

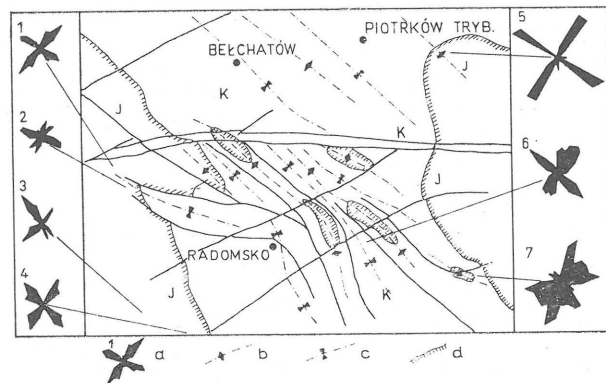
OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA SPEKAŃ CIOSOWYCH W UTWORACH MEZOZOICZNYCH REJONU BĘLCHATOWA

UKD 551.252+551.243.8:552.54:551.76(438—192.1 Bělchatów — rejon)

Analizę spekań ciosowych w utworach mezozoicznych rejonu Bělchatowa wykonano w związku z prognozowaniem stateczności zboczy wyprofilowanych w utworach podłoża skalnego w odkrywce węgla brunatnego kopalni „Bělchatów” (12). Badania przeprowadzono zarówno na podstawie materiałów z wierzeń zlokalizowanych bezpośrednio na obszarze odkrywki, jak i z odsłoneń powierzchniowych tego rejonu (ryc. 1).

Prace te miały na celu określenie regionalnego układu sieci spekań ciosowych, ustalenie zależności między kierunkami spekań i intensywnością poszczególnych zespołów a przebiegiem dużych struktur fałdowych i uskokowych oraz zależności między intensywnością spekań a litologią i głębokością zalegania skał. Wyznaczono też parametry stopnia dezintegracji masywu skalnego — gęstość spekań i bloczność — w celu określenia urabialności utworów mezozoicznych w odkrywce. Chodziło również o ustalenie możliwości tworzenia się osuwisk o określonych kierunkach na skarpie wyrobiska.

W badaniach zarówno odsłoneń powierzchniowych, jak i w rdzeniach mierzono obserwowane makroskopowo elementy tektoniczne: bieg i upad warstw oraz powierzchni spekań ciosowych, wygląd tych powierzchni i śladów spekań na powierzchniach ławic; mierzono również powierzchnie ścięć i luster, azymuty rys ślizgowych, stylolitów i slikolitów związanych z powierzchniami tych spekań. W rdzeniach pomiary orientowano względem pionowej osi rdzenia oraz względem widocznej powierzchni uławiczenia.

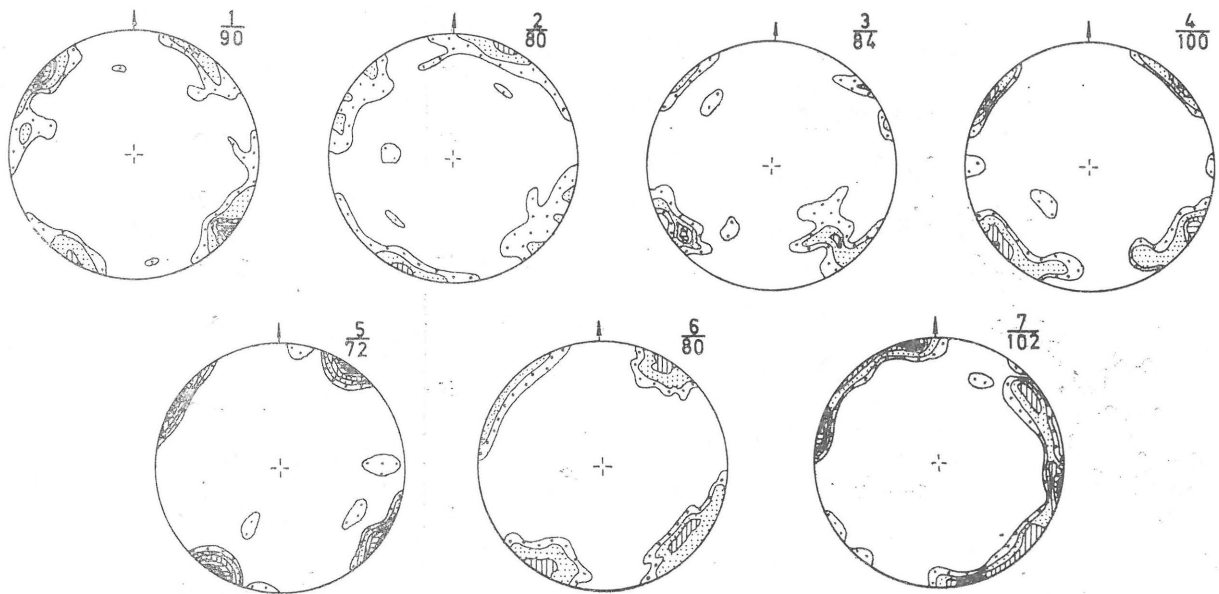


Ryc. 1. Schematyczna odkryta mapa geologiczna elewacji radomszczańskiej (zestawiona na podstawie map W. Pożaryskiego 1974 i K. Mrozka 1975) z kierunkowymi diagramami spekań ciosowych.

a — diagram spekań i jego numer jak na ryc. 2, b — osie antyklin, c — osie synklin, d — granica jury i kredy.

Fig. 1. Sketch geological map of the Radomska Elevation without Cenozoic formations (after maps by W. Pożaryski, 1974, and K. Mrozek, 1975) and joint orientation diagrams.

1 — joint diagramme and its number as given in Fig. 2, b — axes of anticlines, c — axes of synclines, d — boundary of Jurassic and Cretaceous.



Ryc. 2. Konturowe diagramy spękań ciosowych. Po prawej stronie diagramu u góry podano numer diagramu i ilość pomiarów. Numeracja diagramów:

1 — Działoszyn, 2 — Zalesiaki, 3 — Latosówka, 4 — Rudniki, 5 — Sulejów, 6 — Góra Chełmowa, 7 — Przedbórze. Izarytmy procentowe: 2, 4, 6, 8, 10.

Fig. 2. Contour diagrammes of joint. Diagramme number and number of measurements are marked above a diagram on the left.

Numbers of diagrams: 1 — Działoszyn, 2 — Zalesiaki, 3 — Latosówka, 4 — Rudniki, 5 — Sulejów, 6 — Góra Chełmowa, 7 — Przedbórze. Isarithms in per cent: 2, 4, 6, 8, 10.

Pomiary spękań ciosowych o pełnej orientacji opracowano statystycznie w postaci diagramów. Diagramy wykonywano, niosząc normalne do powierzchni spękań na siatkę równopowierzchniową Schmidta w projekcji na górną półkulę, a następnie — używając licznika Dimitrijevica (2) — sporządzono diagramy konturowe, które przetworzono na diagramy kierunkowe. Gęstość spękań i bloczność masywu skalnego obliczono w wybranych odsłonięciach w skalach zróżnicowanych litologicznie oraz w ławicach o różnej miąższości i różnych położeniach względem walnych struktur tektonicznych.

POZYCJA TEKTONICZNA OBSZARU BADAN

Obszar badań znajduje się niemal w całości w obrębie elewacji radomszczańskiej, sięgając po NE skraj monokliny przedsudeckiej, a na północy obejmuje również południową część niecki łódzkiej (ryc. 1). Elewacja radomszczańska jest strukturą poligeniczną, inwersyjną, powstała na skrzyżowaniu lineamentu Poznań — Rzeszów ze strefą brzeżną masywu małopolskiego (8). Ruchy laramijskie spowodowały dźwignięcie elewacji, które od północy wygasło, w rezultacie powstania dyslokacji ograniczającej od południa trzeciorzędowy rów Bełchatowa o równoleżnikowym przebiegu. Ruchy wypiętrzające wzdłuż lineamentu spowodowały odmłodzenie towarzyszących mu uskóków o kierunkach NW-SE i powstanie nowych o kierunkach NE-SW oraz spowodowały powstanie struktur fałdowych o przebiegu NW-SE, zgodnym z kierunkami głównych struktur laramijskich Polski (ryc. 1).

SPĘKANIA CIOSOWE

Na podstawie własnych obserwacji i pomiarów terenowych oraz wyników prac innych badaczy (1, 10, 11, 13), autorzy niniejszego artykułu stwierdzili, że na omawianym terenie dominują spękania ciosowe o powierzchniach prostopadłych do uławicenia (cios katetalny); rzadziej występują spękania o powierzchniach pochylonych względem uławicenia (cios pochylony).

Sieć spękań ciosowych katetalnych na całym obszarze wykazuje dużą stałość kierunków (ryc. 2). Różnicowaniu podlega tylko intensywność ujawnia-

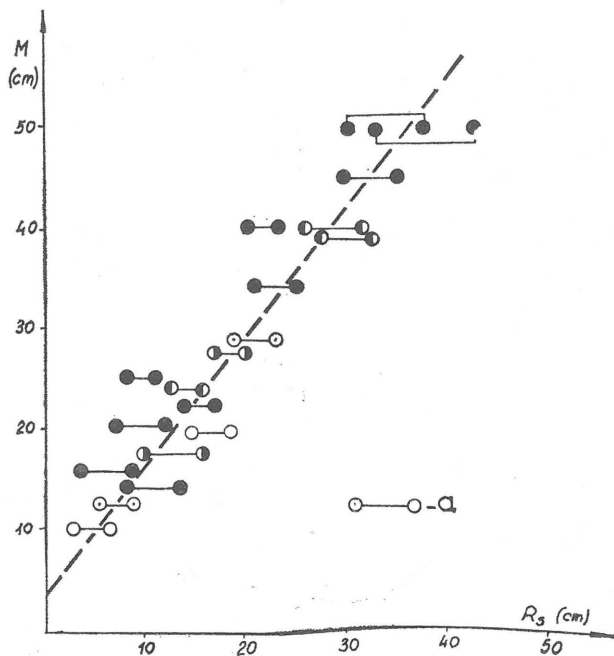
nia się poszczególnych zespołów ciosowych. Dominują dwa zespoły o kierunkach NW-SE i NE-SW. Dodatkowo pojawiają się stosunkowo nieliczne spękania ciosowe, tworzące zespoły o kierunkach N-S, NNE-SSW i W-E.

Najliczniej i najwyraźniej są rozwinięte spękania ciosowe zespołu NW-SE (ryc. 1 i 2). Kierunki spękań tego zespołu wykazują zmienność regionalną mieszczącą się w przedziale azymutów 120—150°. Zmienność kierunków jest ściśle związana ze zmiennością biegów warstw, gdyż jest regułą, że spękania omawianego zespołu są prawie równoległe lub równoległe do biegów warstw (zespół „podłużny”). Szczeliny spękań tego zespołu są zwykle rozwarte, często skrasowiałe. Ich powierzchnie są równe lub faliste, rzadko występują na nich drobne struktury spękania i zlustrowania.

Równie wyraźnie, choć mniej licznie występują spękania ciosowe zespołu NE-SW (ryc. 1 i 2). Główne kierunki spękań tego zespołu mieszczą się w przedziale azymutów 40—60°, zachowując w przybliżeniu prostopadłość do biegów warstw (zespół „poprzeczny”). Szczeliny spękań tego zespołu są najczęściej rozwarte. Na powierzchniach spękań ciosowych licznie występują drobne struktury spękania, najczęściej struktury pierzaste o osiach zgodnych z pozornym upadkiem warstw. Na powierzchniach spękań omawianego zespołu występują również stylolity i slikolity o orientacji słupków zbliżonej do orientacji struktur pierzastych.

Obydwa opisane zespoły zachowują między sobą stały kąt około 90°. Stała jest w nich również zależność kierunków spękań od biegów warstw. Oba zespoły tworzą ortogonalny system ciosowy. Wygląd powierzchni ciosowych, jak również analogie regionalne (1, 3, 5, 9, 13) wskazują na ekstensywną genezę tego systemu. Przyjmując teorię N. J. Price'a (9), należy sądzić, że system tych spękań powstał w wyniku uwolnienia — wskutek odprężenia — energii sprężystej nagromadzonej w fazie kompresji.

Zespoły w przybliżeniu południkowe: N-S i NNE-SSW tworzą spękania ciosowe występujące rzadko. Liczniejsze są one tylko w pobliżu stref uskókowych; ich powierzchnie są często zlustrowane, z rysami ślizgowymi, rzadziej slikolitami o orientacji zgodnej z pozornym upadkiem warstw. Wskazywałoby to na możliwość ścięciowej genezy obu zespołów.



Ryc. 3. Wykres zależności między rozstępem spękań (R_s) a miąższością ławic (M).

a — przedział zmienności rozstępu określonego zespołu w ławicy. Pomiarzy wykonane w tym samym kamieniołomie oznaczono podobnie.

Fig. 3. Graph of interdependence of spacing of fractures (R_s) and thickness of layer (M).

a — interval of variability in spacing for a given set of fractures in a layer. Measurements taken in the same quarry are marked with similar symbol.

Spękania o przebiegu w przybliżeniu równoleżnikowym (W-E) występują sporadycznie i jedynie w strefach większej komplikacji tektonicznej (rejon Przedborza), gdzie wyraźniej zaznaczają swoją obecność (diagram 7 na ryc. 1 i 2).

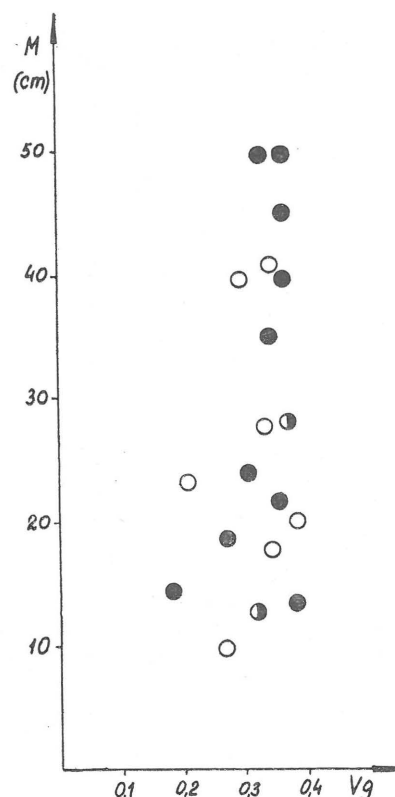
CIOS POCHYŁY

W porównaniu z ciosem katetalnym, spękania ciosowe pochyłe w odsłonięciach występują rzadko (ryc. 2). Częstsze są jedynie w pobliżu stref uskokowych, gdzie miejscami następuje tak znaczne ich zagęszczenie, że upodobią się do kliważu, przy czym wystarczy niewielkie — rzędu decymetrów — przemieszczenie uskokowe, by nastąpiło to zjawisko.

Na podstawie obrazu statystycznego i obserwacji terenowych można wyróżnić trzy systemy ciosu pochyłego; każdy z nich jest złożony z dwóch zespołów o biegach równoległych i przeciwnie skierowanym upadzie. Najczęściej rozwinięty jest system NW-SE o biegach mieszczących się w przedziale azymutów 120—140°. Rzadsze są systemy E-W i NE-SW.

We wszystkich systemach ciosu pochyłego kąty nachylenia powierzchni spękań obu zespołów względem powierzchni uławicenia są podobne i wynoszą około 60°. Powierzchnie tych spękań są zwykle zlustrowane, z rysami ślizgowymi po upadzie, często ze stylolitami i slikolitami o słupkach równoległych do upadu powierzchni spękań. Z dwóch zespołów w systemie jeden jest zwykle wyraźniej rozwinięty. Wygląd powierzchni spękań tych zespołów, jak i ich stały kąt sprzężenia, wynoszący około 60°, przemawia za ścięciową genezą ciosu pochyłego. Taką też genezę przyjmuje J. Bednarek (1), łącząc powstanie tego ciosu z blokowymi ruchami podłoża.

W przeciwieństwie do odsłonień powierzchniowych, cios pochyły dominuje w rdzeniach wiertniczych. Spękania te obserwowano na głębokościach 50—250 m, gdzie spękania katetalne występują sporadycznie.



Ryc. 4. Wykres zależności między współczynnikiem gęstości spękań (V_g) a miąższością ławic (M) w wapieniach płytowych (kółka białe), kredowatych (kółka czarne) i oolitowych (kółka czarno-białe).

Fig. 4. Graph of interdependence of coefficient of frequency of fractures (V_g) and thickness of layers (M) for platy (open circles), chalky (solid circles) and oolitic (black-and-white circles) limestones.

GĘSTOŚĆ SPĘKAŃ CIOSOWYCH

W celu określenia stopnia dezintegracji spękania, a co za tym idzie i urabialności masywu skalnego, przeprowadzono badania gęstości ciosu oraz bloczności w odsłonięciach powierzchniowych. Badania gęstości ciosu przeprowadzono w siedmiu, wybranych jako typowe, kamieniołomach usytuowanych w różnych pozycjach tektonicznych (ryc. 1). W każdym z nich określano gęstość spękań w ławicach o różnej miąższości i w miarę możliwości o różnej litologii.

Podstawą do obliczeń gęstości spękań były pomiary średniego rozstępu między spękaniami poszczególnych zespołów. Stwierdzono ogólnie znany fakt, że im większa miąższość ławic, tym większe są rozstępy między spękaniami. W badanym terenie zależność rozstępu spękań od miąższości ławicy da się przedstawić jako wzór wynikający z wykresu prostej (ryc. 3):

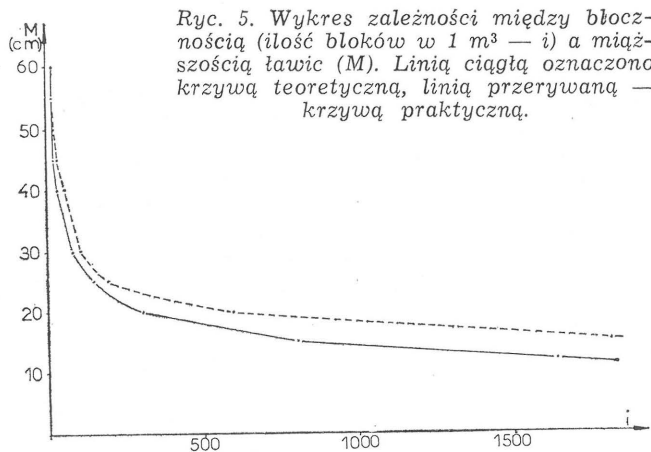
$$R_s = 0,8M + 3 \quad [1]$$

gdzie: R_s — średnia wartość rozstępu określonego zespołu, M — miąższość badanej ławicy.

Porównywalność wykonanych pomiarów w ławicach o różnej miąższości uzyskano stosując miąższościowy wskaźnik gęstości spękań (4, 6), obliczony ze wzoru (4):

$$V_d = M \left(\sum_{m=a}^{m=n} \frac{1}{m} \right)^{-1} \quad [2]$$

gdzie: V_d — miąższościowy wskaźnik spękań, M — miąższość danej ławicy, $a..n$ — średnie rozstępy mię-



Ryc. 5. Wykres zależności między blocznością (ilość bloków w 1 m³ — *i*) a miąższością ławic (*M*). Linia ciągłą oznaczono krzywą teoretyczną, linią przerywaną — krzywą praktyczną.

Fig. 5. Graph of interdependence of number of blocks per 1 m³ (*i*) and thickness of layers (*M*). Continuous line — theoretical curve, broken line — obtained curve.

dzy spękaniami każdego z występujących w ławicy *M* zespołów ciosu.

Na badanym terenie w pomiarach uwzględniono jedynie dwa dominujące zespoły ciosu, gdyż pozostałe zespoły występują tak rzadko, iż nieuwzględnienie ich nie miało praktycznie wpływu na otrzymane wyniki. Niezależność tak obliczonego wskaźnika gęstości spękań od miąższości ławic potwierdza wykres na ryc. 4. Podobnie niezależna jest gęstość spękań od litologii skał, dla których ją obliczono. Nie dotyczy to jednak nieuławiconych wapieni skalistych, dla których powyższe rozważania nie mają zastosowania.

Obliczone wartości *V_d* mieszczą się w przedziale 0,18—0,39. Krańcowo małe wartości (odpowiadające dużej gęstości spękań) dotyczą pomiarów w bezpośrednim sąsiedztwie uskoków, pozostałe zaś mieszczą się w wąskim zakresie 0,30—0,39. Wskazuje to, że na badanym terenie sieć spękań ciosowych jest rozwinięta z równomierną intensywnością, bez uchwytnej zmienności na przegubach i na skrzydłach fałdów.

BLOCZNOŚĆ

Z niewielkim tylko uproszczeniem można przyjąć, że na badanym terenie występują praktycznie tylko dwa prawie prostopadłe do siebie zespoły ciosowe, których średnie rozstępy między spękaniami mają podobne wartości, nieco mniejsze od miąższości ławic, w których są rozwinięte. Powoduje to — wraz z rozdzielnnością międzylawicową — rozpad masywu skalnego na mniej lub bardziej regularne kostki. Podjęta próba określenia bloczności polegała na obliczeniu przybliżonej ilości takich kostek w zależności od miąższości występujących ławic.

Teoretycznie wartość bloczności dla dwóch występujących zespołów spękań można obliczyć ze wzoru:

$$W_b = \frac{10^6}{R_s^2 \cdot M} \quad [3]$$

gdzie: *W_b* — ilość kostek zdezintegrowanej skały w 1 m³, *M* — średnia miąższość ławic w profilu o długości *L*, *R_s* — średnia wartość rozstępu dla obu obliczonych zespołów (wzór [1]).

Wykonano zarówno teoretyczne, jak i praktyczne obliczenia bloczności. Porównanie obu wyników wskazuje, że obliczenia teoretyczne dają zaniżone, w porównaniu z obliczeniami rzeczywistymi, wartości bloczności (ryc. 5).

UWAGI KOŃCOWE

Charakter wykonanych badań pozwala jedynie na wysunięcie ogólnych wniosków o sieci spękań cioso-

wych. Z badań wynika, że na omawianym obszarze występują dwa rodzaje ciosu: pochyły i katetalny. Cios pochyły występuje głównie w sąsiedztwie dużych uskoków. Intensywność ujawniania się jego spękań poza strefami przyuskokowymi jest niewielka i równomierna. Spękania te ujawniają się na całej dostępnej głębokości masywu skalnego. Cios pochyły ma genęzę ścięciową i został prawdopodobnie założony w tym samym polu naprężeń co uskoki, którym towarzyszy.

Na badanym obszarze sieć spękań ciosowych składa się głównie ze spękań systemu ortogonalnego ciosu katetalnego. System ten występuje w postaci gęstej i równomiernie rozwiniętej sieci spękań o charakterze ekstensyjnym, ujawnionych głównie w przypowierzchniowej strefie masywu skalnego. System ten był bez wątpienia założony w polu naprężeń o innej orientacji niż pole, z którym genetycznie wiąże się cios pochyły. Analogie regionalne i przesłanki teoretyczne (3, 9) zdają się wskazywać, że na badanym terenie wcześniej założony i częściowo ujawniony został cios pochyły, a następnie cios katetalny.

Pole naprężeń, które spowodowało założenie ciosu katetalnego, mogło lokalnie, np. w sąsiedztwie odmładzanych starszych struktur tektonicznych, ulegać reorientacji i w tych rejonach cios katetalny ujawnił się w postaci systemu diagonalnego. Na pozostałym terenie natomiast cios katetalny ujawnił się jako system spękań ortogonalnych. Ujawnienie się spękań systemu ortogonalnego jedynie w płytkiej, przypowierzchniowej strefie masywu skalnego zdaje się wskazywać na młody wiek tego procesu. Brak spękań katetalnych w głębszych częściach masywu skalnego wpływa na znaczne zmniejszenie bloczności, a w konsekwencji na urabialność masywu skalnego.

LITERATURA

1. Bednarek J. — Budowa geologiczna strefy wychodni górmojurajskich między Zawierciem, Łazami i Pilicą. Arch. Inst. Geol. Podst. UW 1974.
2. Dimitrijevic M. D., Petrovic R. S. — Upotreba projekcije lopte u geologije. Lubliana 1965.
3. Jaroszewski W. — Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów neorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Stud. Geol. Pol. 1972 vol. 38.
4. Mastella L. — Interdependence of Joint Density and Thickness of Layers in the Podhale Flysch. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre 1972 vol. 20 no 3.
5. Mizerski W. — Cios w utworach mezozoicznych południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich między Ostrowem a Straszniowem. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1976 t. 46 z. 3.
6. Morawski W. — Gęstość ciosu w piaskowcach fliszowych wschodniego Podhala. Biul. Geol. Wydz. Geol. UW 1974 t. 15.
7. Mrozek K. — Budowa geologiczna struktur wgłębnych w południowej części synklinorium łódzkiego. Wyd. Geol. 1975.
8. Pożaryski W. — Elewacja radomszczańska. [W:] Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika cz. 1 Wyd. Geol. 1974.
9. Price N. J. — Mechanics of jointing in rocks. Geol. Mag. 1959 vol. 96 no. 2.
10. Wartołowska-Świdrowska J. — Analiza strukturalna brachyantykliny Dobromierza (południowo-zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). Kwart. Geol. 1976 t. 20 nr 4.
11. Wlazło D. — Zdjęcie geologiczne okolic Przedborza nad Pilicą. Arch. Inst. Geol. Podst. UW 1970.
12. Wysocki L. i in. — Prognoza stateczności zboczy wyprofilowanych w utworach podłoża skalnego w odkrywcze Bełchatów. Etap I na rok 1980. Arch. ZPG UW 1979.
13. Zapaśnik T. — Wypaczenie ciosu w strefie uskokowej. Prz. Geol. 1973 nr 11.

S U M M A R Y

The paper presents a general characteristics of joint in Mesozoic rocks of the Bełchatów area (Fig. 1). A network of catetal and inclined joint fractures was traced (Fig. 2). Orthogonal system of NW-SE and NE-SW oriented catetal fractures is of extensional origin whereas systems of inclined fractures are of shear origin. Manifestation of catetal fractures is limited to subsurface zone of rock massif, evidencing their young age. Frequency of joint fractures (Figs. 3—4) and number of blocks per 1 m³ (Fig. 5) were analysed as parameters of disintegration of rock massif.

Р Е З Ю М Е

В статье представлена общая характеристика отдельностной трещиноватости в мезозойских отложениях в районе Белхатова (рис. 1). Выделена сеть трещин катетальных и наклонных (рис. 2). Ортогональная система катетальных трещин с направлениями СХ-ЮВ и СВ-ЮЗ имеет экстенсивный генезис, а системы наклонных трещин — срезной генезис. Наличие катетальных трещин исключительно в приповерхностной зоне скального массива указывает на их молодой возраст. Проведен анализ густоты отдельностных трещин (рис. 3 и 4) и блочности как параметров дезинтеграции скального массива (рис. 5).