

Wpływ zawartości wody i jej ciśnienia na wytrzymałość skał oraz na powstanie trzęsień ziemi

Witold Cezariusz Kowalski*

Influence of water content and water pressure on the rock strength and on earthquake formation

S u m m a r y. Series of the measured rock strength values — R^m , according to water kinds and contents in rocks and to rock anisotropy, were put together. In the surface earth-crust sphere four rock zones were distinguished. They differ with water kinds and contents and with rock strength. Influence of dissociated gaseous-aqueous solutions on the predicated rock strength — R^p for greater depths was discussed. Role of these solutions in rock cracks formation in greater depths was analyzed according to dilatation-diffusion and avalanche-unstable models.

Termin woda w prezentowanych tu rozważaniach używany jest dokładnie w takim samym sensie jak w hydrogeologii, tj. jako roztwór wodny rozpuszczonych w niej substancji. W rozważaniach tych pominięto złożone problemy czysto chemicznego oddziaływania wody na skały i ograniczono się tylko do syntetycznego zestawienia badań nad wpływem istnienia wody zawartej w porach i szczelinach skał i jej ciśnienia na wytrzymałość skał.

Opracowanie to ukierunkowano tak, aby w miarę możliwości przybliżyć poznanie natury spekań, powstających w masywach skalnych zarówno w sferze przypowierzchniowej skorupy ziemskiej, jak i na większych głębokościach — a przede wszystkim w ogniskach trzęsień ziemi.

Tak więc w wyniku przeprowadzonych rozważań wyróżniono:

R^m — pomierzoną wytrzymałość skały w próbkach w przypowierzchniowej cienkiej sferze skorupy ziemskiej, z której można te próbki pobrać, a po ich pobraniu zbadać laboratoryjnie;

R^p — przewidywaną wytrzymałość skały, występującej na większych głębokościach, z których nie da się pobrać próbek skały do bezpośrednich badań wytrzymałościowych. Gdyby nawet udało się takie próbki pobrać, to ich wytrzymałość określana w zwykłych warunkach laboratoryjnych nie odpowiadałaby wytrzymałości takiej samej skały występującej w masywie skalnym w warunkach naturalnych — R^p , ani też pomierzonej wytrzymałości próbek tejże skały oznaczonej na próbkach pobranych z powierzchni terenu — R^m .

Różne są rodzaje określenia wytrzymałości skał. Rodzaj jej badania i określenie wartości dopuszczalnych błędów oznaczeń poszczególnych próbek ustala się w zależności od praktycznych celów badania wytrzymałości skały.

Ponieważ celem niniejszych rozważań jest wykazanie wpływu istnienia i ciśnienia wody, zawartej w porach i szczelinach, na wytrzymałość skały, z różnych przyczyn przyjęto, że wpływ ten da się najłatwiej udokumentować, wykorzystując bardzo liczne wyniki pospolicie przeprowa-

dzanych badań wytrzymałości próbek skał na ściskanie jednoosiowe. Wyniki tych badań wykazują, że (nawet w jednokowych, praktycznie stałych warunkach laboratoryjnych, przy bardzo starannym stosowaniu zawsze dokładnie takiej samej metody badania próbek tej samej genetycznie makroskopowo całkowicie jednakowej skały) pomierzone wartości wytrzymałości skały mogą się różnić między sobą w szerokim zakresie.

Znaczne zmniejszenie rozrzutu wartości wytrzymałości skały na jednoosiowe ściskanie uzyskiwano wówczas, gdy uwzględniano wilgotność badanych próbek skały (Kowalski, 1961, 1970, 1975) oznaczając oddzielnie średnie wartości wytrzymałości próbek w stanie powietrzno-suchym, oddzielnie dla próbek całkowicie nasyconych wodą i oddzielnie dla próbek o wilgotności pośredniej. Okazuje się, że uporządkowaniu średnich wilgotności próbek tej samej skały odpowiada ich uporządkowanie według średnich wartości pomierzonych wytrzymałości skały.

Jeżeli zbiór oznaczeń pomierzonej wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie próbek tej samej skały o jednakowej wilgotności i stopniu wilgotności rozdzielić na podzbiory w zależności od kierunku jednoosiowego ściskania próbek względem uwarstwienia (Kowalski, 1961, 1966a) i ich ewentualnych spekań (Boretti-Onyszkiewicz, 1968), to w obrębie każdego podzbioru uzyskuje się znacznie mniejsze rozrzuty pomierzonej wartości wytrzymałości poszczególnych próbek w odniesieniu do średniej wartości pomierzonej wytrzymałości (Kowalski, 1961, 1966a, b; 1975).

R^m — Wytrzymałość mierzona w przypowierzchniowej strefie skorupy ziemskiej

Woda, występująca w porach i szczelinach skał, tworzących przypowierzchniową, cienką sferę skorupy ziemskiej, może wywierać na skały ciśnienie jako:

- niskotemperaturowa para wodna,
- woda kapilarna,
- niskotemperaturowa, nieprzeznaczona ciecz,
- ciecz krystalizująca w ciało stałe
- lód i lód, niejednokrotnie tworzący spoiwo skały.

Każdemu z wymienionych rodzajów wody, występującej w porach i szczelinach skały oraz wywieranego przez tę wodę ciśnienia odpowiadają właściwe im rodzaje wartości pomierzonych wytrzymałości skały. Tak więc, w przypowierzchniowej sferze skorupy ziemskiej, w zależności od stanu fizycznego wody, zawartej w skałach, i od wywieranego przez nią ciśnienia da się wyróżnić cztery strefy:

Strefa skał **powietrzno-suchych**, której zasięg w przestrzeni i w czasie nie jest stały. Woda występuje w porach i szczelinach skał tej strefy w postaci niskotemperaturowej pary wodnej i otoczek wody adsorbowanej. Jeśli dana skała występowała w warunkach naturalnych tylko w stanie powietrzno-suchym i nie uległa znacznemu wpływowi zmęczenia mechanicznego (Kowalski, 1993; Weibull, 1961), termicznego, wilgotnościowego (Kowalski, 1975; Weibull, 1961) itd., to pomierzone przy uwzględnieniu anizotropii wytrzymałościowej wartości wytrzymałości próbek danego

*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski,
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

rodzaju skały są największe w porównaniu z wszystkimi innymi wartościami wytrzymałości próbek danej skały o innej ilości i rodzaju zawartej w nich wody. Z reguły wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie powietrzno-suchych próbek skały w kierunku prostopadłym do uwarstwienia (bądź spękań) jest większa, niż próbek skał ściśniętych równolegle do uwarstwienia (lub spękań).

Strefa skał nasyconych wodą kapilarną. Pionowy zasięg tej strefy nie jest stały tak w czasie, jak i w przestrzeni. Jej strop, bądź podściela wyżej leżącą strefę skał powietrzno-suchych, bądź też pokrywa się z powierzchnią terenu. Jej spąg pokrywa się bądź ze stropem niżej leżącej strefy skał w pełni nasyconych wodą, bądź też ze stropem skały wodonieprzepuszczalnej. Meniski wody kapilarnej podnoszące się szczelinami i porami, tworzącymi system kapilar w skałe do maksymalnego poziomu ich podniesienia (wznosu), działają na otaczającą je skałę „rozklínowiąco”, tj. rozciągająco, powodując, że wartości pomierzonej wytrzymałości tej samej skały zawierającej wodę kapilarną, przy uwzględnieniu anizotropii skały, są mniejsze od jej wytrzymałości w stanie powietrzno-suchym (Kowalski, 1972, 1975).

Strefa skał w pełni nasyconych wodą. Jej strop, który tworzy zwierciadło wody podziemnej, waha się w zależności od warunków hydrogeologicznych. Zwierciadło to może czasowo lub stale, bądź pokrywać się z powierzchnią terenu, bądź ze spągami strefy skał nasyconych wodą kapilarną, bądź też, gdy wyżej występują skały o porach i szczelinach o wymiarach większych lub mniejszych niż kapilarne, ze spągami skał powietrzno-suchych, bądź ze spągami skał występujących ponad zwierciadłem wody podziemnej z wodą zamrażającą w porach i szczelinach skał, bądź wreszcie ze spągami warstwy skał praktycznie wodonieprzepuszczalnych. Mierzona wartość wytrzymałości skały w pełni nasyconej wodą, jeśli uwzględni się anizotropię skały, jest z reguły mniejsza od wartości wytrzymałości takiej samej skały nasyconej wodą kapilarną. Z reguły wartość wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie próbek skały w pełni nasyconych wodą, w kierunku prostopadłym do uwarstwienia (lub spękań), jest większa, niż wartość wytrzymałości na takie jednoosiowe ściskanie próbek tej skały w również w pełni nasyconych wodą, ale w kierunku równoległym do uwarstwienia (Kowalski, 1966a, b).

Poziom zwierciadła wody podziemnej nie jest stały. Z reguły zmienia ono swoje położenie okresowo w zależności od warunków klimatycznych, meteorologicznych, hydrologicznych i hydrogeologicznych. Gdy zwierciadło wody podziemnej obniży się tak, że dana skała znajdzie się już w strefie nasycenia wodą kapilarną, bądź nawet w strefie skał powietrzno-suchych, to wówczas otrzymywane wartości mierzonej wytrzymałości są wyższe, niż wtedy, gdy zwierciadło wody podziemnej wznosi się ponad daną skałę, tj. gdy znajdzie się ona w stanie pełnego nasycenia wodą. Wahania zwierciadła wody podziemnej wytwarzają strefę, w której skały są wielokrotnie w pełni nasycone wodą i odsączone (osuszane), a więc podlegają wielokrotnemu obciążeniu i odciążeniu, co powoduje zmęczenie skały, wyrażające się stopniowym zmniejszeniem jej wytrzymałości (Kowalski, 1966b).

Strefa skał zamrażających i przemarzających. Zasięg tej strefy w przestrzeni i w czasie nie jest stały. Jej strop pokrywa się z powierzchnią terenu, bądź też ze spągami cienkiej warstewki skał odmarzniętych. Spąg skał przemarzających wyznacza powierzchnia równowagi termicznej między ilością ciepła wydzielanego z krystalizującego lodu i ciepła dopływającego z wnętrza ziemi, a ilością ciepła wydzielanego na zewnątrz. Granica ta przebiega w obrębie

skał nasyconych wodą wolną, bądź wodą kapilarną. Zamrażająca w porach i szczelinach woda, zwiększając swoją objętość od temperatury 4°C do temperatury krystalizacji, wywiera odpowiednio większe ciśnienie na otoczenie porów i szczelin. Zatem lód w porach i szczelinach skał działa „rozklínowiąco” i znakomicie zmienia wytrzymałość skały.

Wahania temperatury powietrza wokół 0°C powodują, że zwłaszcza w górnych częściach strefy przemarzania — zachodzić może wielokrotne odmarzanie i zamrażanie wody w porach i szczelinach skał. Wówczas skały podlegają wielokrotnemu obciążeniu i odciążeniu, co powoduje zmęczenie (Weibull, 1961) skały, wyrażające się zmniejszeniem jej wytrzymałości (Kowalski, 1961).

Powstawaniu spękań skał w przypowierzchniowej cienkiej sferze skorupy ziemskiej przez ich nasycenie wodą i wysychanie (Kowalski, 1966a), zamrażanie i odmarzanie (Kowalski, 1961), przez zmiany ciśnienia atmosferycznego (Kowalski, 1993), sprzyja anizotropowy układ naprężeń. Ujawniające się w stropie i spagu porów naprężenia rozciągające, jeśli osiągną odpowiednio dużą wartość w stosunku do wytrzymałości na rozciąganie skał i ciśnienia pionowego na danej głębokości, powodują powstawanie spękań w stropie i spagu porów (Kowalski, 1993). Długość tych spękań może być o kilka, a nawet kilkaset razy większa, niż wymiary porów (Kowalski, 1991). Spękanie te powstają samoczynnie, bez wywierania jakiegokolwiek innego nacisku na skałę — poza oddziaływaniem siły ciężkości.

R^P — wytrzymałość przewidywana na większych głębokościach

Występująca w porach i szczelinach woda wywiera na zawierającą ją skałę określone ciśnienie. Gdy ciśnienie wywierane przez wodę jest mniejsze, niż ciśnienie wywierane na nią przez zawierającą ją skałę, może postępować zaciskanie porów i szczelin. Natomiast większe ciśnienie wody porowej i szczelinowej, niż ciśnienie otaczających ją skał, może powodować proces przeciwny — rozszerzanie się porów, a zwłaszcza szczelin. Od stosunku wywieranego ciśnienia wody porowej i szczelinowej na ścianki porów i szczelin do wywieranego z przeciwnej strony na te że ścianki ciśnienia przez skałę, czyli do ciśnienia geostatycznego, zależy zmniejszanie lub zwiększanie objętości porów i szczelin, a w efekcie zmniejszanie się lub wzrost porowatości i szczelinowatości. Stosunek ciśnienia wody porowej i szczelinowej do geostatycznego ciśnienia skały odgrywa więc istotną rolę we wzajemnym oddziaływaniu złożonego systemu: skała–woda. Kissin (1982) wykazał, że jeśli istnieje związek hydrauliczny poziomu wodonośnego lub systemu spękań z powierzchnią terenu, to stosunek ciśnienia porowego i szczelinowego do ciśnienia geostatycznego skał wynosi: 0,43–0,48. Na większych głębokościach w praktycznie izolowanych masach skalnych, zawierających wodę, stosunek ten może być równy 1. Gdy oprócz ciśnienia geostatycznego istnieją również dodatkowe naprężenia tektoniczne, stosunek ten może być większy, niż 1. Warto pamiętać, że wartości tego stosunku większe, niż 1 spotyka się w strefach hydrogeodynamicznie anomalnych już na głębokościach 1–4 km.

Paradoks wzrostu porowatości i szczelinowatości skał z głębokością

Poniżej cienkiej, przypowierzchniowej strefy skorupy ziemskiej stopniowo zmieniają się warunki termodynamiczne

ne występowania złożonego systemu: woda-skała. Wiadomo, że ze wzrostem głębokości wzrasta ciśnienie i temperatura (Teisseyre, 1984, 1986, 1989, 1993). Pozornie wydawałoby się więc, że na większych głębokościach przy odpowiednio dużym ciśnieniu, gdzie powinien panować izotropowy stan naprężeń, pory i szczeliny powinny być zaciskane. Zaciśnięciu temu mogłoby przeciwdziałać ciśnienie porowe i szczelinowe, wywierane przez wysokotemperaturowe, zdysocjowane roztwory wodne i ich przegrzane pary i gazy. Przypuszczenie to potwierdzają wyniki bardzo głębokich wierceń, a wśród nich najgłębszego do tej pory wiercenia SG-3 na półwyspie Kola (Kowalski, 1985; Kowalski & Dembowski, 1985; Kozłowski, 1987). Wbrew pierwotnym oczekiwaniom w otworze SG-3 stwierdzono dobrze pomierzony, niespodziewanie duży dopływ wody, a ściślej mówiąc złożonych roztworów wodnych, par i gazów. Zgodnie z dotychczasowymi, powszechnie panującymi poglądami na tych głębokościach możnaby oczekiwać mniejszej porowatości i szczelinowatości skał, a więc zmniejszonego (a nie zwiększonego) dopływu roztworów wodnych. Tymczasem na głębokościach ok. 12 km nie tylko nie zaobserwowano zmniejszonego dopływu roztworów gazowo-wodnych, a wprost przeciwnie jego wielokrotne zwiększenie. Tak duże wartości pomierzonego dopływu roztworów gazowo-wodnych dają się wyjaśnić niespodziewanie dużym wzrostem porowatości i szczelinowatości występujących tam gnejsów i granitognejsów.

Obliczono, że porowatość występujących na tych głębokościach gnejsów i granito-gnejsów jest kilkanaście razy większa, a szczelinowatość nawet kilkadziesiąt razy większa w porównaniu z porowatością i szczelinowatością takich samych petrograficznie gnejsów i granito-gnejsów, występujących na powierzchni terenu (Kowalski, 1985; Kowalski & Dembowski, 1985; Kozłowski, 1987).

Roztwory wodne na większych głębokościach

Pomierzona na dnie otworu SG-3 temperatura przegrzanych roztworów gazowo-wodnych wskazuje, jak wielka musi być ich prężność, czyli jak wielkie musi być ciśnienie porowe i szczelinowe, wywierane na ścianki porów i szczelin skał, w których one występują. Wiadomo też, że wszystkie drobiny wody w temperaturze krytycznej wody stają się monomerami (Pinneker, 1992). Wiadomo również, że nawet w warunkach ponadkrytycznych w temperaturze 463°C pod ciśnieniem 47,8 MPa współistnieją ze sobą woda ciekła i gazowa (Pinneker, 1992). Fakt takiego współistnienia wyjaśnia się z jednej strony skracaniem się średniej długości dróg drobin w miarę wzrostu sprężenia gazu, z drugiej zaś wydłużeniem przeciętnego czasu znajdowania się drobin sprężonego gazu w obszarze wzajemnego przyciągania sąsiadujących ze sobą jego drobin. W ten sposób powstają takie połączenia drobin gazu, które mogą w przybliżeniu odpowiadać ciekłemu stanowi wody. Analiza struktury drobin wody, występujących w stanie ponadkrytycznym, prowadzi do wniosku, że polimery i dimery drobin wodnych mogą występować w zakresie temperatur do maksimum 670–700°C (Pinneker, 1992). Powyżej tej temperatury bez względu na panujące ciśnienie nie można traktować roztworów wodnych, jako cieczy w pospolitym rozumieniu. W latach 1957–1966 wykazano, że przewodnictwo elektryczne wody w temperaturach 800–1000°C pod ciśnieniem 12–13,3 MPa wyraźnie wzrasta, stając się porównywalne ze stężonym roztworem soli, oraz że gęstość wody w tych warunkach wynosi 1,8 g/cm³ (David & Hamman, 1959,

1960; Hamman & Linton, 1966; Holzapfel & Franck, 1966; Pinneker, 1992).

Spękanie skał w hypocentrach a ich lokalizacja

Ponieważ z większych głębokości, na których powstają hypocentra trzęsień, nie można ani pobrać próbek występujących tam skał, ani zbadać ich wytrzymałości w dokładnie takich samych warunkach, jakie panują w hypocentrach, więc wartość wytrzymałości skał w hypocentrum nie jest wartością bezpośrednio pomierzoną — R^m , a tylko przewidywaną, prawdopodobną — R^p , zależną od przyjętego modelu zjawisk i procesów zachodzących w hypocentrum. Hypocentra zlokalizowane są z reguły w strefach występowania głębszych spękań skorupy ziemskiej, ale najczęściej w obszarach krzyżowania się stref o różnych kierunkach spękań. Można się więc spodziewać apriorycznie, że w tych strefach przyływ wody podziemnej — ściślej jej roztworów gazowo-wodnych — będzie w skałach spękanych większy, niż w przylegających do nich skałach niespękanych. Można też oczekiwać, że przyływ wody podziemnej w tych strefach wzrasta ze wzrostem ciśnienia. Wysokie ciśnienie wody porowej i szczelinowej co najmniej neutralizuje geostatyczne obciążenie nadkładu i zmniejsza tarcie podczas powstawania spękań i przesunięć. Stwierdzono, że w czasie powstawania większych nasunięć płaszczowinowych ciśnienie wody porowej i szczelinowej odgrywa istotną rolę (Hubbert & Rubey, 1959).

Wzrost ciśnienia wody porowej i szczelinowej powoduje wzrost i rozszerzanie się szczelin, na co w sferze przypowierzchniowej skorupy ziemskiej wskazują przełomy hydrauliczne warstw, np.: podczas eksploatacji ropy naftowej. Rozwój szczelinowatości zwiększa w masywie skalnym naprężenie przesuwne. Ze wzrostem ciśnienia wody porowej i szczelinowej wzrasta również przyrost naprężeń przesuwu. Do mało znanych procesów fizyczno-chemicznych, zachodzących w ogniskach trzęsień Ziemi zaliczyć należy zmniejszenie wytrzymałości skał, zmiany oddziaływań adsorpcji (Rehbinder, 1957). Przyczepność warstw adsorpcyjnych, składających się z molekuł substancji powierzchniowo-czynnych i z jonów elektrolitu, odgrywa istotną rolę w powstawaniu mikro-szczelin. Objawia się to najwyraźniej w odkształceniach podczas rozkruszania skał, gdy nowotworzące się powierzchnie spękań mogą być pokrywane warstwami adsorpcyjnymi. Z przeprowadzonych w przypowierzchniowej sferze skorupy ziemskiej badań inżyniersko-geologicznych nad odkształceniami piasków kwarcowych pod obciążeniem wiadomo, że w wyniku wciskania się wody między styki poszczególnych ziarn odkształcalność piasku staje się 50–100 razy większa, niż piasku suchego (Percow, 1974; Pinneker, 1992).

Rola wody w powstawaniu trzęsień Ziemi

Woda odgrywa istotną rolę w olbrzymiej większości trzęsień skorupy ziemskiej, co wyrażają różniące się między sobą modele powstawania szczelin: dilatantno-dyfuzyjny (Nur, 1972) i lawinowo-niestabilny (Mjaczkin, 1978; Pinneker, 1992; Sobolew, 1979). Model dilatantno-dyfuzyjny powstawania szczelin (Mjaczkin, 1978) uwzględnia stwierdzony eksperymentalnie wzrost niesprężystej wytrzymałości skały w masach skalnych w procesie przesuwu. Wzrost ten następuje w wyniku powstawania mikroszczelin. Zakłada się, że powstające nowe szczeliny nie są *in statu nascendi* nasycone roztworami wodno-gazowymi. Wów-

czas powstaje spadek ciśnienia porowego i wzrasta wytrzymałość skały. Początkowy spadek ciśnienia porowego i następnie dyfuzyjnego wciskania się wody w nowopowstałe mikroszczeliny powoduje ponowny wzrost ciśnienia porowego i ponowne zmniejszenie wytrzymałości skały. Kolejne wzrosty i spadki wytrzymałości skały, związane z odkształceniami nasuwczymi powodują wytrzymałościowe zmęczenie skały, co prowadzi do rozkruszenia i przełamania się skały. Tak więc dyfuzyjne wciskanie się wody w szczeliny i spowodowany tym wzrost jej ciśnienia należy uznać za ważne czynniki przygotowujące sejsmiczne pęknięcia.

Natomiast w modelu lawinowo-niestabilnego tworzenia się szczelin (Mjaczkin, 1978; Sobolew, 1979) wyróżnia się 3 jego stadia. W pierwszym stadium zwiększa się liczba i rozmiary szczelin w wyniku wzrostu naprężenia. Gdy zageszcznienie szczelin osiąga określoną wielkość, w drugim stadium następuje lawinowe oddziaływanie szczelin i ich rozprzestrzenianie przez rozkruszanie wiązek między poszczególnymi elementami skały. W trzecim stadium postępują niestabilne odkształcenia w wąskich strefach, w których rozwój szczelinowości prowadzi do głównego pęknięcia. Model ten można stosować zarówno w odniesieniu do skał w stanie suchym, jak i nasyconych wodą. Model ten wyjaśnia takie zapowiedzi trzęsienia Ziemi, jak zmiany oporności elektrycznej i różnice prędkości fal sejsmicznych.

Wnioski

Z przedstawionych wyżej rozważań wynikają następujące wnioski ogólne:

1 — Wartości pomierzonej wytrzymałości skały — R^m bez podania jej porowatości i szczelinowości, oraz zawartości w niej wody, od zaadsorbowanej wody poczynając, przez wodę w stanie ciekłym, na wodzie w postaci lodu kończąc, określają pomierzoną wytrzymałość skały — R^m tylko w sposób bardzo przybliżony nawet wówczas, gdy zapewniana jest maksymalnie możliwa dokładność pomiaru.

2 — Wielokrotne zmiany zawartości wody w skałe powodują mechaniczne zmęczenie skały, a w jego wyniku zmniejszanie się wartości pomierzonej wytrzymałości skały — R^m , aż do jej rozkruszenia.

3 — Wartości pomierzonej wytrzymałości tej samej skały — R^m przy uwzględnieniu jej anizotropowości i stopnia mechanicznego wietrzenia tworzą szereg w zależności od zawartości wody i jej rodzaju (adsorpcyjna, ciekła, lód), wskazując na różnorodny wpływ wody adsorpcyjnej, ciekłej i lodu.

4 — Na większych głębokościach, na których powstają hypocentra trzęsień ziemi, układ skała-woda znajduje się w odmiennych warunkach termodynamicznych, ułatwiających — mimo wielkiego ciśnienia nadkładu — powstawanie mikroszczelin w skałe przez oddziaływanie zdyspersowanej substancji wodnej i jej roztworów.

5 — Mimo, że nie są znane wartości pomierzonej wytrzymałości w ogniskach trzęsień ziemi, to uwzględniając termodynamiczną odmienną warunków w przypowie-rzchniowej sferze skorupy ziemskiej można z pewnym

prawdopodobieństwem założyć przewidywaną wartość wytrzymałości danej skały — R^p w warunkach jej występowania w hypocentrum, co pozwala tworzyć prawdopodobne dilatanto-dyfuzyjne i lawinowo-niestabilne modele powstawania w skałe spękań, związanych z powstawaniem trzęsień ziemi.

Literatura

- BORETTI-ONYSZKIEWICZ W. 1968 — Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, 10.
 DAVID H.G. & HAMMAN D. 1959 — Trans. Faraday Soc., 55: 72–78.
 DAVID H.G. & HAMMAN D. 1960 — Ibidem, 56: 104–1050.
 HAMMAN S.D. & LINTON M. 1966 — Ibidem, 62: 2234–2241.
 HOLZAPFEL W. & FRANCK E.U. 1966 — Ber. Bunsen-Ges. Phys. Chemie, New York–London–Sydney, 70: 1105–1112.
 HUBBERT M.K. & RUBEY W.W. 1959 — Bull. Geol. Soc. Amer., Baltimore, 70: 115–166.
 KISSIN I.G. 1971 — Izv. AN SSSR Fizika Ziemli, Moskwa, 3: 39–48.
 KISSIN I. G. 1972 — Sow. Geologija, Moskwa, 2: 68–80.
 KISSIN I.G. 1982 — Die Erdbeben und Grundwässer. Izd. Nauka, Moskwa.
 KOWALSKI W.C. 1961 — Biul. Geol. UW, 1: 1–113; 2: 149.
 KOWALSKI W.C. 1966a — Biul. Inst. Geol., 190: 1–137.
 KOWALSKI W.C. 1966b — 1st. Int. Congr. Rock Mechanics. Lisboa, 143–144.
 KOWALSKI W.C. 1970 — [In:] 1st Inter. Congr. of IAEG, Paris, 457–464.
 KOWALSKI W.C. 1972 — Bull. Int. Ass. Eng. Geol., 5: 55–56.
 KOWALSKI W.C. 1975 — Bull. IAEG, 12: 37–43.
 KOWALSKI W.C. 1985 — Tech. Poszuk. Geol., 6: 13–17.
 KOWALSKI W.C. 1991 — Bull. IAEG, 44: 35–46.
 KOWALSKI W.C. 1993 — Bull. Eng. Geol. IAEG, 48: 77–82.
 KOWALSKI W.C., DEMBOWSKI Z. 1985 — Prz. Geol., 33: 18–21.
 KOZŁOWSKI I.A. 1987 — The superdeep well of Kola Peninsula. Ver. Springer. Heidelberg–Berlin.
 ŁOZIŃSKA-STĘPIEŃ H. 1965 — Biull. Wydz. Geol. UW, 6.
 MJACZKIN W.I. 1978 — Vorbereitungsprozesse der Erdbeben. Izd. Nauka, Moskwa.
 NUR A. 1972 — Bull. Seism. Soc. Amer., 62: 1217–1222.
 PERCOW N.W. 1974 — [In:] Izd. Naukowa Dumka: 311–315.
 PINNEKER I.V. 1992 — Das Wasser in der Litho- und Asthenosphäre. Ver. Borntraeger. Berlin–Stuttgart.
 REHBINDER P.A. 1957 — Westn. AN SSSR, 10: 32–42.
 SOBOLEW G.A. 1979 — Physikalische Prozesse der Erdbeben-vorbereitung, Experiment und Theorie. Obzornyj doklad na Miedzunarodnom Simpozjumie po prognozowaniu zjemletrjaszenij. UNESCO, Paris.
 TEISSEYRE R. (red.) 1984, 1986, 1989 — Physics and Evolution of the Earth's Interior. 1: Continuum of the Earth Interior; 2: Seismic wave propagation in the Earth; 3: Continuum theories in solid Earth's physics, 4: Low-frequency geodynamics. 6: Dynamics of Earth evolution. Elsevier, Amsterdam.
 WEIBULL W. 1961 — Fatigue testing and analyses of results. Pergamon Press, Oxford–London–New York–Paris.