

W. GÓRECKI, W. STRZETELSKI & J. M. SZWEJKOWSKI

Geneza szczelin odprężeniowych w piaskowcach kwarcytowych kambru środkowego jako kryterium określania dolnej granicy wieku akumulacji węglowodorów

THE ORIGIN OF RELAXATION FISSURES IN MIDDLE CAMBRIAN QUARTZOSE SANDSTONES AS A CRITERION FOR DETERMINING THE EARLIEST AGE OF HYDROCARBON ACCUMULATION

STRESZCZENIE: Opisano morfologię i występowanie szczelin odprężeniowych w piaskowcach kwarcytowych roponośnej serii kambru środkowego w rejonie Żarnowca. Przedstawiono zespół tekstur towarzyszących szczelinom odprężeniowym oraz zdefiniowano względne stosunki wiekowe pomiędzy nimi. Określono mechaniczne warunki powstawania szczelin odprężeniowych. Obliczono krytyczną miąższość zdjęcia erozyjnego, warunkującą szerzenie się szczelin odprężeniowych. Na tej podstawie oceniono wiek bezwzględny szczelin, a co za tym idzie — dolną granicę wiekową akumulacji węglowodorów.

WSTĘP

W niniejszej pracy opisano występowanie szczelin odprężeniowych w piaskowcach kwarcytowych roponośnej serii kambru środkowego rejonu Żarnowca. Przedstawiono jeden z prawdopodobnych mechanizmów powstawania szczelin odprężeniowych, których genezę wiąże się z zaburzeniami składowej grawitacyjnej pola naprężeń w masywie skalnym. Zaburzenia te mogą być wywołane erozją powierzchniową. Postulowany mechanizm powstawania szczelin odprężeniowych pozwala na wiarygodne oszacowanie minimalnej miąższości nadkładu, którego denudacja warunkuje szerzenie się szczelin odprężeniowych. Wielkość erozji pozwala na dokładne ustalenie wieku szczelin odprężeniowych. Obserwacja sposobu przecinania się szczelin odprężeniowych z innymi szczelinami tektonicz-

nymi oraz z powierzchniami stylolitowymi pierwszej i drugiej generacji, umożliwia odniesienie względnego wieku zjawisk do skali bieżącego czasu geologicznego. Znając częstotliwość pojawiania się śladów węglowodorów w poszczególnych systemach szczelin tektonicznych i litologicznych możemy określić prawdopodobny interwał czasowy dla akumulacji ropy w Żarnowcu. Tego rodzaju interpretacja posiada duże znaczenie dla prognozowania poszukiwań złóż w serii kambru środkowego na obszarze całej Syneklizy Perybałtyckiej.

MORFOLOGIA I WYSTĘPOWANIE SZCZELIN ODPRĘŻENIOWYCH

W stosunkowo czystych i pozbawionych większej ilości przeławień ilastych, piaskowcach kwarcytowych kambru środkowego pojawiają się szczeliny o lekko ukośnym lub poziomym przebiegu i zarysie prosto- lub krzywoliniowym, niezależnym od uławicenia skały. Szczeliny krzywoliniowe mają kształt sinusoidalny lub łukowaty, przy czym łuki te mogą być wygięte zarówno ku górze, jak i ku dołowi (fig. 1). Amplituda wygięcia szczelin łukowych wynosi 7—13 mm, zaś długość fali

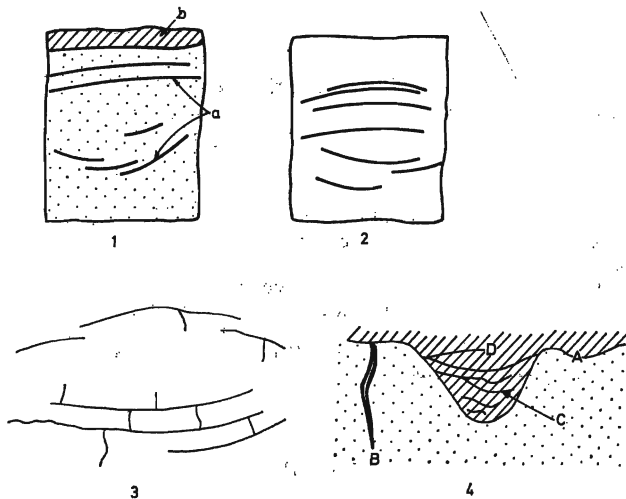


Fig. 1. Kształt i występowanie szczelin odprężeniowych (Shape and occurrence of unbended fissures)

1 — szczeliny odprężeniowe *a* występują w piaskowcu w sąsiedztwie przeławień ilastych *b*. Amplituda łuku ich powierzchni rośnie w miarę oddalania się od ławicy ilastej (Relaxation fissures *a* occurring in sandstone near the clay intercalations *b*. The greater the distance from the clay layer the greater the amplitude of the arch of the fissure)

2 — Kompensacyjne ułożenie zespołu szczelin odprężeniowych (Compensating arrangement of relaxation fissure assemblage)

3 — Kompensacyjnie ułożone szczeliny odprężeniowe wraz z towarzyszącymi krótkimi spękaniami pionowymi (Compensating arrangement of the relaxation fissures associated with short vertical fissures)

4 — Zespół szczelin odprężeniowych wygiętych ku górze *D* i ku dołowi *C*, występujących w obrębie wcisku łąwca w piaskowcu — powierzchnia graniczna *A*. Poziome przemieszczenie mas o różnej gęstości wywołało powstanie szczeliny pionowej *B* (An assemblage of small relaxation fissures, upcurved *D* and downcurved *C* occurring within clay squeezed into sandstone — boundary area *A*. Horizontal displacement of clay resulted in the formation of vertical fissure *B*)

ok. 8 cm. Długość cięciwy wynosi najczęściej 1—5 cm, rzadziej 5—7 cm, niekiedy do 10 cm.

Na fig. 2 przedstawiono rozkład częstotliwości występowania szczelin odprężeniowych o różnej szerokości. Wynika z niego, że szczeliny odprężeniowe mają z reguły szerokość 0,2—0,5 mm, rzadziej 0,1—0,8 mm.

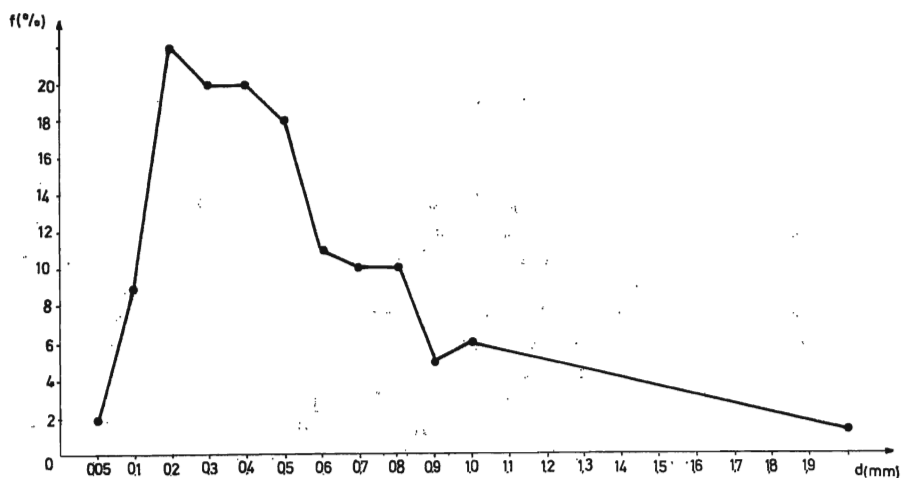


Fig. 2. Wykres częstotliwości występowania f szczelin odprężeniowych o różnej szerokości d , dla profilu Żarnowiec IG-4 (Frequency diagram f of relaxation fissures varying in width d , Żarnowiec IG-4 profile)

Zauważono, że w najwyższej części profilu serii kambryjskiej w rejonie Żarnowca (np. na głęb. 2702—2730 m w Żarnowcu IG-4) szczeliny odprężeniowe bywają często wypełnione pirytem i są raczej niedrożne. Niżej (np. na głęb. 2730—2750 m w profilu Żarnowca IG-4) są one wypełnione substancją wapnisto-marglistą lub ilastą. Stopień wypełnienia szczelin maleje szybko ku dołowi i w większej części profilu dominują szczeliny wybitnie drożne bądź tylko w nieznacznym stopniu pokryte kwarcem. Wokół niezabliźnionych szczelin odprężeniowych pojawiają się liczne żółtawe naloty węglowodorów. W interwałach złożowych poziome i łukowe szczeliny odprężeniowe odgrywają rolę głównych dróg migracji śródziornikowej i na dużych odcinkach lub w całości wypełnione są bituminami. Badania luminescencyjno-mikroskopowe potwierdziły obecność koncentracji węglowodorów objawiających się słabym świeceniem wokół spękań poziomych (A. Manecki & J. Dominik 1975 inf. ustna). Obserwacje mikroskopowe wykazały również, że szczeliny odprężeniowe są na ogół niezabliźnione i tworzą równoległe systemy biegnące niezależnie od struktury ziarnowej piaskowca. Świadczy to o istotnie odprężeniowym charakterze opisywanych spękań, ponieważ jedynie wskutek pionowych naprężeń, będących reakcją na erozyjne zdjęcie sporej części nadkładu, mogło nastąpić tworzenie się szczelin poziomych tnących niezgodnie ziarna kwarcowe. Przy wszystkich innych naciskach pionowych, narastających stopniowo, powstają wyłącznie deformacje w przestrzeniach międzyziarnowych, jak np. stylolity i powierzchnie stylolitopodobne (Strzetelski 1976, 1977a). Częstotliwość występowania szczelin odprężeniowych w profilu pionowym jest zmienna, ponieważ grupują się one na ogół w strefach o szerokości 5 cm. W strefach tych występuje po kilka szczelin odprężeniowych, średnio 6 na 5 cm. Tworzą one wiązki szczelin równoległych, ułożonych naprzemianlegle, przegiętych od położenia poziomego aż do

10°—20°, po czym ponownie powracających do położenia poziomego. Systemy te nie rozgałęziają się i nie łączą bezpośrednio, a szczeliny są oddalone średnio o 0,5—1 cm. Łączność pomiędzy równoległymi szczelinami odprężeniowymi jest jednak możliwa dzięki istnieniu towarzyszących, krótkich spękań pionowych o długości 1,5—2 cm. Ogólna częstotliwość pionowa szczelin odprężeniowych waha się najczęściej w granicach 5—20/1 mb rdzenia (głównie w piaskowcach) i sięga 40/1 mb a nawet 80/1 mb rdzenia.

PARAGENETYCZNE PRZESŁANKI POWSTAWANIA SZCELIN ODPRĘŻENIOWYCH

Poziome i łukowe szczeliny odprężeniowe występują w szerokim sąsiedztwie stref pojawiania się stylolitów i wkładek ilastych (fig. 1—1). Na rysunku tym widoczna jest przykontaktowa szczelina odprężeniowa ciągnąca się wzdłuż powierzchni rozdziału iłowiec-piaskowiec. Poniżej widoczne są dwie poziome szczeliny odprężeniowe, a jeszcze niżej — zespół łukowych szczelin odprężeniowych, wygiętych ku dołowi. Przedstawiona parageniza wkładek ilastych i szczelin odprężeniowych wskazuje na związki genetyczne istniejące pomiędzy zjawiskiem deformacji i przemieszczania się mas ilastych a powstawaniem szczelin odprężeniowych.

O ile jednak proces deformacji powierzchni rozdziału między wkładkami ilastymi i piaszczystymi miał charakter ciągły (Strzetelski 1977a), o tyle szerzenie się szczelin odprężeniowych było zjawiskiem względnie jednorazowym. Widzimy to na fig. 3, gdzie zdeformowana powierzchnia rozdziału iłowca i piaskowca (3) jest

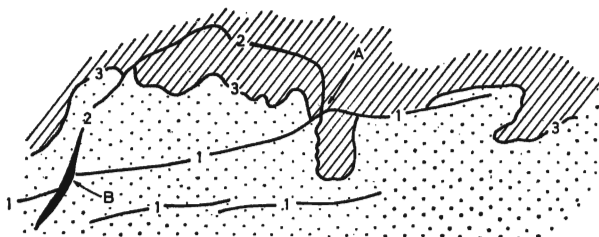


Fig. 3. Wzajemny stosunek szczelin odprężeniowych 1 do pionowej szczeliny tektonicznej 2 na granicy iłowiec/piaskowiec 3. Szczelina tektoniczna przecina szczelinę odprężeniową w punkcie B i opiera się na niej w punkcie A. Rysunek przedstawia rozwinięcie poboczniczy rdzenia (Mutual relation of relaxation fissures 1 to the vertical fissure 2 at the clay/sandstone boundary 3. The tectonic fissure intersect the relaxation fissure at point B and leans against it at point A. The drawing shows the side surface of the core)

przecięta niezgodnie pionową szczeliną odprężeniową (1). Na tym samym rysunku widoczne są w sumie trzy szczeliny odprężeniowe oraz jedna pionowa szczelina tektoniczna (2) o upadzie 80°, która na poboczniczy rdzenia tworzy zarys łuku wygiętego ku górze. Pionowa szczelina tektoniczna jest w tym wypadku młodsza od szczeliny odprężeniowej, gdyż przecina ją i przesuwa w punkcie (B) oraz opiera się na niej w punkcie (A). W opisywanym przypadku (fig. 3) w szczelinach odprężeniowych oraz wzdłuż szczeliny tektonicznej obserwuje się liczne ślady węglowodorów.

Jak już wspomniano, łukowate szczeliny odprężeniowe są często genetycznie związane z krótkimi, zanikającymi szczelinami pionowymi, które można traktować jako odgałęzienia szczelin odprężeniowych. Spękania pionowe łączą często sąsiednie

szczeliny odprężeniowe (fig. 1—3). Spękania te są drożne, często wypełnione pylem, szerokość ich wynosi ok. 0,1 mm a długość 1—8 cm.

Paragenezę deformacji wkładek ilastych i pojawiania się krótkich spękań pionowych z występowaniem szczelin odręźniowych ilustruje fig. 1—4. Przedstawia ona strukturę epigenetyczną (Strzetelski 1977a) w formie wcisku ilasto-piaszczystego w obrębie piaskowca. Tekstura ta sięga do głębokości 2 cm. Przemieszczenie mas o różnej gęstości spowodowało pofałdowanie powierzchni granicznej (A), co z kolei wywołało powstanie naprężeń poziomych i związanej z nimi zanikającej tenzyjnej szczeliny pionowej (B) o długości 3 cm. Jednocześnie w obrębie samego wcisku, skutkiem zaburzenia równowagi gęstościowej, pojawiło się w dolnej części szereg małych szczelin odprężeniowych wygiętych ku dołowi (C), zaś w górnej części wcisku — szczelina odprężeniowa wypukła ku górze (D).

Przykład ten jest małym modelem potwierdzającym odprężeniowy charakter szczelin poziomych o kształcie łukowym. Wskazuje on jednocześnie na związek pomiędzy przemieszczaniem się mas ilastych a genezą szczelin odprężeniowych oraz na współwystępowanie tych szczelin z krótkimi spękaniem pionowymi. Związek przyczynowo-skutkowy tych zjawisk wygląda następująco:

1. erozyjne zdjęcie nadkładu,
2. zmiana upadu regionalnego (wyniesienie obszaru),
3. ruch mas ilastych wywołujących naprężenia poziome w ławicach piaszczystych,
4. krótkie spękania pionowe w piaskowcach spowodowane naprężeniami poziomymi,
5. szczeliny odprężeniowe jako reakcja na erozyjne odciążenie nadkładu (naprężenia pionowe).

Szczeliny odprężeniowe i towarzyszące im krótkie spękania pionowe można więc uważać za syngenetyczne. Szczeliny odprężeniowe o łukowatym zarysie ułożone są we wzajemnie skompensowany sposób (fig. 1—4, fig. 1—2). Oznacza to, że poniżej poziomych szczelin odprężeniowych rozwija się seria spękań łukowych o coraz to większych promieniach, skierowanych wypukłością ku dołowi. Natomiast powyżej szczelin poziomych występują serie spękań łukowych, coraz to bardziej wypukłych ku górze (fig. 1—2).

WZGLĘDNY WIEK SZCZELIN ODPRĘŻENIOWYCH

Wśród stylolitów występujących w serii kambru środkowego wyróżniono (Strzetelski 1977a) mikrostylolity pierwszej i makrostylolity drugiej generacji. Stwierdzono, że szczeliny odprężeniowe są młodsze od mikrostylolitów pierwszej generacji. Często bowiem szczeliny odprężeniowe wykorzystują istniejące powierzchnie szwów mikrostylolitowych lub przecinają je niezgodnie (fig. 4—1). Ponieważ jednak proces stylolityzacji rozwijał się nadal, stąd też na niektórych szczelinach odprężeniowych powstały wtórne mikrostylolity o amplitudzie 0,1—0,3 m, których szwy nie były wypełnione substancją ilastą.

Stylolity pierwszej, a czasem i drugiej generacji podlegały później tym samym naprężeniom, które powodowały powstanie szczelin odprężeniowych. W rezultacie stylolity obydwu generacji bywają często kompensacyjnie wygięte ku górze i ku dołowi, podobnie jak szczeliny odprężeniowe (fig. 4—2). Z drugiej zaś strony stwierdzono, że szczeliny odprężeniowe są na ogół starsze od makrostylolitów drugiej generacji (fig. 4—3). W tym przypadku szczeliny odprężeniowe przebiegają nieco ukośnie w stosunku do młodszych i nakładających się na nie powierzchni makrostylolitowych.

Przynależność makrostylolitów do drugiej fazy stylolityzacji nie ulega wątpliwości, na co wskazuje wzajemny stosunek makro- do mikrostylolitów (fig. 4—4).

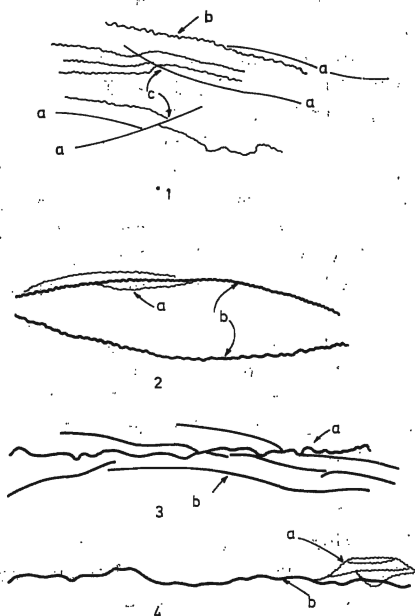


Fig. 4. Wzajemne stosunki wiekowe szczelin odprężeniowych oraz mikro- i makrostylolitów (Mutual relation of relaxation fissures with micro- and macrostylolites)

1 — Szczeliny odprężeniowe *a* bądź to wykazują istniejące szwy mikrostylolitów pierwszej generacji *b*, bądź też przecinają je niezgodnie *c*. (Relaxation fissures *a* either follow the already existing microstylolite seams of the first generation *b*, or they cross them discordantly *c*)

2 — Mikrostylolity *a* i makrostylolity *b* wygięte łukowato w sposób kompensacyjny, tak jak szczeliny odprężeniowe (Microstylolites *a* and macrostylolites *b* arched compensatory like the relaxation fissure assemblage)

3 — Makrostylolity drugiej generacji *a* są zwykle młodsze od szczelin odprężeniowych *b* (Macrostylolites of the second generation *a* are usually younger than the relaxation fissures *b*)

4 — Mikrostylolity *a* są starsze od makrostylolitów *b* (Microstylolites *a* are older than macrostylolites *b*)

Względne stosunki wiekowe pomiędzy pionowymi szczelinami tektonicznymi a szczelinami odprężeniowymi nie są już tak jednoznaczne (W. Strzetelski 1977b). Niemniej obserwacje sposobu ich wzajemnego przecinania się pozwoliły ustalić następujący schemat wiekowy według chronologicznej kolejności powstawania poszczególnych tekstur:

1. mikrostylolity pierwszej generacji,
2. generacja systemów pionowych szczelin tektonicznych 1+2 (tj. o rozciągłościach równoległych i prostopadłych do kierunku upadu warstw),
3. szczeliny, stylolity i powierzchnie ukośne,
4. poziome szczeliny odprężeniowe,
5. generacja systemów pionowych szczelin tektonicznych 3a+4a, 3b+4b (o rozciągłościach ukośnych do kierunku upadu warstw),
6. makrostylolity drugiej generacji.

POLA NAPRĘŻEŃ A SZCZELINOWATOŚĆ

Zastanówmy się obecnie nad mechanicznym aspektem powstawania szczelin w ogóle a szczelin odprężeniowych w szczególności. Rozwój szczelin stanowi efekt lokalnego przekroczenia wytrzymałości na ściskanie i ścinanie oraz rozciąganie w masywie skalnym. Zależnie od charakteru działających pól naprężeń tensyjnych lub kompresyjnych, możemy mówić o szczelinowości ekstensyjnej lub ścięciowej. Parametry szczelinowości, zarówno statyczne, jak i geometryczne, winny należeć do podstawowych wskaźników, za pośrednictwem których możemy nie tylko odtworzyć paleo-obrazy pól naprężeń, lecz także szczegółowo analizować

procesy rozwoju struktur plikatywnych i dysjunktywnych. Precyzyjne wydzielenie generacji szczelin odpowiadających kolejnym etapom procesu rozwoju struktur tektonicznych, winno dostarczyć przesłanek co do możliwości migracyjnych w danym poziomie litostratygraficznym oraz rzutować na jego perspektywność w zakresie prognozowania złóż węglowodorów.

Na podstawie licznych badań wykonanych w laboratoriach mechanicznych stwierdzono, że większość skał skorupy osadowej w warunkach naturalnych, reaguje na przyłożone napięcia zewnętrzne w sposób typowy dla ciał sprężystych. Bliższa analiza zachowania się skał w warunkach podwyższonego ciśnienia pozwoliła na dokonanie podziału skał na kruche (ang. „*brittle*”), półkruche (ang. „*semi-brittle*”) i podatne (ang. „*ductile*”) według terminologii Jaeger & Cook (1971). Zachowanie się skały jako materiału o charakterystyce kruchej lub podatnej zależy od rodzaju naprężeń ekstremalnych. Przy naprężeniach tensyjnych skały przeważnie reagują jak materiały kruche, natomiast w warunkach naprężeń kompresyjnych — jak materiały podatne. Ilustracją powyższej tezy jest fig. 5 zaczerpnięta z pracy Heard'a (1960).

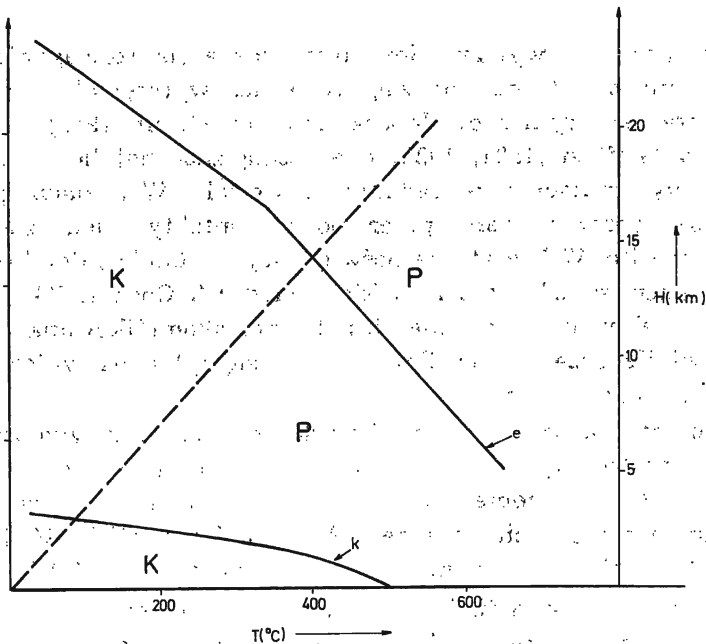


Fig. 5. Schemat zachowania się skały zależnie od stanu naprężeń, temperatury i głębokości (Rock-behaviour diagram depending on the degree of tension, temperature and depth) wg (after) Heard (1960) dla wapieni (for limestones)

σ — naprężenia (tensions) — kbar, gdzie (where) 1 bar = 10^5 N/m² = 1,019 kG/cm²; H — głębokość pograżenia (depth of subsidence) — km; T — temperatura (temperature); e — doświadczenie ekstensyjne (extension test); K — obszar zachowania kruchej (area of brittle persistence); P — obszar zachowania podatnego (area of suitable elasticity persistence)

Dodatkowym czynnikiem, który wpływa na kruche lub podatne zachowanie się skały, jest temperatura. Ze wzrostem temperatury obserwuje się zmniejszenie interwału ciśnień, dla którego w warunkach tensyjnych skała będzie się zachowywała jak materiał kruchy. Parametrami mechanicznymi, z których można wnioskować czy w danym interwale ciśnień tensyjnych lub kompresyjnych skała będzie posiadała charakterystykę kruchą lub podatną, jest jej moduł sprężystości Younga „ E ” oraz stała Poissona „ ν ”. Większość skał o charakterystyce kruchej posiada moduł sprężystości $E > 10^5$ kG/cm², a stałą Poissona $\nu > 0,2$ (Jaeger 1972).

Dla tych skał, znajdujących się w warunkach ekstremalnych naprężeń tensyjnych możemy z dużym prawdopodobieństwem przyjąć griffitowski mechanizm zniszczenia (czyli mechanizm rozwoju szczelin). Szczególną pozycję wśród szczelin ekstensyjnych zajmują tak zwane szczeliny odprężeniowe, dla których postulowany jest mechanizm rozwoju zgodny z teorią Griffitha. Pozwoli to na wysunięcie nader interesujących wniosków natury geologicznej.

TEORIA KRUCHEGO ZNISZCZENIA I KRYTERIUM WYTRZYMAŁOŚCIOWE GRIFFITHA

Jak wiadomo, wytrzymałość teoretyczna na rozciąganie ciał monokrystalicznych jest znacznie większa od ich wytrzymałości obserwowanej na drodze eksperymentów laboratoryjnych (Irwin 1958). Rozbieżność tę tłumaczy Griffith (1921, 1923) obecnością znacznej liczby drobnych defektów występujących w badanym materiale. W skałach, powyższe defekty są reprezentowane przez pory, kontakty międzyziarnowe, szwy stylolitowe itp. W literaturze poświęconej mechanice, defekty te są znane pod pojęciem szczelin griffitowskich (Jaeger & Cook 1971). Matematyczna teoria szczeliny griffitowskiej jest bardzo skomplikowana i niesposób ją tutaj zwięźle przedstawić. Zatrzymamy się tylko na wnioskach wynikających z jej rozwiązań.

Elementarną szczelinę griffitowską można sobie wyobrazić w przekroju w postaci wydłużonej elipsy (fig. 6). Jeżeli prostopadle do dłuższej półosi działa naprężenie rozciągające, to na końcach szczeliny obserwujemy spiętrzenie tych naprężeń (δ_{\max}), których wielkość jest odwrotna proporcjonalnie do promienia krzywizny szczeliny na jej końcach (fig. 6).

Kierunek propagacji, lub, jak mówimy, szerzenia się szczeliny griffitowskiej, jest zgodny z kierunkiem dłuższej półosi. Dzięki spiętrzeniu naprężeń na końcach szczeliny griffitowskiej wystarczy stosunkowo niewielkie naprężenie rozciągające, aby ją uruchomić. Szczelina zaczyna wówczas propagować, prowadząc do zniszczenia materiału i przerwania jego ciągłości. Oczywiście, nie w każdym przypadku zapoczątkowany proces propagacji szczeliny prowadzi do zniszczenia materiału (Yoffe 1951).

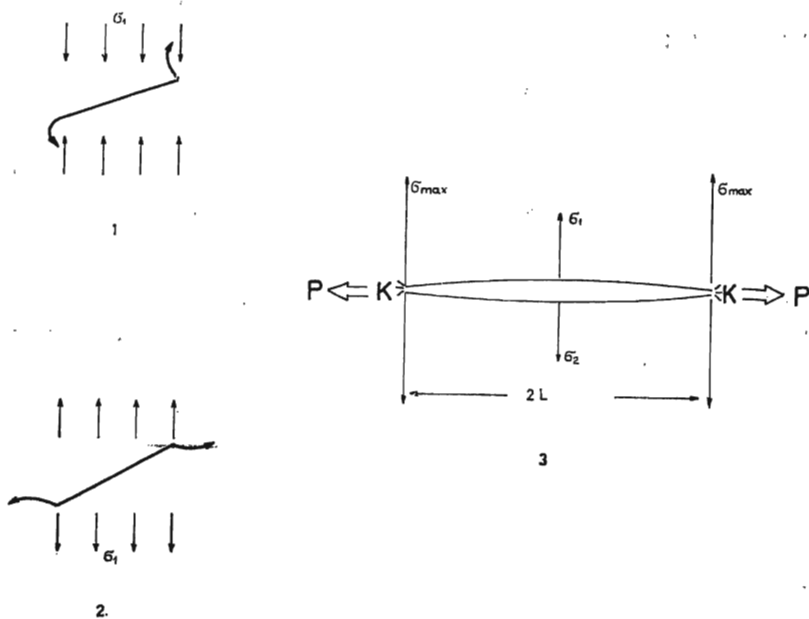


Fig. 6. Propagacja elementarnej szczeliny Griffitha (Propagation of Griffith's elementary fissure)
 1 — w polu kompresyjnym (in the field of compression); 2 — w polu tensyjnym (in the field of tension);
 3 — szczelina Griffitha poddana naprężeniom tensyjnym (Griffith's fissure subjected to tension) dla (for) $\delta_1 > \delta_2$; δ_1 tensyjne (tension);
 K — strefa koncentracji naprężeń (tension concentration zone); P — kierunek propagacji szczeliny (direction of fissure propagation)

W materiale idealnie kruchym, energia wyzwalana w trakcie szerzenia się szczeliny jest równa pracy włożonej na zapoczątkowanie tego procesu przez działające naprężenia. W materiale rzeczywistym następuje jednak rozproszenie energii na końcach szczeliny, związane z zachodzącymi tu odkształceniami plastycznymi. Powoduje to, że szczelina nie rozwija się nadmiernie i proces zniszczenia ulega zatrzymaniu. Zależnie od tego, czy materiał ma charakterystykę kruchą, czy też podatną na odkształcenia plastyczne, proces zniszczenia przebiega w różnym tempie i zależy od charakteru pola naprężeń, w jakim znajduje się szczelina griffitowska (McClintock & Walsh 1962).

Z teorii Griffitha wynika, że szczelina może się rozwijać nie tylko w polu naprężeń o charakterze tensyjnym, lecz także w polu kompresyjnym. Na fig. 6 zilustrowano sposób propagacji szczelin w obydwu polach naprężeń.

Bliższa analiza powyższego problemu pozwoliła na sformułowanie kryterium wytrzymałościowego, określającego stan naprężeń, gwarantujących propagację szczeliny griffitowskiej zarówno w warunkach tensji jak i kompresji. To uogólnione kryterium wytrzymałościowe nosi nazwę

zmodyfikowanego kryterium wytrzymałościowego Griffitha (Brace 1960) i posiada postać:

$$\tau^2 + 4R_r \cdot \delta - 4R_r^2 = 0 \quad \text{dla } \delta < 0 \quad (1)$$

oraz

$$\tau = 2R_r + \delta \operatorname{tg} \varphi = 0 \quad \text{dla } \delta \geq 0 \quad (2)$$

gdzie: τ — naprężenie ścinające, δ — naprężenie normalne, φ — kąt tarcia wewnętrznego, R_r — wytrzymałość na rozciąganie.

W warunkach wyłącznie ekstensyjnych powyższe kryterium sprowadza się do bardzo wygodnej postaci znanej jako klasyczne kryterium pęknięcia kruchego wg Griffitha w postaci:

$$\delta_1 = R_r \quad \text{dla } 3\delta_1 + \delta_2 < 0 \quad (3)$$

oraz

$$(\delta_1 + \delta_2)^2 + 8R_r(\delta_1 + \delta_2) = 0 \quad \text{dla } 3\delta_1 + \delta_2 > 0 \quad (4)$$

gdzie: δ_1, δ_2 — naprężenia główne, R_r — wytrzymałość na rozciąganie.

Bliższa analiza podanych związków pozwala na wyciągnięcie dwóch podstawowych wniosków odnośnie powstania spękań o charakterze ekstensyjnym:

1. maksymalna wartość największego z naprężeń głównych (δ_1, δ_2), jaka może wystąpić w skale ulegającej zniszczeniu z rozciągania wynosi: $\delta_{\max} = 3R_r$;

2. maksymalna wartość największego z naprężeń głównych (δ_1, δ_2), jaka może wystąpić w skale, przy której mogą jeszcze istnieć naprężenia rozciągające, wynosi: $\delta_{\max} = 8R_r$.

Z pierwszego wniosku wynika ograniczenie głębokości występowania i powstawania szczelin ekstensyjnych w ogóle, w tym także odprężeniowych:

Z drugiego natomiast wynika głębokościowe ograniczenie występowania rozwartych szczelin ekstensyjnych.

Podane związki (3) i (4) odnoszą się, oczywiście, do przypadków działania tzw. naprężeń czynnych, tj. naprężeń zredukowanych o wartości ciśnienia złożowego P_p .

MECHANIZM POWSTAWANIA SZCZELINY ODPRĘŻENIOWEJ JAKO ANALOGU SZCZELINY GRIFFITOWSKIEJ

Szczeliny odprężeniowe zaliczamy do szczelin ekstensyjnych, a więc takich, które powstały w wyniku lokalnego przekroczenia wytrzymałości na rozciąganie. W większości przypadków obserwuje się je w tych ośrodkach skalnych, które w danych warunkach ciśnienia i temperatury za-

chową się jak materiały kruche. Dodatkowym czynnikiem wpływającym na kruche zachowanie się skały w polu naprężeń jest ciśnienie złożowe. Powstanie szczelin odprężeniowych wyjaśnia się w następujący sposób. Rozważmy element objętościowy ośrodka skalnego, znajdujący się na pewnej głębokości „z” (fig. 7). Głębokości tej odpowiada określony stan energetyczny. Jeżeli po etapie diagenety nastąpi denudacja po-

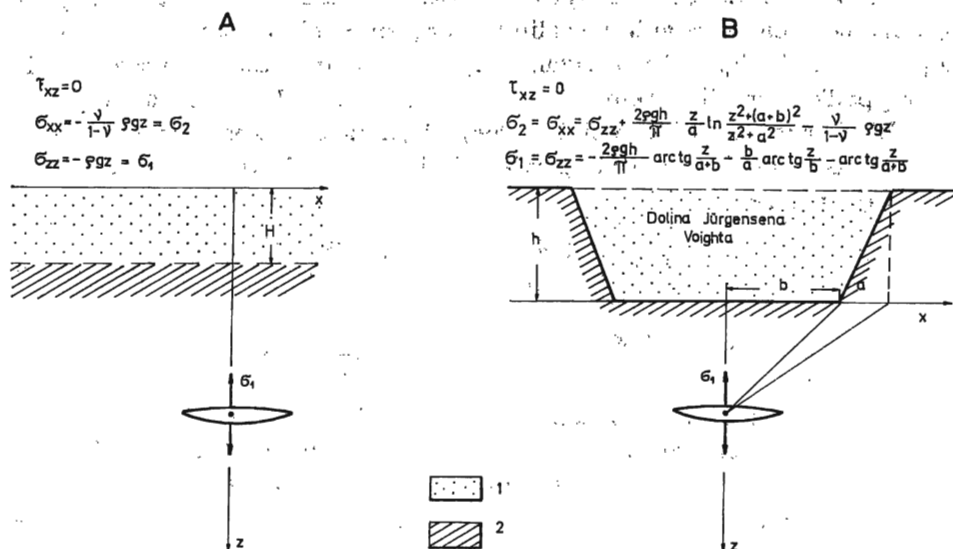


Fig. 7. Warunki powstawania szczelin odprężeniowych (Conditions of the formation of relaxation fissures)

A — przy równomiernej denudacji powierzchniowej (planarnej), gdzie erozji ulega część nadkładu o miąższości H (under the uniform surface denudation — planar denudation, where part of overburden of thickness H is eroded)

B — przy denudacji strefowej w dolinie Jürgensena-Voighta, której głębokość warunkująca powstanie szczelin odprężeniowych wynosi h (under zonal denudation of Jürgensen-Voight valley which depth that conditions the formation of unbended fissures is h)

1 — nadkład zdjęty erozyjnie (eroded part of overburden); 2 — nadkład powstały po erozji (post-erosion overburden)

τ_{xz} — naprężenia ścinające (truncation tensions); δ_{xx} , δ_{yy} — naprężenia rozciągające działające wzdłuż osi x , y (elasticity tensions along x , y axis); δ_1 , δ_2 — główne naprężenia rozciągające (main elasticity tensions); ν — stała Poissona (Poisson's ration); ρ — gęstość objętościowa nadkładu (volumetric density of overburden); g — przyspieszenie siły ciężkości (acceleration of gravity); z — głębokość położenia objętościowego elementu skały (depth of volumetric rock element); a , b — parametry geologiczne doliny Jürgensena-Voighta (geometric parameters of the Jürgensen-Voight valley)

wierzchni prowadząca do erozyjnego zdjęcia nadkładu o miąższości „ h ” metrów, to wówczas rozpatrywany element objętościowy znajdzie się w nowym stanie energetycznym. Ten nowy stan posiada potencjał energii odkształceń, niższy niż w stanie początkowym. Powyższa zmiana, szczególnie w skałach o charakterystyce kruchej, staje się źródłem powstania tensyjnych naprężeń wewnętrznych, które w skrajnych przypadkach prowadzą do utworzenia szczelin. Proces ten określa się mianem „odprężenia” ośrodka, zaś związane z nim szczeliny nazywamy „szczelina-

mi odprężeniowymi". Wielkość nadkładu, jaka musi być zdjęta erozyjnie, aby spowodować powstanie szczelin odprężeniowych, może być określona na podstawie kryterium wytrzymałościowego Griffitha, pod warunkiem, że znamy wytrzymałość skały na rozciąganie. Dodatkowym warunkiem stosowania kryterium Griffitha jest krucha charakterystyka materiałowa ośrodka skalnego. Na fig. 7 przedstawiono dwa przypadki erozji powierzchniowej oraz odpowiadające im różne miąższości zdjęcia erozyjnego, warunkujące powstanie szczeliny odprężeniowej. W przypadku denudacji planarnej (fig. 7A) wymagane zdjęcie erozyjne jest mniejsze aniżeli w przypadku erozji strefowej w tzw. „dolinie Jürgensona-Voighta” (fig. 7B) (Jürgenson 1934, Voight 1966). Wynika to z konieczności wprowadzenia poprawki na kształt powierzchni erozyjnej, która dla naprężeń przyjmuje postać:

$$\delta_{xx} = \delta_{d1} = \delta_{zz} + \frac{2 \cdot \bar{\rho} \cdot g \cdot h}{\pi} \cdot \frac{z}{a} \cdot \ln \frac{z^2 + (b+a)^2}{z^2 + a^2} \quad (5)$$

$$\delta_{zz} = \delta_{d2} = -\frac{2\bar{\rho} \cdot g \cdot h}{\pi} \cdot \arctg \frac{z}{a+b} - \frac{b}{a} \arctg \frac{z}{b} - \arctg \frac{z}{a+b} \quad (6)$$

gdzie: δ_{d1} , δ_{d2} — poprawki w naprężeniach dla doliny Jürgensona-Voighta; $\bar{\rho}$ — średnia ważona gęstość objętościowa nadkładu; z — głębokość wystąpienia szczeliny odprężeniowej; h — miąższość strefowego zdjęcia erozyjnego warunkującego propagację szczeliny odprężeniowej; g — przyspieszenie siły ciężkości; a , b — parametry geometryczne doliny Jürgensona-Voighta.

Obliczenie wymaganego zdjęcia erozyjnego, warunkującego powstanie szczeliny odprężeniowej, prowadzimy korzystając z kryterium Griffitha w następujący sposób:

dla denudacji planarnej (fig. 7A)

$$R_r = \delta_1 - P_p = \bar{\rho} \cdot g \cdot h \quad \text{dla} \quad 3\delta_1 + \delta_2 < 0$$

$$\delta_2 = \frac{v}{v-1} \cdot \delta_1$$

stąd

$$h = \frac{R_r + P_p}{\bar{\rho} \cdot g} \quad (\text{m}) \quad (7)$$

dla erozji strefowej (fig. 7B)

$$R_r = \delta_1 - P_p - \delta_{d1} \quad \text{dla} \quad 3(\delta_1 - \delta_{d1}) + (\delta_2 - \delta_{d2}) < 0$$

stąd

$$h = \frac{\delta_1 - P_p - \delta_{d1}}{\bar{\rho} \cdot g} \quad (\text{m}) \quad (8)$$

Maksymalna głębokość powstawania szczelin odprężeniowych określona na podstawie warunku $\delta_{\max} = 3R_r$ wynosi:

$$h_{\max} = \frac{3R_r + P_p}{\rho \cdot g} \quad (9)$$

Natomiast maksymalna głębokość, przy której mogą występować rozwarne szczeliny ekstensyjne, określona z warunku $\delta_{\max}^{\text{kryt}} = 8R_r$, wynosi:

$$h_{\text{kryt}} = \frac{8R_r}{\rho \cdot g} \quad (10)$$

Tak więc dla przeprowadzenia powyższych wyliczeń wg wzorów (7), (8), (9), (10) niezbędna jest znajomość następujących parametrów:

1. charakterystyki wytrzymałościowej skały,
2. wytrzymałości na rozciąganie R_r ,
3. średniej ważonej gęstości zerodowanego nadkładu $\bar{\rho}$.

W celu uzyskania powyższych danych dla skał piaskowcowo-iłowcowych kambru środkowego, przeprowadzono odpowiednie badania w Instytucie Mechaniki Górniczej AGH w Krakowie. W badaniach tych uczestniczyli: dr inż. T. Mikoś i mgr inż. R. Semyrka.

PROBA NA ŚCISKANIE. POMIAR MODUŁU YOUNGA I STAŁEJ POISSONA

W celu sprawdzenia postulatów o kruchym zachowaniu się kambryjskich piaskowców kwarcytowych, poddano je badaniom w warunkach ściskania jednoosiowego. Próby wykonane z rdzeni wiertniczych pobranych z otworów: Żarnowiec IG-1a (interwał 2751,8—1760,6 m) oraz Żarnowiec IG-4 (interwał 2780,4—2783,1 m). Badania przeprowadzono na prasie „Luis-Schopper” Leipzig 40 T, zgodnie ze wskazaniami normalizującymi dla tego rodzaju badań. Wyniki pomiarów przedstawiono graficznie na fig. 8—11 w postaci wykresów $\delta = \frac{\delta}{\epsilon_z}$ oraz $\epsilon_x = \frac{\epsilon_x}{\epsilon_z}$ które stały się podstawą do wyznaczania modułu Younga (E) i stałej Poissona (ν).

Wartości te wynoszą odpowiednio:

dla piaskowca kwarcytowego z otworu Żarnowiec IG-1a:

$$E = 2,1 \div 2,25 \cdot 10^5 \frac{\text{kG}}{\text{cm}^2}; \quad \nu = 0,9 \div 0,11$$

dla piaskowca kwarcytowego z otworu Żarnowiec IG-4:

$$E = 1,9 \div 1,95 \cdot 10^5 \frac{\text{kG}}{\text{cm}^2}; \quad \nu = 0,16 \div 0,17$$

Przedstawione wyniki świadczą w sposób ewidentny o kruchej charakterystyce materiałowej badanych prób skalnych (Jaeger & Cook 1971). Należy jednak zaznaczyć, że ze względu na niską tolerancję przygotowania prób (10—12%), uzyskane wyniki powinno się traktować orientacyjnie.

PROBA NA ROZCIĄGANIE. TEST BRAZYLIJSKI

Aby w sposób efektywny wykorzystać kryterium wytrzymałościowe Griffitha w zastosowaniu do zagadnienia szczelin odprężeniowych, nieodzowne jest określenie

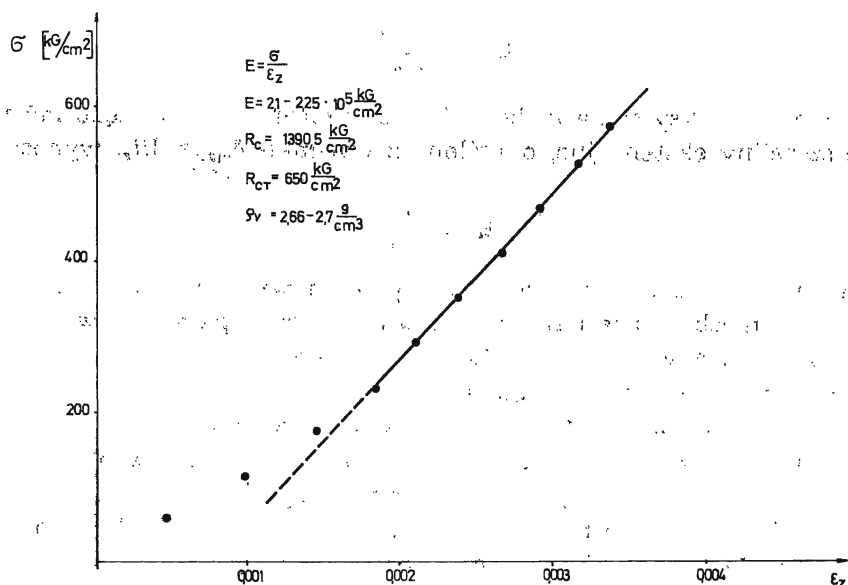


Fig. 8. Ściskanie jednoosiowe próbki piaskowca kwarcytowego z mikroszczelinami i stylolitami z odwiertu (Monoaxial compression of a quartzose sandstone sample containing microfissures and stylolites taken from borehole) Żarnowiec IG-1A (2751,8—2769,6 m)

E — moduł Younga (Young's modulus); R_c — ostateczna wytrzymałość na ściskanie (final compression resistivity) — kg/cm^2 ; R_{CT} — trwała wytrzymałość na ściskanie (durable compression resistivity) — kg/cm^2 ; ρ_v — gęstość objętościowa (volumetric density) — g/cm^3 .

wytrzymałości na rozciąganie R_r dla wybranych próbek skał. Reprezentowały one kambryjskie piaskowce kwarcytowe, w których obserwowano szczeliny odprężeniowe oraz skały ilowcowo-mułowcowe. Badania wykonano dla piaskowców kwarcytowych z otworu Żarnowiec IG-4 (2780,4—2783,1 m) oraz dla ilowców z otworu Gdańsk IG-1 (3162,0—3168,8 m). Badania ilowców przeprowadzono w celach porównawczych. Przy wyznaczeniu wytrzymałości na rozciąganie, zastosowano metodykę pomiarową znaną wśród mechaników pod nazwą „testu brazylijskiego” (fig. 9). Jest ona szczególnie zalecana dla materiałów o kruchej charakterystyce wytrzymałościowej. Dla materiałów podatnych daje ona wyniki zawyżone o 10—15% (Jaeger 1972). Badania przeprowadzono zgodnie z Zaleceniem Normalizującym (1974 r.) PCS-173-74, przyjętym przez Polsko-Czechosłowacką Komisję Normalizującą. Zgodnie z tym zaleceniem, wytrzymałość na rozciąganie R_r określa się jako naprężenie krytyczne rozciągające, występujące w osiowej części cylindrycznej próby o średnicy (φ) i wysokości (l), ściskanej wzdłuż tworzącej i powodujące rozerwanie próby z płaszczyzną zniszczenia równoległą do osi przyłożonego obciążenia (P). Z rozwiązania tak zwanego zagadnienia Boussinesq'a jest ono równe:

$$\delta_{x \text{ kryt}} = R_r = \frac{2P}{\pi \cdot \varphi \cdot l}$$

Podobnie jak w przypadku wyznaczenia modułu Younga i stałej Poissona, tak i tutaj badania wykonano na prasie „Luis-Schopper”, Leipzig 40 T. W rezultacie przeprowadzonych prób osiągnięto następujące wyniki:

wytrzymałość na rozciąganie dla piaskowca kwarcytowego:

$$R_r = 119 \text{ kg}/\text{cm}^2 \pm 1-2\%$$

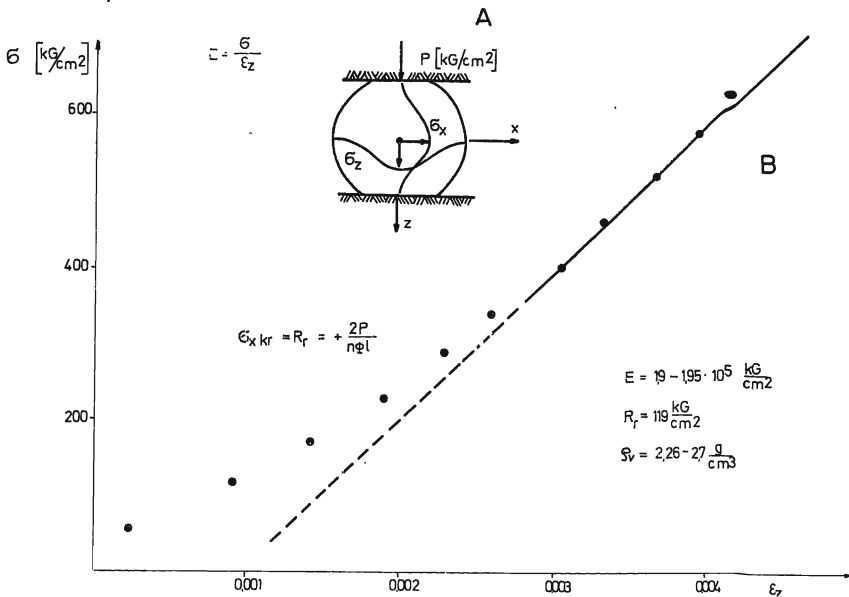


Fig. 9. Test brazylijski. Pomiar wytrzymałości na rozciąganie dla próbeki piaskowca kwarcytowego z mikroszczelinami z odwiertu (Brazilian test. Measurement of elasticity resistance of quartzose sandstone sample containing microfissures taken from borehole) Żarnowiec IG-4 (2780,4—2783,1 m)

A — schemat testu brazylijskiego (Brazilian test diagram); σ_{xkr} — naprężenie krytyczne rozciągające w osiowej części próby cylindrycznej (critical elasticity tension in axial part of cylindrical sample); ϕ — średnica próby (diameter of the sample); l — wysokość próby (height of the sample); P — obciążenie (load)

B — rezultaty prób (test results): E — moduł Younga (Young's modulus); R_r — ostateczna wytrzymałość na rozciąganie (final elasticity resistance); ρ_v — gęstość objętościowa (volumetric density)

wytrzymałość na rozciąganie dla iłwców-mułwców:

$$R_r = 45 \text{ kg/cm}^2 \pm 10-15\%$$

Ponieważ pomiary zostały wykonane zaledwie dla kilku prób, dlatego mają charakter orientacyjny. Mimo to, w przypadku piaskowca kwarcytowego korespondują one dość dobrze z ostateczną i trwałą wytrzymałością na ściskanie R_c , R_{cT} obliczoną poprzednio, dając wiarygodne wielkości:

$$\frac{R_c}{R_r} = \frac{1390}{119} = 11,9$$

$$\frac{R_{cT}}{R_r} = \frac{650}{119} = 5,5$$

WARUNKI EROZYJNE I ZAKRES GŁĘBOKOŚCIOWY POWSTAWANIA SZCZELIN ODPREŻENIOWYCH

Zgodnie z omówioną koncepcją genetyczną, poddano analizie szczeliny poziome obserwowane w kambryjskich piaskowcach kwarcytowych, któ-

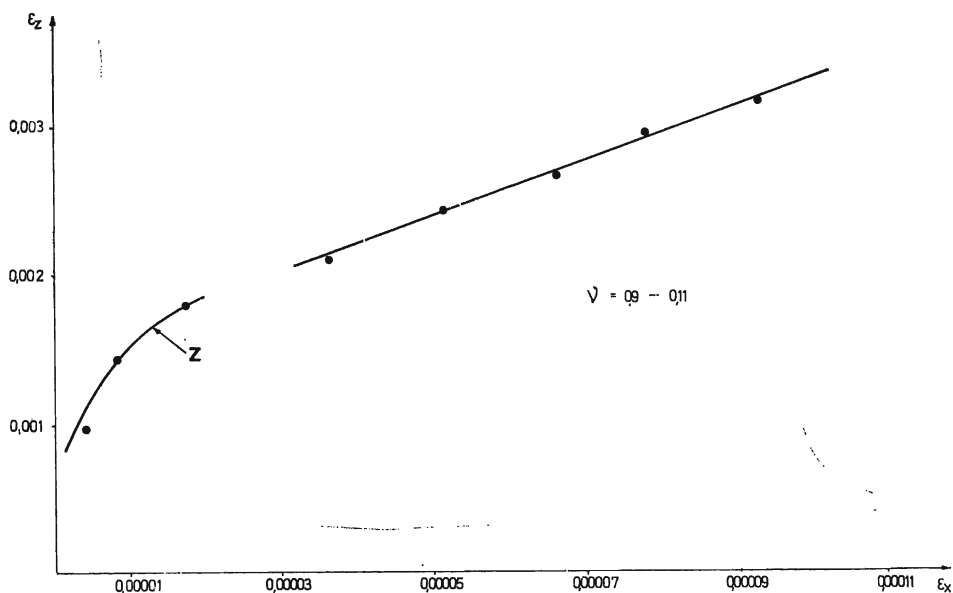


Fig. 10. Ustalenie stałej Poissona ν na podstawie wielkości odkształceń ϵ_z , ϵ_x dla próbki piaskowca kwarcytowego z odwiertu (Determination of Poisson's ratio ν on the basis of the extent of determinations ϵ_z , ϵ_x for quartzose sandstone sample taken from borehole) Żarnowiec IG-1A (2751,8—2760,0 m)

Z — strefa zaburzeń wywołana obecnością mikroszczelin (disturbed zone due to presence of microfissures)

re zaklasyfikowano jako odprężeniowe. Co do ich naturalnego pochodzenia nie ma żadnych wątpliwości. Świadczą o tym względne stosunki wiekowe pomiędzy szczelinami odprężeniowymi a innymi teksturami epigenetycznymi i spękaniami tektonicznymi. Należy więc wykluczyć przypuszczenie, iż mogły one powstać w trakcie pobrania rdzenia z otworu wiertniczego. W celu ustalenia krytycznej wielkości erozji i zakresu głębokościowego, dla powstawania szczelin odprężeniowych stwierdzono, co następuje:

a. średnia ważona gęstość zerodowanego materiału skalnego obliczona na podstawie ekstrapolacji profilu litologicznego wynosi dla badanego obszaru:

$$\bar{\rho} = 2,45 - 2,55 \pm \text{g/cm}^3$$

b. obliczone poprzednio wartości modułu Younga i stałej Poissona pozwalają stwierdzić, że piaskowce kwarcytowe posiadają kruchą charakterystykę materiałową.

c. przy założeniu denudacji planarnej, miąższość zdjęcia erozyjnego warunkującego powstanie szczeliny odprężeniowej wynosi:

$$h_1 = \frac{R_r}{\rho \cdot g} = 476 \div 496 \pm 10 \text{m}$$

$$P_p = h_1 \cdot \rho_w \cdot g = 50 \frac{\text{kG}}{\text{cm}^2}$$

$$h_d = \frac{R_r + P_p}{\rho \cdot g} = 1000 \div 1060 \pm 20 \text{ m}$$

gdzie: ρ_w — ciężar właściwy wody; g — przyspieszenie ziemskie = = 981 cm/s²; h_1 — miąższość zdenudowanego nadkładu bez uwzględnienia ciśnienia porowego (złożowego); h_d — miąższość zdenudowanego nadkładu po uwzględnieniu ciśnienia wód w przestrzeni porowej.

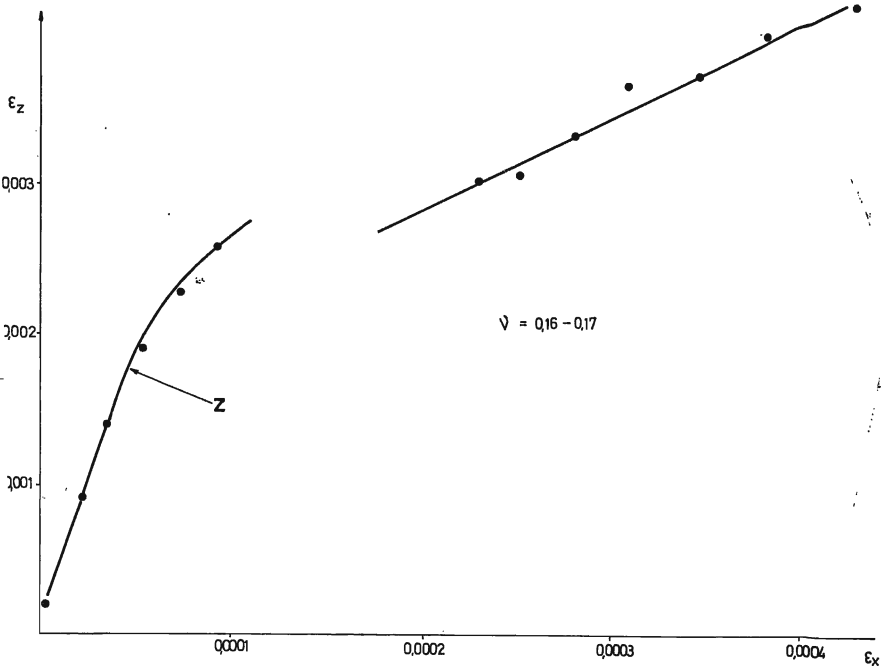


Fig. 11. Ustalenie stałej Poissona ν na podstawie wielkości odkształceń ε_z , ε_x dla próbki piaskowca kwarcytowego z odwiertu (Determination of Poisson's ratio ν on the basis of the extent of deformations ε_z , ε_x for quartzose sandstone sample taken from borehole) Zarnowiec IG-4 (2780,4—2783,1 m)

Z — strefa zaburzeń spowodowana nierównoległością płaszczyzn uławiczenia i obecnością mikroszczelin (disturbed zone due to non-parallel bedding planes and to the presence of microfissures)

Tak więc przypuszczalna miąższość zdjęcia erozyjnego, warunkująca powstanie szczelin odprężeniowych w przypadku denudacji planarnej wynosi 1000—1060 m.

d. maksymalna głębokość, na której mogą powstawać szczeliny odprężeniowe, wynosi:

$$h_{\max} = \frac{3R_r + P_p}{\rho \cdot g} = 1650 \div 1720 \text{ m}$$

e. głębokość, do której mogą być obserwowane rozwarte szczeliny ekstensyjne, wynosi:

$$h_{kryt} = \frac{8R_p}{\rho \cdot g} = 3800 \pm 4043 \text{ m}$$

WNIOSKI

W piaskowcach kwarcytowych serii roponośnej kambru środkowego na obszarze Syneklizy Perybałtyckiej pojawiają się szczeliny odprężeniowe naturalnego pochodzenia. Powstały one dzięki erozyjnemu zdjęciu znacznej ilości nadkładu, skutkiem czego nastąpiło odciążenie górotworu i pojawienie się silnych naprężeń pionowych. Erozja i wynoszenie spowodowały jednocześnie lateralny ruch mas ilastych wywołujący naprężenia poziome w przelawiczeniach piaszczystych. Piaskowce te wykazują kruchą charakterystykę materiałową, wobec czego można zastosować kryterium wytrzymałościowe Griffitha w celu obliczenia minimalnej wielkości zdjęcia erozyjnego niezbędnego dla powstania szczelin odprężeniowych. Przy założeniu, że erozja miała charakter denudacji planarnej wielkość jej musiała wynosić 1000—1060 m. Jak wynika z krzywych szybkości narastania osadów w profilu, erozja o takich rozmiarach mogła mieć miejsce jedynie w okresie pomiędzy sylurem a połową permu. Jej maksimum przypada niewątpliwie na dolny perm, można zatem sądzić, że szczeliny odprężeniowe w kambrze powstały najprawdopodobniej w okresie górnego karbonu i czerwonego spągowca. Ponieważ wzdłuż szczelin odprężeniowych obserwuje się liczne ślady węglowodorów, stąd wniosek, że migracja i akumulacja ropy i gazu w utworach kambru środkowego nastąpiła równocześnie lub po okresie górny karbon — czerwony spągowiec.

Na podstawie warunku dla maksymalnej wartości naprężeń, jakie mogą wystąpić w skale ulegającej zniszczeniu z rozciągania obliczono maksymalną głębokość, do której mogą powstawać szczeliny odprężeniowe. Wynosi ona 1650—1720 m poniżej powierzchni denudacji.

Biorąc pod uwagę warunek maksymalnej wartości naprężeń, jakie mogą wystąpić w skale, w której istnieją jeszcze naprężenia rozciągające, obliczono teoretyczną głębokość, do której możemy obserwować rozwarte szczeliny odprężeniowe. Wynosi ona 3800—4040 m poniżej poziomu morza.

Międzyresortowy Instytut Geofizyki Stosowanej
i Geologii Naftowej AGH
Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

LITERATURA

BRACE W. F. 1960. An extension of Griffith theory of fracture to rocks. *J. Geophys. Res.*, 65, 3477—3480. Richmond.

- GRIFFITH A. A. 1921. The phenomena of rupture and flow in solids. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, 221, 163—198. London.
- 1923. Theory of rupture. *Proc. First. Intern. Congress Applied Mechanics, Delft*, 55—63.
- HEARD H. C. 1960. Transition from brittle fracture to ductile flow in Solenhofen limestone as a function of temperature, confining pressure and interstitial fluid pressure. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 79. Tulsa.
- IRWIN G. R. 1958. *Fracture Mechanics*. New York.
- JAEGER J. C. & COOK N. G. W. 1971. *Fundamentals of Rock Mechanics*. Chapman and Hall Ed. London.
- JAEGER J. C. 1972. *Rock mechanics and engineering*. Cambridge Univ. Press. Cambridge.
- JÜRGENSON L. 1934. The application of theories of elasticity and plasticity to foundation problem. *J. Boston Soc. Civ. Eng.*, 21, Boston.
- Mc CLINTOCK F. A. & WALSH J. B. 1962. Friction on Griffith Cracks under pressure. *Fourth U.S. Nat. Congress of Appl. Mech. Proc.*, 1015—1021. Lisbon.
- STRZETELSKI W. 1976. Związek pomiędzy szczelinowością skał zbiornikowych a ich rozwojem litofacjalnym. *Spraw. Pos. Kom. Nauk Geol. PAN*, Kraków [w druku].
- 1977a. Rozwój procesów stylolityzacji i deformacji epigenetycznych w aspekcie roponośności piaskowców kwarcytowych kambru środkowego w rejonie Żarnowca. *Roczn. PTG. Kraków* [w druku].
- 1977b. Charakterystyka szczelinowości tektonicznej w roponośnej serii piaskowców kwarcytowych kambru środkowego w rejonie Żarnowca. *Kwart. Geol. Warszawa* [w druku].
- VOIGHT B. 1966. Beziehung zwischen grossen horizontalen spannungen im Gebirge und der Tektonik und der Abtragung. *Proc. First. Congress International Society of Rock Mechanics, Lisbon*, 2, 51—56. Lisbon.
- YOFFE E. H. 1951. The moving Griffith Crack. *Phil. Mag.*, 42, 739, London.

SUMMARY

A description is here given of the morphology and occurrence of relaxation fissures in oil-bearing quartzose sandstones of Middle Cambrian in the Żarnowiec region. The assemblage of textures accompanying the relaxation fissures is reported defining their mutual age relations. The mechanical conditions responsible for the formation of relaxation fissures are also described. The critical depth of erosion necessary to start the propagation of relaxation fissures is computed. This is a basis for determination of the absolute age of the fissures. Hence the lower age limit of hydrocarbon accumulation can be defined indirectly.

Within Polish territory the Peribaltic syncline covers the NE part of Poland including eastern and central Pomerania along the Baltic coast.

In this region, relaxation fissures of natural origin occur in Middle Cambrian oil bearing quartzose sandstones. These fissures run horizontally and are rectilinear, arcuate or sinusoidal (Fig. 1). Often they form assemblages showing mutually compensated arrangement (Figs 1—2). The fissure assemblages occur in the sandstone close to clay intercalations (Fig. 1—1) indicating the actual genetic connection of the relaxation fissures and the horizontal displacements of the plastic clay material

in relation to the rigid sandstone rocks (Figs 1—4). The erosion of the overburden and simultaneous change of the regional dip causes the horizontal movement of the clay material. This movement results in the formation of short vertical fissures associated with the horizontal relaxation fissures (Figs 1—3; Fig. 1—4). Thus they are formed owing to the reaction of the rock to the erosional reduction of the overburden.

The length of relaxation fissures ranges from 1 to 10 cm, their width from 0.2 to 0.5 mm (Fig. 2). As a rule these fissures are not healed. The quartzose sandstones are of brittle material. The experimentally determined values of Young's module of elasticity (E) and those of Poisson's ration (ν) are correspondingly: $E = 2.1\text{--}2.25 \cdot 10^5$ kG/cm², $\nu = 0.9\text{--}0.11$ (Figs 8, 10) and $E = 1.9\text{--}1.95 \cdot 10^5$ kG/cm², $\nu = 0.16\text{--}0.17$ (Figs 9, 11). Hence it was possible to use Griffith's criterion of fracture (Fig. 6) to compute the minimal thickness of erosional reduction necessary for the formation of relaxation fissures in Cambrian sandstones (Fig. 7). Assuming that the erosion had the character of planar denudation (Fig. 7A) the thickness of the eroded overburden must have been at least 1000—1060 m (see model 7). Within the Peribaltic syncline erosion on such a scale may have taken place only between the Silurian and the Lower Permian (Rotliegendes) as the erosion achieved its maximum during that time. Hence it is reasonable to suppose that the relaxation fissures in the Cambrian sandstones were formed during the Rotliegendes or late Carboniferous. Because of the numerous hydrocarbon traces observable along the unbended fissures it may be concluded that the migration and accumulation of oil within the Middle Cambrian rock series took place during or after Upper Carboniferous-Rotliegendes time.

On the basis of the computed maximum tensions which may have taken place in a rock subject to extension, it has been possible to compute the maximum depth of the occurrence of relaxation fissures (see formula 9). This depth ranges from 1650 to 1720 m below the denudation surface.

Taking into account the necessary maximum values of tension possible to occur in a rock subject to elasticity, the theoretical maximum depth has been computed at which opened relaxation fissures may be observed (see formula 10). This depth has been estimated at 3800 to 4400 m below the sea level.
