowatość niższą. Ziarna o wielkości średniej 2 mm posiadały porowatość prawie 24%, natomiast porowatość ziaren o średniej wielkości 14 mm wynosiła poniżej 14%. Średnia ważona porowatość mas powyrzutowych (wagą jest masa poszczególnych klas ziarnowych) wynosiła $\varepsilon_{sr} = 20.3\%$.

Analiza stereologiczna mas powyrzutowych, a w szczególności porównanie analizy porowatości na zglądach (gdzie liczone są wszystkie pory na analizowanym przecięciu) oraz analizy szlifów cienkich barwionych (gdzie zabarwione są tylko pory otwarte) pozwoliła na oszacowanie, że wśród porów obserwowanych w zakresie powiększeń mikroskopu optycznego, do 10% analizowanej struktury stanowią pory zamknięte. Udział porów zamkniętych do otwartych wynosi więc około 1/1.

Pomiary ciśnienia złożowego w otworze H-5 (Jm-20) wykonanym z chodnika W-169 pokazały wartość ciśnienia około 6.5 MPa [Turkiewicz i in., 2010]. Aby oszacować ciśnienie złożowe w miejscu zdarzenia przyjmujemy tą wartość jako bazową, oceniając, że ciśnienie mieściło się w przedziale od 6.5 MPa do 10 MPa.

3. Potencjalne źródła energii transportu mas zalegających w chodniku

Do transportu mas skalnych konieczne jest źródło energii występujące w górotworze. Należy wziąć pod uwagę energię potencjalną odkształconego górotworu oraz energię potencjalną gazu zgromadzonego w porach skały zalegającej pierwotnie w kawernie.

Gęstość energii potencjalnej skał zalegających na głębokości h można oszacować na podstawie wzoru:

$$\frac{(\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z)^2 (1 - 2\mu)}{6E}$$

gdzie:

$\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ – składowe tensora naprężenia,
 E – moduł Younga.

Dla dolomitu zalegającego na głębokości zdarzenia daje to wartość około 0.0016 MJ/m³. Dla oszacowania pracy koniecznej dla przemieszczenia pokruszonego dolomitu zakładamy, że praca ta została wykonana przeciwko siłom tarcia przy bardzo niskim współczynniku tarcia $f = 0.1$. Energia konieczna do

przetransportowania 1 m³ dolomitu na odległość równą połowie długości usypiska wniesie: $W_T = \rho g f L$, czyli około 0.1 MJ/m³. Sprężysta energia potencjalna skał jest zawarty w obszarze kawerny stanowi poniżej 2%, tak oszacowanej energii koniecznej do wykonania pracy transportu. Energia potencjalna skał mogła zostać pobrana z obszaru poza kawerną. Przyjmując, że cała energia potencjalna skał zużyta jest wyłącznie na transport 750 m³ skał na odległość 35 m otrzymujemy zapotrzebowanie energetyczne rzędu 7×10^7 J. Uwolnienie energii tego rzędu powinno wiązać się ze wstrząsem górotworu. Mimo prowadzonej przez kopalnię obserwacji sejsmologicznej i możliwości rejestracji wstrząsów o energiach znacznie poniżej 10^4 J wstrząsu w rejonie zdarzenia nie stwierdzono, co pozwala na odrzucenie hipotezy zaangażowaniu wyłącznie energii potencjalnej górotworu.

Inne źródło energii stanowi sprężony gaz wypełniający pory i szczeliny w dolomicie. Sprężony gaz wykonuje pracę w trakcie dekompresji, która w tym przypadku ma charakter pośredni pomiędzy izotermicznym i adiabatycznym. Praca uwalniana w tych obu skrajnych przypadkach, przy założeniu, że azot (główny składnik mieszaniny) traktowany jest jako gaz doskonały wynosi:

$$W_a = \frac{p_0 v_0}{\kappa - 1} \left\{ 1 - \left(\frac{p_1}{p_0} \right)^{\frac{\kappa - 1}{\kappa}} \right\}$$

dla procesu adiabatycznego, oraz

$$W_i = p_0 v_0 \ln \left(\frac{p_0}{p_1} \right)$$

dla procesu izotermicznego,
gdzie:

p_0 – ciśnienie porowe w złożu (6.5 MPa do 10 MPa),

p_1 – ciśnienie w wyrobisku (0.1 MPa),

v_0 – objętość gazu przy ciśnieniu P_0 ,

$\kappa = 1.4$ – wykładnik adiabaty.

Przy oszacowaniu energii gazu uwzględniono wyłącznie objętość porów "otwartych" wynoszącą 0.1. [Wierzbicki, Młynarczyk i in., 2013], przyjęto bowiem, że gaz zgromadzony w porach zamkniętych nie brał udziału w procesie. Tezę taką potwierdza to, że został on „odzyskany” w procesie odgazowania mas skalnych laboratorium IMG PAN. W tabeli 1 zestawiono energię oddawaną przez gaz dla założonych ciśnień.

Tab. 1. Wartości gęstości energii oddawanych przez gaz dla dwóch wybranych ciśnień w przemianach adiabatycznej i izotermicznej

Ciśnienie porowe	10 MPa	6.5 MPa
Gęstość energii – adiabata	1.8 MJ/m ³	1.4 MJ/m ³
Gęstość energii – izoterma	4.6 MJ/m ³	4,2 MJ/m ³

Dysproporcja pomiędzy energią sprężystą skał i energią potencjalną gazu przemawia za tezą, że zjawisko jakie miało miejsce odbyło się głównie kosztem tej drugiej energii.

4. Transport sedymentacyjny

Przyjmując tą hipotezę dotyczącą płatkowania zgadzamy się, że destrukcja calizny skalnej nie miała charakteru eksplozji lecz biegła w skończonym tempie. Nadażny transport produktów destrukcji jest jednym z warunków kontynuacji wyrzutu. Załamanie tej nadażności prowadzi do zatrzymywania destrukcji. Wyrzut jest złożeniem współzależnych procesów z których najważniejszymi są destrukcja skały i transport produktów destrukcji. Przyjmując hipotezę o wyrzucie zakładamy, że destrukcja skał w obrębie kawerny polega na odrywaniu kolejnych warstw skały od nienaruszonej uprzednio calizny.

Zasięg złoża i obecność kanału transportowego pod stropem wyrobiska świadczy na rzecz sedymentacyjnego charakteru transportu. Transport taki preferuje ziarna o małych rozmiarach. Wyjaśnia to różnice rozkładów ziarnowych na końcach złoża produktów zdarzenia. W przypadku transportu sedymentacyjnego

przebiegającego w obrębie kanału transportowego zrozumiałe staje się to, że elementy wyposażenia znajdujące się w dolnej części wyrobiska nie ulegają zniszczeniu i przemieszczeniu a wyłącznie zasypaniu materiałem skalnym (np. lutniociąg). W górnej części wyrobiska wystąpić mogą uszkodzenia oddziaływaniem strugi transportowanych materiałów (uszkodzenia obudowy pod stropem wyrobiska).

Aby oszacować energetykę zjawiska wyrzutu sporządzony zostanie niepełny bilans energii. Na podstawie oszacowania, przedstawionego wcześniej oceniliśmy że, po stronie „ma” zapisujemy energię sprężonego gazu, zawierającą się w granicach od 1.4 MJ/m³ do 4.6 MJ/m³ i zanedbywalnie małą energię wyzwalaną w wyniku relaksacji odkształceń skał (około 0.0016 MJ/m³). Po stronie „winien” znajduje się energia konieczna dla niszczenia skały, transportu produktów destrukcji oraz pozostałych procesów składowych wyrzutu. Jeśli przy założonych warunkach przebiegu zjawiska energia potencjalna gazu wystarcza z nadstatkiem na zaspokojenie potrzeb transportu uznajemy hipotezę wyrzutu za niesprzeczną. Sporządzenie takiego bilansu wymaga analizy transportu sedymentacyjnego. Warunkiem koniecznym stacjonarności opisanego procesu jest aby brały w nim udział wszystkie klasy ziarnowe transportowanego materiału. Skłania to do analizy uwarunkowań takiego transportu z uwzględnieniem warunków koniecznych dla uruchomienia ziaren skalnych.

4.1. Narzędzia i terminologia

Dziedziną transportu sedymentacyjnego jest transport napędzany strugą płynu. Większość dostępnych publikacji dotyczy transportu w nurtach rzek. Dla analizy sił w transporcie sedymentacyjnym używa się pojęcia bezwymiarowego naprężenia ścinającego (ang. *dimensionless Shields parameter*) zdefiniowanego jako:

$$\tau_b^* = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho_l)gd} \quad (1)$$

gdzie

- τ – jest naprężeniem ścinającym jakiego doznaje nieruchome ziarno osadzone na powierzchni złoża,
- d – reprezentuje rozmiar ziarna
- ρ_s i ρ_l – są gęstościami ziarna i otaczającego go płynu,
- g – jest przyspieszeniem ziemskim.

Uznaje się, że ziarno pozostaje nieruchome jeśli bezwymiarowe naprężenie jest mniejsze od swej wartości krytycznej $\tau_c^* < \tau_b^*$.

Proste rozważania pozwalają sprowadzić te wprowadzone przez Shields'a parametry do terminów znanych z klasycznej fizyki. Rozważamy nieruchome kubiczne ziarno o krawędzi d na które wywierana jest pozioma F_f . Naprężenie ścinające wytworzone na podstawie ziarna wynosi F_f/d^2 . Dopóki owo naprężenie nie przekroczy wartości krytycznej ziarno pozostaje nieruchome. Odpowiada to wartości krytycznej bezwymiarowego naprężenia ścinającego:

$$\tau_c^* = \frac{F_f}{(\rho_s - \rho_l)gd^3} = \frac{F_f}{Q} = f_s$$

$$\tau_c^* = f_s \quad (2)$$

gdzie Q – jest naciskiem ziarna na podłoże z uwzględnieniem siły hydrostatycznego wyporu a f_s – spełnia definicję tarcia statycznego.

Oba sposoby podejścia są równoważne. W dalszych rozważaniach decydujemy się na odejście od terminologii Shelds'a ze względu na mniej złożoną terminologię. Potencjalne uruchamianie ziaren skalnych spoczywających na powierzchni złoża jest wynikiem sumarycznego oddziaływania strugi gazu i unoszonego przez tą strugę materiału skalnego. Rozważmy kolejno te oba czynniki.

4.2. Wpływ oddziaływania strugi gazu

Rozpatrujemy ziarna spoczywające na powierzchni złoża pokruszonej skały która zalega na spagu wyrobiska. Nad powierzchnią złoża przepływa struga gazu. Na nieruchome ziarno znajdujące się na powierzchni złoża działa siła naporu tej strugi kompensowana równoważną reakcją złoża. Równowaga ta zostaje

zerwana jeśli siła naporu przekracza graniczną wartość F_s , i ziarno rozpoczyna wędrówkę napędzaną strugą gazu. W odniesieniu do poszczególnych ziaren i ich lokalizacji F_s jest zmienną losową zależną od wielu czynników takich jak ciężar ziarna, jego kształt czy też konfiguracja złoża w miejscu ziarna. Przyjmujemy, że uśredniona wartość siły F_s jest proporcjonalna do ciężaru ziarna. Tą proporcję opisuje współczynnik f_s , „tarcia statycznego”. Tak rozumiany współczynnik tarcia może być na przykład oszacowany na podstawie pomiaru kąta nachylenia poboczniczy stożka nasypowego ziaren $f = \text{tg}\alpha$. Zgodnie ze wcześniejszymi analizami (rozdział 2) przyjmujemy dla celów dalszych rozważań $f_s = 1$.

Definiując charakterystyczny wymiar ziarna d jako trzeci pierwiastek z jego objętości, otrzymujemy warunek równowagi :

$$F_f \leq f_s d^3 g (\rho_s - \rho_l) \quad (3)$$

gdzie:

- f_s – współczynnik tarcia statycznego rozumianego jak powyżej,
- ρ_{sl} – gęstość skały,
- ρ_l – gęstość gazu,
- F_f – siła przykładana do ziarna.

Struga gazu oddziaływująca na nieruchome ziarno wywołuje dynamiczną różnicę ciśnień równą

$$\Delta P = \frac{\rho_l c^2}{2}$$

gdzie: c – prędkość strugi gazu.

Przyjmujemy, że siła naporu strugi wynika z parcia tej różnicy ciśnień na uśrednione pole przekroju ziarna, o którym założono, że jest równe d^2 . Pozwala to opisać siłę naporu strugi gazu jako:

$$F_n = C_x d^2 \frac{\rho_l c^2}{2} \quad (4)$$

gdzie C_x – współczynnik oporu aerodynamicznego.

Porównując (3) i (4) otrzymujemy graniczną prędkość strugi gazu, konieczną dla uruchomienia ziaren o charakterystycznym rozmiarze d .

$$c \geq \sqrt{\frac{2dg(\rho_s - \rho_l)f_s}{\rho_l C_x}} \approx \sqrt{\frac{2dg\rho_s f_s}{\rho_l C_x}} \quad (5)$$

4.3. Wpływ oddziaływania strugi unoszonego materiału skalnego

Transportowane ziarna dzielimy na skończoną ilość klas ziarnowych z których każdej przypisujemy charakterystyczny rozmiar d_i ziarna. Przymnijmy, że ciąg $d_1, d_2, d_3, \dots, d_k$, jest monotonicznie rosnący. Oddziaływanie strugi rozproszonych ziaren skalnych zaliczanych do każdej z tych klas traktuje się jak oddziaływanie strugi płynu. Gęstość ρ_k płynu przypisywanego klasie „ k ” ziaren określana jest przez masę ziaren klasy „ k ” zawartych w jednostkowej objętości strugi. Przyjmuje się, że płyny przypisywane każdej z klas ziarnowych poruszają się ze zróżnicowanymi prędkościami c_k . Najdrobniejsze ziarna poruszają się z prędkością strugi gazu, prędkość pozostałych ziaren maleje w miarę zwiększania rozmiarów. Przyjmuje, że w nieruchome ziarno klasy „ k ” mogą uderzać jedynie ziarna mniejsze, zaliczane do klas „ j ” gdzie $j < k$.

Zaniedbując efekt wyporu ($\rho_s \gg \rho_l$) otrzymuje się warunek uruchomienia ziarna klasy ziarnowej k analogiczny do tego ze wzoru (5):

$$f_s g \rho_s d_k^3 < \frac{C_x d_k^2}{2} \sum_{i < k} \rho_i c_i^2 \frac{2f_s}{C_x} g \rho_s d_k < \sum_{i < k} \rho_i c_i^2 \quad (6)$$

5. Wnioski

Przedstawione równanie (6) pozwala na obliczanie warunków ruchu dla znanych klas ziarnowych. Aby uruchomić całość mas powyrzutowych konieczne jest uruchomienie ziaren największej klasy ziarnowej. Przedstawione równanie ze względu na mnogość założeń i parametrów wymaga weryfikacji eksperymentalnej w warunkach laboratoryjnych na złożu ziaren o różnych rozmiarach.

Praca została wykonana w roku 2015 w ramach prac statutowych realizowanych w IMG PAN w Krakowie, finansowanych przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego.

Literatura

- Bodziony J., Nelicki A., Topolnicki J., 1990: *Eksperymentalne badania nad wywołaniem wyrzutów węgla i gazów*. [W:] Górotwór jako ośrodek wielofazowy. Wyrzuty skalno-gazowe pod red. J. Litwiniszyna, t. II, Wydawnictwo AGH, Kraków.
- Topolnicki J., 1999: *Wyrzuty skalno-gazowe w świetle badań laboratoryjnych i modelowych*. Rozprawa habilitacyjna, Inst. Gospod. Surowcami Mineralnymi PAN, Kraków, 63 s.
- Turkiewicz W., Gajosiński S., Nowysz, M., Kondratowicz G., Fidos A., 2010: *Analiza i bieżąca profilaktyka prowadzenia robót górniczych w warunkach możliwości wystąpienia zagrożenia gazowego i zjawisk gazodynamicznych w rejonach udostępnienia złoża rud miedzi Etap I*. Cuprum Wrocław.
- Ujihira M., Higuchi K., Nabeya H., 1985: *Scale model studies and theoretical considerations on the mechanism of coal and gas outburst*. Proc. 21st Int. Conf. Of Safety in Mines Res. Inst., Sydney, NSW, p. 121-127.
- Wierzbicki M., Młynarczuk M., 2013: *Structural aspects of gas and dolomite outburst in Rudna copper mine, Poland*. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, Vol. 57, 113-118.

Sediment transport of gas and rock outburst mass

Abstract

The paper presents the results of measurements of selected properties of dolomite collected from the outburst masses. Grain size anisotropy seems to confirm the theory of flaked occurring in the process of destruction of rocks during the gas rocks outbursts. Using the information on depth, reservoir pressure and open pores porosity of the outburst masses assesses the potential energy of rock and gas for “outburst disposal “. Ultimately, sediment transport of mass was analyzed. Considerations apply to the two cases. The first, takes into account only gas interactions, and the second analyzes the effect of the impact of entrained outburst mass.

Keywords: gas and rock outburst, *mining dangers*, sediment transport, dolomite