

UWAGI O SPĘKANIACH W SKAŁACH PÓŁNOCNEJ OSŁONY GRANITOIDÓW KARKONOSKO-IZERSKICH W REJONIE SZKLARSKIEJ PORĘBY

UKD 551.245(234.57)

Badania spękań ciosowych mają duże znaczenie dla określenia charakteru i intensywności procesów tektonicznych wewnątrz tworzących się intruzji. Metodyka obserwacji i interpretacji nieciągłości występujących w masywach głębinowych została opracowana przez H. Cloosa (4–6), na podstawie badań granitoidów dolnośląskich.

Zgodnie z tektoniką plutonów w ujęciu Cloosa i jego szkoły (1, 4–6), w ciałach plutonicznych można wyróżnić kilka grup spękań. Są to: spękania poprzeczne Q, spękania podłużne S, płasko zalegające spękania L, szczeliny brzeżne, płasko zapadające uskoki normalne i spękania diagonalne. Wymienione spękania stwierdzone i opisane z obszaru masywu karkonosko-izerskiego, a spękania ciosowe Q, S i L – tam występujące – poddane były przez Cloosa (6) szczegółowej analizie.

Istotnym uzupełnieniem obserwacji, poczynionych na obszarze masywu granitoidowego, mogą być badania dysjunkcji występujących w jego osłonie. Wielokrotnie dostarczają one nowych informacji o charakterze i wzajemnych relacjach między spękaniami przecinającymi pluton. Badania takie mają również duże znaczenie dla poznania rozwoju skał żyłowych.

Niniejszy artykuł zawiera wyniki obserwacji spękań występujących w obrębie pasma łupkowego Szklarskiej Poręby, graniczącego bezpośrednio z masywem karkonosko-izerskim w rejonie wschodniej części Wysokiego Grzbietu (G. Izerskie). Pasma łupkowe zbudowane jest z hornfelsów, powstałych przez termiczne przeobrażenia łupków łuszczycowych pod wpływem intruzji karkonosko-izerskiej, która odbyła się w fazie asturyjskiej (15, 17). Jej kontakt ze skałami osłony ma charakter typowo intruzywny (16, 21, 22).

Ponieważ zarówno masyw, jak i jego osłona zostały w okresie tworzenia się intruzji poddane tym samym naciskom i wspólnie uległy odkształceniom nieciągłym w warunkach tych samych układów naprężeń, należy przypuszczać, że cała sieć spękań występujących w obrębie pasma łupkowego Szklarskiej Poręby jest genetycznie związana z granitoidem karkonosko-izerskim.

Obserwacje spękań skalnych prowadzono na całym obszarze pasma łupkowego i objęły one dziewięć grup odsłonięć skalnych (domen), znajdujących się na grani oraz stokach Wysokiego Grzbiegu (ryc. 1). Przeprowadzono również badania ciosu w trzech kamieniołomach

granitu w dolinie potoku Kamienna (ryc. 1), co pozwoliło na porównanie orientacji zespołów spękań występujących po obu stronach kontaktu.

CHARAKTERYSTYKA SPĘKAŃ W SKAŁACH PASMA ŁUPKOWEGO SZKLARSKIEJ PORĘBY

Analiza diagramów spękań wykazała duże podobieństwo ich przebiegów w masywie granitoidowym i jego metamorficznej osłonie (ryc. 1). Dotyczy to szczególnie głównych zespołów ciosu, określonych przez M. Mierzejewskiego (12, 13) jako system regionalny. W jego skład wchodzi: zespół ciosu poprzecznego Q i spękania podłużne S (6).

Na obszarze pasma łupkowego Szklarskiej Poręby najwyraźniej zaznaczają się pionowe i strome spękania należące do zespołu ciosu poprzecznego Q, biegnące w kierunku NE–SW. Na diagramach są one reprezentowane przez silne maksima (ryc. 1). Statystycznie większość spękań Q w środkowej części pasma wykazuje pionową orientację, natomiast w części zachodniej i wschodniej zapada stromo na SE pod kątem 80–85°. Powierzchnie tych spękań są gładkie, sporadycznie są na nich widoczne niewyraźne struktury pierzaste, jak również – także rzadko – stwierdzono rysy tektoniczne. Omawiane spękania charakteryzują się wybitną regularnością przebiegów – niekiedy dają się one śledzić na odcinkach kilkudziesięciu metrów. Spękania należące do zespołu ciosu poprzecznego są bardzo dobrze widoczne w morfologii skałek hornfelsowych na Wysokim Grzbiecie. Spękania te najczęściej występują w odstępach 1–1,5 m, sporadycznie odległość między ich powierzchniami mierzona jest w centymetrach.

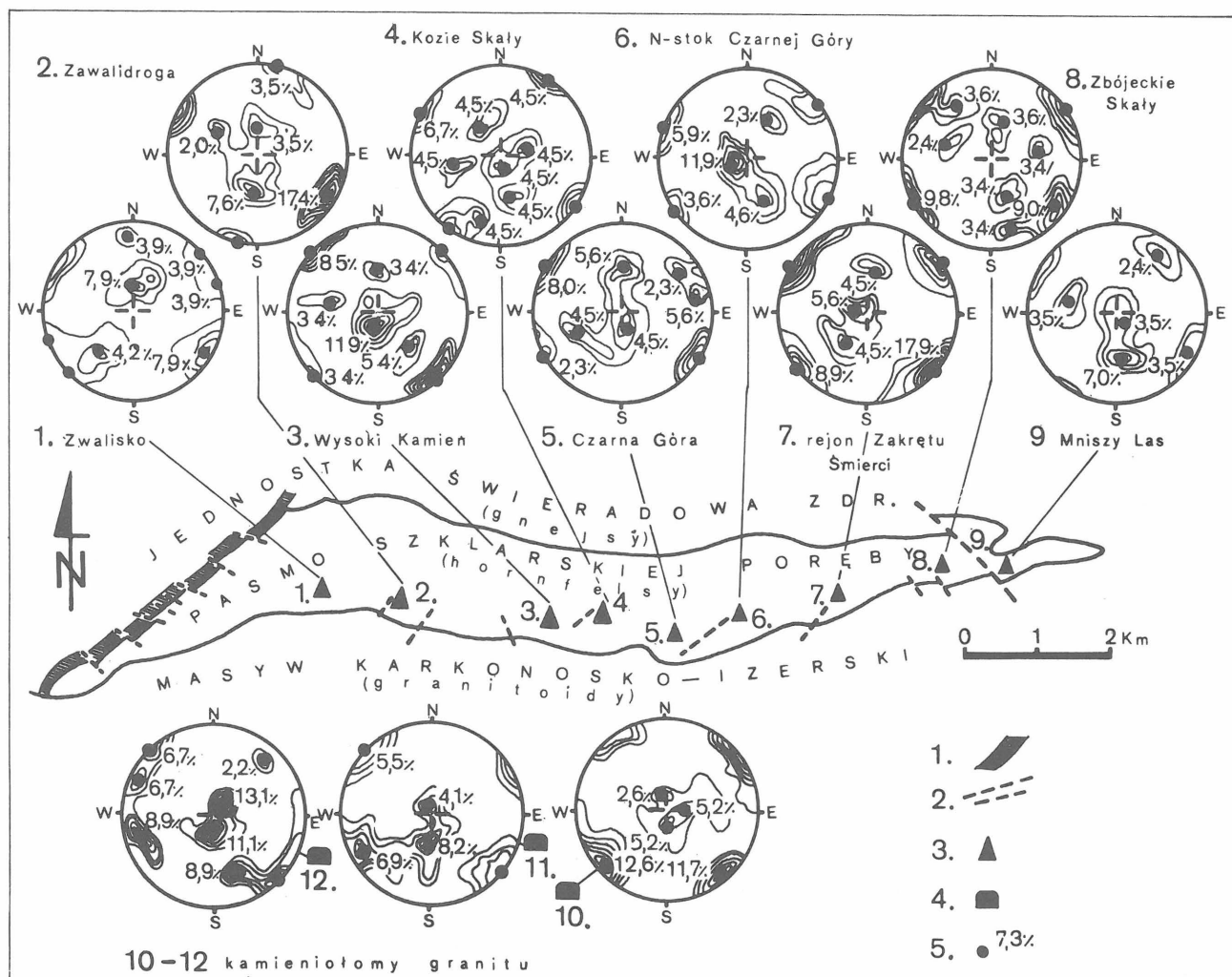
Rzadziej jest na badanym terenie reprezentowany zespół spękań podłużnych S o biegu NW–SE i WNW–ESE. Charakteryzuje się on znaczną zmiennością biegu, w obrębie skał metamorficznej osłony, dochodzącą do $\pm 30^\circ$. Na diagramach maksima koncentracji omawianych spękań są najczęściej słabe (ryc. 1). Spękania podłużne wykazują pionową orientację przestrzenną lub zapadają stromo na NE albo SW. Na ich – zwykle – dość równych powierzchniach nie stwierdzono tektoglify. Rzadko spękania te rozciągają się na większej przestrzeni, długość pojedynczych szczelin nie przekracza kilku metrów (przeciętnie

1–2 m). W wielu miejscach na obszarze pasma łupkowego nie ma ich w ogóle lub zaznaczają się w postaci kilkudziesięciocentymetrowych, nierównych powierzchni. W niektórych odsłonięciach widoczne są również strefy, gdzie spękania podłużne tworzą gęste grupy, w których odległość między sąsiednimi powierzchniami nie przekracza kilkudziesięciu, a nawet kilku cm. Te spękania są bardzo dobrze widoczne i można je śledzić na długości kilku metrów.

Poza wymienionymi regionalnymi zespołami ciosu, w sieci przecinającej skały pasma łupkowego Szklarskiej Poręby, znaczny udział mają spękania zapadające położo lub zalegające w przybliżeniu horyzontalnie. Spękania te dla odróżnienia od systemu regionalnego – charakteryzującego się ogólnie stałymi kątami biegu i upadu – odznaczają się znaczną dyspersją orientacji przestrzennej. Zwraca uwagę fakt, że nie można wyróżnić wśród nich ani jednego zespołu, który wykazywałby jednakowy przebieg na większym obszarze. Diagramy różnią się wyraźnie statystyczną konfiguracją spękań, zapadających pod umiarkowanymi kątami (ryc. 1). Spękania te mają więc charakter wybitnie lokalny.

Analiza diagramów pozwala stwierdzić, że większość spękań lokalnych jest reprezentowana przez maksima o małej lub średniej koncentracji pomiarów. Tylko kilka zespołów daje silne, wyraźne maksima o koncentracji równej lub przewyższającej maksima ciosu poprzecznego Q w danej domenie (g. Zwalisko, Wysoki Kamień, N stok Czarnej Góry, Mniszy Las). Tak dużą zmienność w obrazie poszczególnych zespołów lokalnych na diagramach należy wiązać z dużymi różnicami między stałością i gęstością ich występowania oraz przeciętną długością diaklaz i paraklaz, które może wahać się od kilkudziesięciu cm do kilku, rzadziej kilkunastu metrów. Powierzchnie omawianych spękań są często mocno pofalowane, ich biegi i upady mogą zmieniać się w granicach nawet kilkudziesięciu stopni.

W trakcie prac terenowych zauważono, że ogromna większość dobrze widocznych spękań lokalnych biegnie w przybliżeniu równoleżnikowo. Tworzą one dwie grupy o znacznej dyspersji orientacji. Spękania jednej z tych grup wykazują upady na N, NW lub NE, natomiast drugiej zapadają ogólnie na południe. Obserwacje te potwierdzają



Ryc. 1. Szkic pasma łupkowego Szklarskiej Poręby z naniesionymi diagramami orientacji spękań skalnych (projekcja równopowierzchniowa Schmidta, półkula górna, 150–300 pomiarów, kontury: 0, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14%)

Fig. 1. Sketch map of the Szklarska Poręba schist belt and diagrams of orientation of fractures (Schmidt equiareal projection, northern hemisphere, 150–300 measurements, contours: 0, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14%)

1 – kwarc żyłowy strefy dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego, 2 – uskoki, 3 – grupy skałek, 4 – kamieniołomy granitu, 5 – maksima koncentracji biegunów powierzchni spękań (podana procentowa wartość zagęszczenia pomiarów)

1 – vein quartz of Rozdroże Izerskie dislocation zone, 2 – faults, 3 – groups of crags, 4 – granite quarries, 5 – maxima of concentration of poles of fracture planes (along with values of concentration of measurements in per cents)

diagramy (ryc. 1, g. Zwalisko, Zawalidroga, Wysoki Kamień, Kozie Skały, Czarna Góra, Zakręt Śmierci, Zbójeckie Skały). Stwierdzono również, że w wielu odsłonięciach, poza spękaniami regionalnymi, są widoczne wyłącznie dwa zespoły reprezentujące obie wymienione grupy spękań lokalnych.

Na powierzchniach spękań lokalnych niekiedy są widoczne niewyraźne rysy i bruzdy ślizgowe. Nie stwierdzono występowania innych rodzajów tektoglify, co można tłumaczyć stosunkowo gruboziarnistą strukturą hornfelsów. Obecność rys i bruzd tektonicznych, jak również często notowane w odsłonięciach zjawisko zrzucania jednego spękania lokalnego przez drugie wskazuje na ich uskokowy charakter. Obserwowane przemieszczenia mas skalnych wzdłuż powierzchni omawianych spękań mają charakter małoskalowy. Ich amplituda nie przekracza zwykle kilkunastu cm. Nie udało się określić żadnych prawidłowości w czasowym następstwie spękań lokalnych, na podstawie ich wzajemnego przecinania się.

Kryterium to w odniesieniu do całej sieci spękań – występującej w obrębie skał osłony – pozwoliło natomiast stwierdzić, że zespoły ciosu regionalnego są młodsze od większości spękań lokalnych.

Na obszarze pasma łupkowego stwierdzono występowanie apofiz, jak również licznych, związanych z intruzją karkonosko-izerską żył aplitowych i pegmatytowych występujących opisaną sieć ciosu. Większość z nich wypełnia zespoły ciosu lokalnego. Obserwacje skał żyłowych występujących wewnątrz spękań lokalnych pozwalają stwierdzić, że wzdłuż wielu z tych spękań doszło do małoskalowych przemieszczeń już po wtargnięciu żył aplitów i pegmatytów. Wydaje się, że niewielkie przesunięcia o amplitudzie do kilkunastu cm mogły powtarzać się kilkakrotnie wzdłuż tych samych powierzchni nieciągłości.

DYSKUSJA I WNIOSKI

Według współcześnie panujących poglądów, strop intruzji karkonosko-izerskiej zapada połogo na północ pod skały metamorfiku izerskiego (16, 21, 22). Wschodnia część pasma łupkowego Szklarskiej Poręby ma charakter ostańca denudacyjnego stropowej osłony masywu granitoidowego (21, 22). Można więc przyjąć, że całe pasmo łupkowe jest fragmentem dachu intruzji, która podściela go na różnych głębokościach. Spękania w obrębie pasma łupkowego są kontynuacją dysjunkcji występujących w masywie granitoidowym lub są genetycznie z nim związane.

W trakcie prac terenowych stwierdzono, że większość spękań lokalnych jest bez wątpienia starsza od systemu regionalnego. Część nieciągłości lokalnych musiała powstać jeszcze przed usztywnieniem zewnętrznych partii intruzji, o czym świadczy – stwierdzone w kilku odsłonięciach – obecność niewielkich apofiz granitoidowych wewnątrz spękań lokalnych. Dysjunkcje te są więc bezspornie starsze od wszystkich stwierdzonych przez H. Cloosa (6) zespołów ciosu występujących wewnątrz masywu karkonosko-izerskiego.

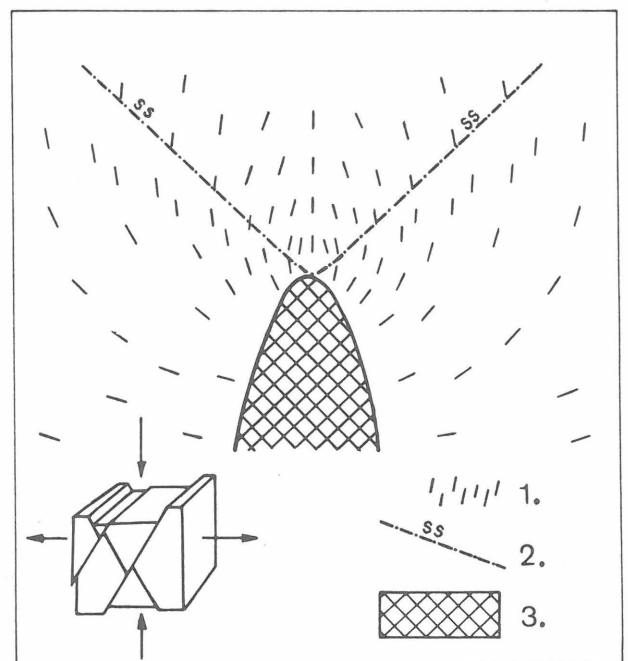
Wydaje się, że dla wytłumaczenia sposobu powstania tych najstarszych nieciągłości można zastosować model przedstawiony przez S. Bhattacharjia i O. Koide (2, 3). Autorzy ci przyjmują, że rozkład naprężeń wokół pionowo podnoszącego się ciała magmowego jest następujący: kierunek głównych naprężeń kompresyjnych nad intruzją jest ogólnie pionowy, natomiast wokół plutonu trajektorie tych naprężeń układają się ukośnie lub nawet horyzontalnie. Taki rozkład głównych naprężeń ściskających jest odpowiedzialny za utworzenie obszaru horyzontalnego

rozciągania nad intruzją. Naprężenia tensyjne nad wydłużonym ciałem magmowym działają prostopadle do jego osi (wydłużenia).

W skałach osłony, znajdujących się w polu działania wymienionych naprężeń, pojawiają się powierzchnie ścięć o charakterze uskoków normalnych, biegnące równoległe do osi ciała magmowego i zapadające pod średnimi kątami w kierunku jego wnętrza (ryc. 2). Powyższy mechanizm jest odpowiedzialny za powstanie doliny ryftowej Morza Czerwonego (3), w mniejszej skali natomiast tłumaczy genezę występujących w skałach osłony połączonych spękań i uskoków normalnych, biegnących równoległe do wydłużenia plutonu. W izometrycznych intruzjach w kształcie kopół mogą powstawać w ten sam sposób nieciągłości radialne i koncentryczne o charakterze spękań ze ścinania (2).

Również wyniki matematycznej analizy przeprowadzonej wcześniej przez W. Hafnera (8) przewidują powstanie w nadkładzie nad wznoszącymi się wysadami solnymi lub batolitami podobnego systemu uskoków i spękań ze ścinania. Jego rozkład jest uzależniony od wzajemnych relacji sił pionowych i naprężeń ścinających, rozmiarów analizowanych bloków oraz założonych własności materiałowych (10). Zbliżone wyniki dały także badania A.R. Sanforda (20). Dotyczyły one łagodnego wysklepiania się podłoża i zostały potwierdzone na modelach z luźnego i ubitego piasku.

Przyjmując przedstawiony model powstawania nieciągłości, należy podkreślić, że spękania lokalne są małoskalowym efektem działania naprężeń w nadkładzie intruzji. Można do nich zaliczyć te zespoły ciosu, których maksima są oddalone od centrów diagramów (ryc. 1). Należy dodać, że upady większości z nich są zawarte w



Ryc. 2. Rozkład stresu kompresyjnego nad stropem podnoszącego się plutonu (wg 2, 3, zmieniony)

1 – kierunki stresu kompresyjnego, 2 – powierzchnie ścięć (spękań), 3 – intruzja

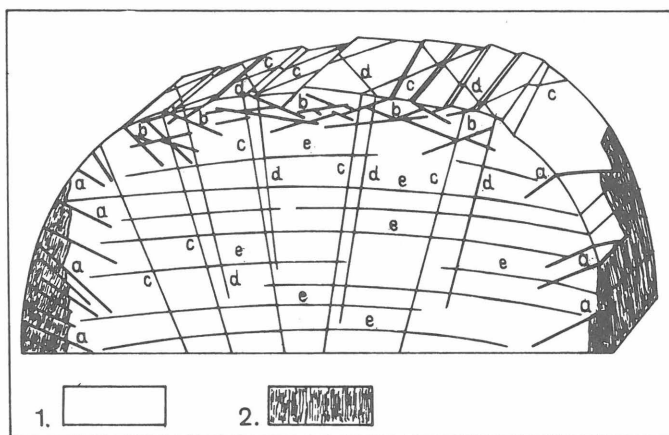
Fig. 2. Distribution of compressional stress above top surface of rising pluton (after 2, 3, modified)

1 – directions of compressional stress, 2 – shearing (fracture) surface, 3 – intrusion

przedziale 30–50°, a więc są mniejsze od upadów potencjalnych uskoków normalnych przewidzianych przez W. Hafnera (8) nad centrum „fali wznoszącej”. Zdaniem tego autora, uskoki te powinny wykazywać typowe upady ok. 60°. Bieg większości spękań lokalnych jest równoległy do osi wydłużonego w kierunku W–E masywu karkonosko-izerskiego. Wydaje się, że w miejscach, gdzie granitoidy przedostawały się w wyższe poziomy intersekcyjne, lokalny układ naprężeń mógł doprowadzić do powstania spękań nie biegnących równoleżnikowo.

Uskokowy charakter najstarszych nieciągłości lokalnych potwierdza obecność rys i bruzd tektonicznych, jak również niewielkie przemieszczenia mas skalnych wzdłuż ich powierzchni. Ujawnianie się tych spękań mogło zachodzić w polu zmieniających się kierunków lub wartości naprężeń (18) wywołanych podnoszeniem intruzji. Stałe wysklepienie masywu mogło później doprowadzić do otwierania się szczelin wcześniej powstałych nieciągłości, co ułatwiało migrację skał żyłowych, jak również spowodowało małoskalowe przesunięcia wzdłuż ich powierzchni. Dalsze naciski plutonu mogły również być przyczyną zamykania i ponownego otwierania spękań lokalnych, które mogły mieć charakter spękań tensyjnych, ścinających lub tzw. spękań ścinających z ograniczonym prostopadłym przemieszczeniem (9), określonych również mianem ukośnych spękań ekstensyjnych (7). Oddalając się od osi plutonu, omawiane spękania powinny wykazywać coraz mniejsze upady. Badania terenowe nie potwierdziły tego, ze względu na brak odsłonięć w północnej części pasma łupkowego Szklarskiej Poręby.

Po zakrzepnięciu zewnętrznych partii intruzji, na opisany system spękań lokalnych nałożyły się młodsze nieciągłości, będące kontynuacją spękań występujących w granicie. W efekcie powstała bardzo skomplikowana sieć ciosu lokalnego. Należy podkreślić, że nie ma obiektywnego kryterium, które pozwoliłoby pewnie określić charakter zespołów czy grup nieciągłości znaczonych na diagramach. Można jednak przypuszczać, że na terenie pasma łupkowego Szklarskiej Poręby w sieci spękań lokalnych są reprezentowane: szczeliny brzeżne (spękania marginalne),



Ryc. 3. Spękania w batolicie (wg 1, zmieniony)

1 – intruzja, 2 – skały osłony, a – szczeliny brzeżne, b – płasko zapadające uskoki normalne, c – spękania poprzeczne (Q), d – spękania podłużne (S), e – spękania płaskie (L) (cios pokładowy)

Fig. 3. Fractures in batholith (after 1, modified)

1 – intrusion, 2 – cover rocks, a – marginal fissures, b – low angle normal faults, c – transversal fractures (Q), d – longitudinal fractures (S), e – low angle fractures (L) (bedjoint)

płasko zapadające uskoki normalne i spękania płaskie L (ryc. 3).

Jako pierwsze pojawiać się mogły szczeliny brzeżne (ryc. 3a). Nieciągłości te są dowodem znacznej ekspansji intruzji w górę i tworzą się w miejscach, gdzie masy plutoniczne są silnie rozciągane wzdłuż stromo zapadającej powierzchni kontaktu. Typowe szczeliny brzeżne są nachylone w kierunku wnętrza plutonu pod kątem 20–45° uzależnionym od gęstości magmy. Wzdłuż ich powierzchni mogły się znacznie przemieszczać na boki wyżejjęgłe masy plutonu (1, 4). Spękania te mogą występować w południowej części pasma łupkowego, gdzie masyw granitoidowy stromo graniczy z osłoną.

W sieci spękań lokalnych mogą być również reprezentowane płasko zapadające uskoki normalne (ryc. 3b). Nieciągłości te powstają w zewnętrznych, apikalnych partiach intruzji pod wpływem nacisków nie zakrzepłego i mobilnego jeszcze jądra plutonu, powodujących jego lateralne poszerzenie. Ich upady rzadko przekraczają 45° (1, 4). Należy przypuszczać, że przesunięcia wzdłuż połoego zapadających uskoków normalnych musiały wywoływać przemieszczenia mas skalnych w okrywie. Jakkolwiek trudno – nawet w przybliżeniu – określić orientację tych nieciągłości, to należy przypuszczać, że przemieszczenia te musiały zachodzić po powierzchniach będących kontynuacją płasko zapadających uskoków normalnych, występujących w obrębie masywu.

Spękania płaskie L (ryc. 3c) są bez wątpienia obecne na obszarze pasma łupkowego Szklarskiej Poręby. Połogie lub horyzontalne zespoły, reprezentowane na diagramach przez silne maksima (Wysoki Kamień, Czarna Góra, N stok Czarnej Góry, Zakręt Śmierci, Mniszy Las), odpowiadają spękaniami płaskim (pokładowym), występującym w kamieniołomach granitu. Wydaje się, że spękania te mają charakter odciążeniowy. Przy założeniu ich kontrakcyjnej genezy, nieciągłości te nie byłyby prawdopodobnie reprezentowane w skałach osłony. W dawkach pęknięcia (spękania termiczne), spowodowane oziębianiem, rozpoczynają się od kontaktu i stopniowo posuwają się do wnętrza stygnącego ośrodka skalnego (11).

Poza wymienionymi grupami nieciągłości, w sieci ciosu lokalnego należy się spodziewać również spękań związanych z uskokami powstałymi już po ustaniu zjawisk plutonicznych na badanym obszarze.

W skład systemu regionalnego, powstałego już po utworzeniu szczelin brzeżnych i płasko zapadających uskoków normalnych, wchodzi spękania poprzeczne Q (ryc. 3c) i podłużne S (ryc. 3d). Spękania te są identycznie zorientowane w masywie granitoidowym, jak i w obrębie skał pasma łupkowego Szklarskiej Poręby. W świetle poglądów H. Cloosa (4–6), R. Balka (1) i N.J. Price'a (19), spękania poprzeczne (prostopadle do struktur fluidalnych) powstały wskutek stresu tensyjnego w górnej, skonsolidowanej już partii intruzji pod wpływem skierowanych do góry nacisków płynnego jądra plutonu. Spękania podłużne są zwykle równoległe do struktur fluidalnych.

Sposób ich powstania nie jest jeszcze w pełni wyjaśniony. Zdaniem M. Mierzejewskiego (12, 14), oba zespoły ciosu regionalnego należą do spękań ścinających powstałych w wyniku nacisków idących z północy. Badania skał żyłowych na terenie pasma łupkowego wypełniających szczeliny spękań poprzecznych, jak również obecność rys tektonicznych na ich powierzchniach, pozwalają przypuszczać, że doznały one ruchów ścinających. N.J. Price (19) uważa, że ścicia wzdłuż spękań Q mogły powstać w czasie tworzenia się spękań podłużnych, powstających w wyniku tensji wywołanej oziębianiem plutonu, przy jednoczesnym jego dalszym lateralnym rozszerzaniu.

L I T E R A T U R A

1. Balk R. — Structural behavior of igneous rocks. Geol. Soc. Memoir. 1937 no. 5.
2. Bhattacharji S., Koide H. — Mechanistic interpretation of rift valley formation. Science 1975 vol. 189.
3. Bhattacharji S., Koide H. — Mechanistic model for triple junction fracture geometry. Nature 1975 vol. 255.
4. Cloos H. — Über Ausbau und Anwendung der granittektonische Methode. Abh. d. Preuss. Geol. Landesanstalt N.F. 1922 vol. 89.
5. Cloos H. — Das Batholitenproblem. Berlin 1923.
6. Cloos H. — Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. I Teil. Das Riesengebirge in Schlesien. Berlin 1925.
7. Dennis J.G. — Structural geology. Rolland Press Co. New York 1972.
8. Hafner W. — Stress distributions and faulting. Bull. Geol. Soc. Am. 1951 vol. 62, no. 4.
9. Hobbs B.E., Means W.D., Williams P.S. — An outline of structural geology, John Wiley and Sons Inc. New York 1976.
10. Jaroszewski W. — Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol. 1980.
11. Kozłowski S. — Cios termiczny w dajkach. Roczn. Tow. Geol. 1960 z. 1.
12. Mierzejewski M. — Rozwój i następstwo niektórych struktur w plutonie Karkonoszy. Mat. do Konf. Teren. nt.: Kryteria strukturalne w określaniu rozwoju granitoidów bloku karkonosko-izerskiego. Inst. Geol. UW. 1973.
13. Mierzejewski M. — Dysjunkcje koncentryczne rejonu Jakuszyce w granitowym masywie Karkonoszy. Acta Univ. Wratisl. nr 378, Pr. Geol.-Miner. 1977 nr 6.
14. Mierzejewski M. — Geologia granitowej części Karkonoszy. [W:] Karkonosze Polskie. Ossolineum 1985.
15. Oberc J. — An outline of the geology of the Karkonosze — Izera Block. Z. Nauk. Uniw. Wrocław. B. 1961 nr 8.
16. Oberc J. — Stanowisko tektoniczne granitu Karkonoszy. Biul. Inst. Geol. 1965 nr 191.
17. Petraschek W.E. — Zur Altersbestimmung des varistischen Vulkanismus in Schlesien. Z. d. Deutsch. Geol. Ges. 1938 Bd 90.
18. Price N.J. — Mechanics of jointing in rocks. Geol. Mag. 1959 vol. 96, no. 2.
19. Price N.J. — Fault and joint development in brittle and semibrittle rocks. Pergamon Press. Oxford — London 1966.
20. Sanford A.R. — Analytical and experimental study of simple geologic structures. Bull. Geol. Soc. Am. 1959 vol. 70 no. 1.
21. Żaba J. — Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie). Geol. Sudet. 1979 vol. 14, nr 2.
22. Żaba J. — Stosunek waryscyjskiego granitoidu Karkonoszy do metamorfiku północnej osłony oraz tektonika fałdowa pasm łupkowych Szklarskiej Poręby i Starej Kamienicy (krystalinik izerski). [W:] Mat. do Teren. Konf. Nauk. nt.: Zagadnienia tektoniki krystaliniku izersko-łużyckiego. UŚI., Katowice 1984.

S U M M A R Y

The paper present results of analysis of fractures in rocks of the Szklarska Poręba schist belt in eastern part of the Wysoki Grzbiet (Izerskie Mts), that is in area of direct contact of these rocks and those of the Karkonosze-Izera Massif. The question of age and mutual relations of sets of joints found at opposite sides of the contact zone is discussed. Low-angle dislocations are shown to be the oldest fractures in this schist belt. Their origin is explained by the Author as related to tensional conditions in cover of rising Karkonosze-Izera granitoid intrusion. After solidification of outer parts of the granitoid massif, younger discontinuities became overprinted on the above mentioned. The discontinuities represent continuations of joint formed in the granite and they include marginal fissures, low angle normal faults, low angle fractures (L), and transversal (Q) and longitudinal (S) fractures as identified by Closs.

Р Е З Ю М Е

В статье представлены исследования трещин находящихся в пределах сланцевой цепи Шклярской Порембы, примыкающей непосредственно к карконоско-изерскому массиву в районе восточной части Высокого Хребта (Изерские горы). Описан вопрос возраста и взаимосвязей между комплексами отдельности находящимися по обеих сторонах контактной зоны. Было установлено, что самыми старшими трещинами в пределах сланцевой цепи являются покатые дизъюнкции; их генезис автор связывает с тензивными напряжениями во вскрыше над гранитоидной карконоско-изерской интрузией. После затвердения внешних партий гранитоидного массива на эти трещины наложился младшие прерывности будущие продолжением трещин связанных с отдельностью в граните. Здесь принадлежат выделенные Ключом: береговые трещины, плоско погружающиеся нормальные сбросы, плоские трещины (L), поперечные (R) и продольные (S).