

Jerzy KUŹNIAR

## Wpływ składu mineralnego na rozmakanie i pęcznienie niektórych ilów trzeciorzędowych

### WSTĘP

Iły, których 60 próbek poddano badaniom mineralogicznym i fizycznym pochodzą z trzech obszarów: Turowa, Żar oraz Konina. Zostały one pobrane z otworów wiertniczych prowadzonych w poszukiwaniu złóż węgla brunatnego.

Próbki ilów z obszaru Turowa i Żar pochodzą z poziomów skalnych należących pod względem stratygraficznym do miocenu. Próbki z obszaru Konina zostały pobrane z warstw lub soczew ilastych, przynależnych stratygraficznie według J. Ranieckiej-Bobrowskiej (1954) do formacji pstrych ilów pliocenijskich.

Badane iły oznaczono w niniejszej pracy liczbami arabskimi od 1 do 60. Próbki 1÷7 wzięto z obszaru Turowa, 8÷21 oraz 41, 42 i 45 z obszaru Żar, pozostałe zaś z okolic Konina.

Dla każdej z próbek został oznaczony skład mineralny metodą analizy termicznej różnicowej, skład ziarnowy, ciężar właściwy, rozmakanie i pęcznienie. Badania te wykonane zostały w roku 1958 w Laboratorium Badań Gruntów Politechniki Wrocławskiej. Skład mineralny kilku próbek został oznaczony dodatkowo metodą rentgenograficzną. Badania te wykonała kól. mgr Anna Langier, za których przeprowadzenie, jak także za życzliwe przedyskutowanie ze mną niektórych problemów niniejszej pracy serdecznie dziękuję.

Do szczególnej wdzięczności poczuwam się wobec p. prof. dr inż. Igora Kisiela, który niezwykle przychylnie i serdecznie ustosunkował się do mojej pracy i nie szczędził trudu na przeczytanie jej rękopisu udzielając mi wielu cennych rad i uwag.

### SKŁAD MINERALNY

Skład mineralny badanych skał ilastych wyznaczony został w aparacie do analizy termicznej różnicowej (A. T. R.) przy zastosowaniu progresji temperatury  $11^{\circ}\text{C}/\text{min} \pm 1^{\circ}\text{C}$ .

Na podstawie uzyskanych krzywych różnicowych wyróżniłem dwa główne typy mineralogiczne badanych ilów, biorąc za podstawę ich wy-

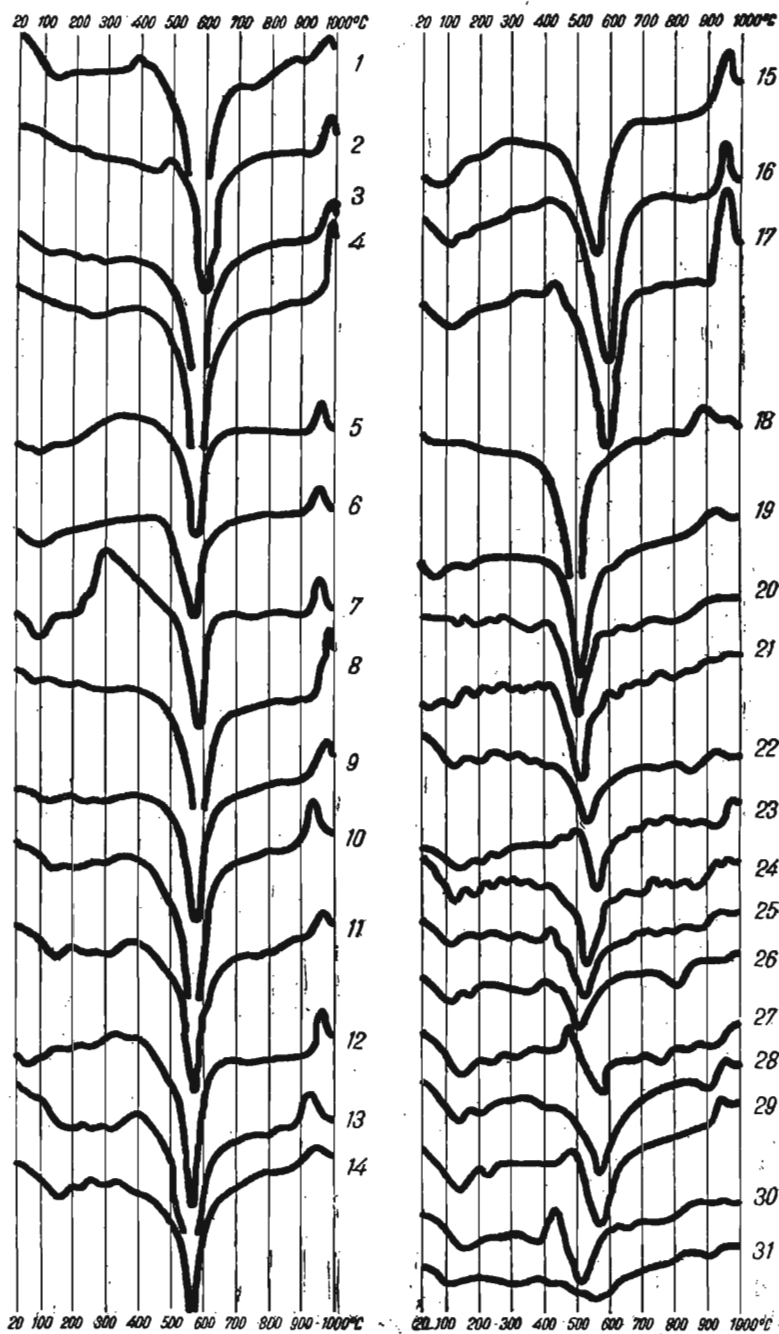
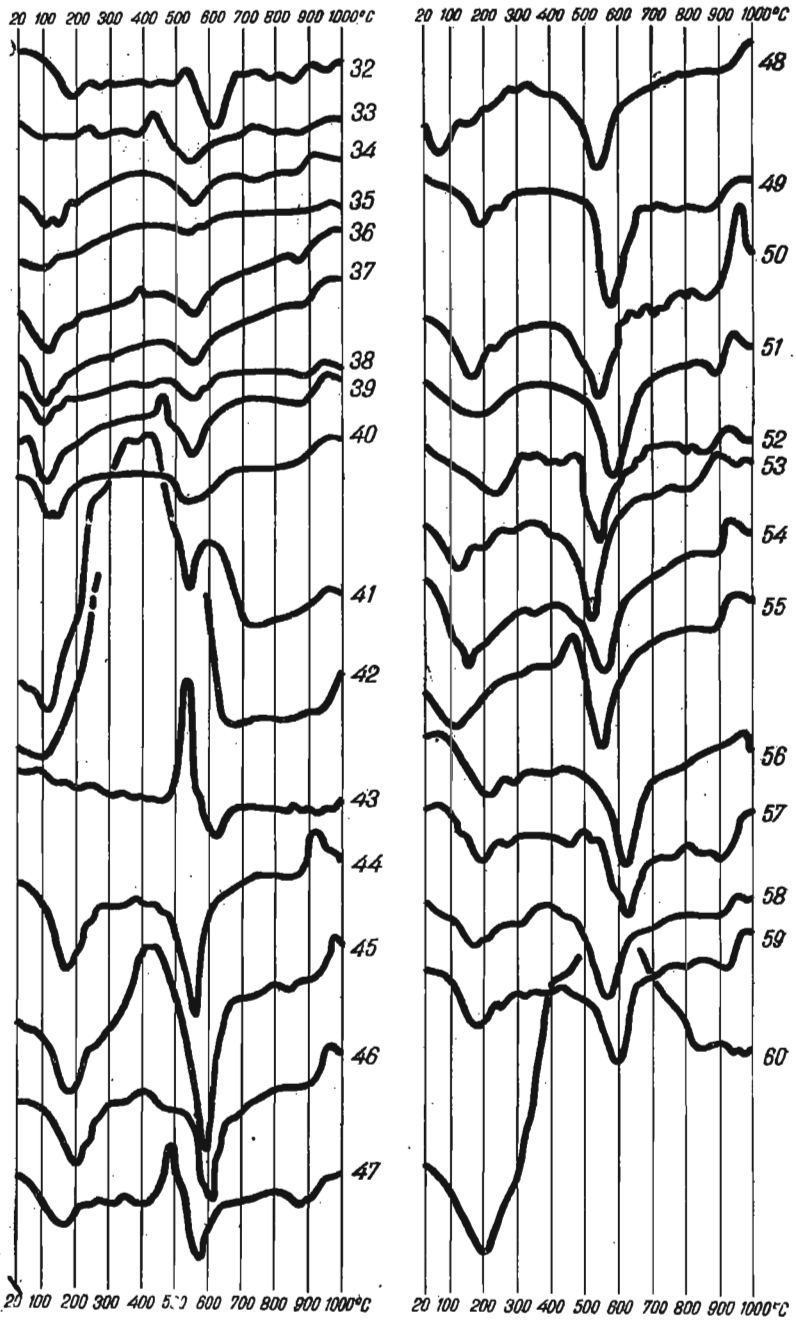


Fig. 1. Krzywe termiczne różnicowe  
Differential thermal curves



odrębnienia przeważającą w poszczególnych próbkach zawartość określonych minerałów ilastych. Wspomniane dwa typy mineralogiczne — to typ ilów kaolinitowych oraz illitowych<sup>1</sup> z domieszką minerałów grupy montmorylonitu. Przedstawiają ją krzywe różnicowe pokazane na figurze 1. Poza określeniem składu mineralnego w aparacie do A. T. R., kilka najbardziej typowych próbek zostało oznaczonych rentgenograficznie. Badania te miały na celu sprawdzenie zasadniczej koncepcji odczytywania krzywych różnicowych.

Przedstawiona niżej interpretacja krzywych różnicowych nie uwzględnia w zasadzie w próbkach ewentualnej zawartości kwarcu, co jak wiadomo, jest wadą A. T. R. stosowanej w sposób zwyczajny<sup>2</sup>, ponieważ reakcja przemiany polimorficznej kwarcu jest bardzo słaba i pokrywa się silnym efektem endotermicznym typowym dla badanych próbek skał ilastych.

Duże trudności napotkałem głównie przy wykrywaniu w analizowanych próbkach minerałów siarczanowych i mik, ponieważ ich reakcje termiczne są bądź bardzo słabe, bądź mogą wzajemnie nakładać się na siebie, czy wreszcie być maskowane przez efekty cieplne innych minerałów.

W niektórych wypadkach interpretacja reakcji termicznych niektórych minerałów może być obarczona błędem wynikającym z interferencji albo zgodnie skierowanych, albo wzajemnie znoszących się w analogicznych temperaturach efektów termicznych, gdy są one skierowane przeciwnie.

#### ILY KAOLINITOWE

Krzywe różnicowe ilów kaolinitowych, których spośród badanych 60 próbek wydzieliłem 21, oznaczone zostały w kolejnej numeracji liczbami od 1 do 21. Odbiegają one znacznie swym charakterem, znacznie, ogólnie biorąc, od krzywych różnicowych najczęściej podawanych w literaturze. Zarysowująca się dla nich wyraźnie różnica polega na obecności słabiej lub silniej zaznaczonej reakcji endotermicznej. Maksimum jej mieści się w temperaturach 100–150°C, od których odstępstwa należą do rzadkości.

Bardzo intensywna reakcja endotermiczna z maksimum zaznaczającym się w interwale temperatur około 560–600°C oraz silny efekt egzotermiczny, którego szczyt niemal we wszystkich badanych próbkach wyznaczają temperatury 960–990°C, pozwalają w sposób niedwuznaczny zaliczyć badane ily do typu kaolinitowego. Warto jednak równocześnie zaznaczyć, o czym szczegółowo będzie mowa niżej, że charakter krzywych różnicowych próbek 18–21 znacznie odbiega od pozostałych.

Wspomniany we wstępie niskotemperaturowy efekt endotermiczny jest charakterystyczny według R. E. Grima i W. F. Bradleya (1948) dla kaolinitów słabo wykryształizowanych; w kaolinitach dobrze wykryształizowanych efektu tego, według wspomnianych badaczy, nie obserwuje się. Wywołujące wspomnianą reakcję procesy odwadniania mogą być również albo wynikiem dużego stopnia dyspersji kaolinitu, albo obecności domieszek

<sup>1</sup> Nazwą ilów typu illitowego określam skały złożone z minerałów grupy hydromik,

<sup>2</sup> W przedstawionych badaniach nie określono zawartości kwarcu metodą krzywej ochładzania polecaną m. in. przez Swietkova A. I. Цветков А. И. (1952) — О количественном определении кварца в горных породах методом термического анализа. Докл. Акад. Наук СССР, 87, № 1, стр. 1079–1082. Москва.

haloizytu, lub wreszcie efektem obydwu tych przyczyn równocześnie (Praca zbiorowa, 1957)<sup>3 4</sup>, słabo wykrystalizowane, charakteryzujące się zazwyczaj wysokim stopniem dyspersji kaolinity wykazują ponadto dalszą, rozpoznalną w A. T. R. cechą charakterystyczną. Polega ona na przesunięciu w kierunku niższych temperatur reakcji endotermicznej (Praca zbiorowa, 1957)<sup>4</sup>, spowodowanej przez całkowite dla tych kaolinitów wydzielanie z sieci krystalicznej grup wodorotlenowych (R. E. Grim, W. F. Bradley, 1948).

Dalszym, bardzo znamionym zjawiskiem dla omawianego rodzaju kaolinitów jest poziomy przebieg termogramu pomiędzy temperaturą około 650°C, a temperaturą początku reakcji egzotermicznej, w przeciwieństwie do którego kaolinity dobrze wykrystalizowane wykazują przebieg stromy, skierowany ku górze (Praca zbiorowa, 1957)<sup>3</sup>. Te ostatnie charakteryzuje ponadto niewielka reakcja endotermiczna, poprzedzająca bezpośrednio efekt egzotermiczny omawianego minerału. Zwrócili na to uwagę R. E. Grim, W. F. Bradley (1948) wiążąc istnienie tej reakcji z wydzielaniem się z sieci krystalicznej resztkowych grup wodorotlenowych, pozostałych w wyniku niecałkowitej amorfizacji minerału w temperaturach dla niego charakterystycznych (550÷610°C). Badacze ci stwierdzili równocześnie, że kaolinity słabo wykrystalizowane nie mają wysokotemperaturowej reakcji endotermicznej, ponieważ całkowita dla nich dehydratacja (OH) nastąpiła w temperaturach niższych.

Na podstawie wyżej podanych uwag można będzie krótko rozpatrzyć interesujące nas analizy różnicowe kaolinitów.

Do zdecydowanie słabo wykrystalizowanych zaliczyłbym próbki kaolinitów scharakteryzowane przez krzywe różnicowe 5, 6, 7, 12 i 15. Za wnioskiem tym przemawia brak drobnej reakcji endotermicznej, mającej poprzedzać egzotermiczny efekt minerału, zbliżony do poziomego przebiegu wykresu różnicowego powyżej temperatury około 650°C oraz przeciętne wartości temperatur dehydratacji (OH), których maksima wypadają w zakresie 560÷580°C.

Do znacznie lepiej wykrystalizowanych zaliczyć trzeba próbki kaolinitów 1, 2, 8, 9, 16 i 17, u których wyraźnie zaznacza się na krzywych różnicowych reakcja endotermiczna w temperaturze około 930°C. Należy ponadto zwrócić uwagę, że przebieg omawianych krzywych powyżej temperatury około 650°C charakteryzuje się stromym ustawieniem ku górze, a główny efekt endotermiczny kaolinitu wypada w wyższych niż poprzednio temperaturach.

Krzywe termiczne pozostałych próbek ilów kaolinitowych wykazują właściwości pośrednie pomiędzy właściwościami opisanych kaolinitów słabo i wyraźniej wykrystalizowanych.

Wspólną cechą charakterystyczną niemal wszystkich badanych próbek kaolinitowych jest obecność słabiej lub silniej zarysowanej niskotempera-

<sup>3</sup> Викулова М. Ф. с участием Шустеровой М. С. (1940) — Вещественный состав и морфология залежей огнеупорных глин нижнего карбона Боровичско-Любыгинского района. Литолог. сб. памяти С. Ф. Малявкина, вып. 1, Госгеолиздат. Москва.

<sup>4</sup> Землянецкий П. А. (1931) — Вода каолинов и каолинита. Тр. Минер. Инст. А. Н. СССР, № 1. Москва.

turowej reakcji endotermicznej, co wskazuje przypuszczalnie na duży stopień dyspersji ziarn mineralnych.

W opisywanych próbkach ilów pospolicie występują domieszki. Byłyby to domieszki organiczne oraz nieorganiczne, jak hydrohematyt, hydrargilit, getyt, piryt lub markasyt (albo oba siarczki jednocześnie), węglany, ewentualnie muskowitz i pirofyllit oraz niewątpliwie kwarc. Z minerałów ilastych możliwe jest występowanie w niektórych próbkach domieszek minerałów grupy montmorylonitu i hydromik.

Domieszki hydrohematytu są dość typowe w badanych skałach, mimo że występują w niewielkich ilościach. Charakterystyczny dla nich efekt endotermiczny z maksimum zaznaczającym się w zakresie temperatur  $260\div 280^{\circ}\text{C}$  (S. J. Orzechow, I. D. Siedleckij, 1954) zaznacza się wyraźnie w próbkach 2, 4, 12, 13, 17 i 20. Obecności omawianego minerału dopatrywać się ponadto można w próbkach 7 i 16, w których jednak, ze względu na bardzo słabo zarysowane efekty termiczne, występowanie hydrohematytu jest wątpliwe.

Rzadszym minerałem pobocznym omawianych ilów jest hydrargilit, na którego obecność wskazuje reakcja endotermiczna. Maksimum reakcji określa według P. F. Kerra i J. L. Kulpa (1948) temperatura około  $320^{\circ}\text{C}$ . Omawiany minerał występuje w kilku próbkach uwidaczniając się na krzywych różnicowych poprzez słabe efekty endotermiczne, których maksima występują w zakresie temperatur  $300\div 330^{\circ}\text{C}$ . W próbkach 3, 10, 11, 13, 14 i 21 obecność jego nie budzi zastrzeżeń; jest możliwe, że minerał ten występuje również w próbce 8 i 9.

Bardzo wyraźne domieszki getytu zauważyć się dają na krzywej różnicowej próbki 20, gdzie maksimum wyraźnej reakcji endotermicznej zaznacza się w temperaturze  $365^{\circ}\text{C}$ <sup>5</sup>.

W mniejszych ilościach omawiany minerał daje się zauważyć na krzywych różnicowych próbek 12, 14, 17 i 21, gdzie maksima jego efektów endotermicznych uwidaczniają się kolejno w temperaturach 370, 380, 390 i  $400^{\circ}\text{C}$ . Domieszki pirytu lum markasytu (albo obu siarczków jednocześnie) występują zaledwie w kilku badanych próbkach: 1, 2 i 17, uwidaczniając się na krzywych różnicowych poprzez wąskie i wyraźne efekty egzotermiczne, których maksima wyznaczają kolejno temperatury 390, 500 i  $430^{\circ}\text{C}$ <sup>6</sup>.

Podobnie jak domieszki siarczków żelaza, również substancje organiczne występują tylko w nielicznych, badanych ilach. Znaczne ich ilości można prześledzić na krzywej różnicowej próbki 7, gdzie efekt egzotermiczny zaznacza się w szerokim interwale temperatur  $250\div 450^{\circ}\text{C}$ . W próbkach 5, 11, 12 i 16 niewielkie ilości substancji organicznych uwidaczniają się poprzez szerokie i łagodne efekty egzotermiczne w zakresie temperatur  $300\div 500^{\circ}\text{C}$ . W próbkach 6, 13 i 15 występowanie ich jest wątpliwe.

<sup>5</sup> Temperatura maksimum reakcji endotermicznej getytu określana jest różnie u poszczególnych autorów. Tak więc R. E. Grim, R. A. Rowland (1942) podają ją na  $380\text{--}390^{\circ}\text{C}$ , P. F. Kerr, J. L. Kulp (1948) —  $370^{\circ}\text{C}$ , A. G. Bietlechtin (1950) —  $385^{\circ}\text{C}$  (jako charakterystyczną dla limonitu), I. D. Siedleckij (1952) —  $390^{\circ}\text{C}$ , S. J. Orzechow, I. D. Siedleckij (1954) —  $360^{\circ}\text{C}$ , W. A. Frank-Kamieniecki (1954) —  $340\text{--}360^{\circ}\text{C}$ .

<sup>6</sup> W licznych publikacjach o A. T. R. poszczególni autorzy dostrzegają efekt egzotermiczny pirytu (markasytu) w interwale temperatur około  $400\text{--}500^{\circ}\text{C}$ . Ostatnio dał temu wyraz E. Görlich (1957).

Na omawianych krzywych różnicowych dopatrywać się można ponadto domieszek węglanów i pirofyllitu; z minerałów ilastych — hydromik, albo minerałów grupy montmorylonitu, albo obu jednocześnie.

Domieszki węglanów dają się stwierdzić jedynie w próbkach 11, 13, i 21. Określa je wyraźna reakcja endotermiczna, której maksimum występuje w temperaturze około  $800^{\circ}\text{C}$ <sup>7</sup>; jest jednak prawdopodobne, że reakcja ta wskazuje na obecność w wymienionych próbkach niektórych minerałów siarczanowych, dla których maksima efektów endotermicznych określają według P. F. Kerra, J. L. Kulpa (1948) temperatury około  $800$  i  $850^{\circ}\text{C}$ ; wynika to również z badań A. I. Cwietkowa, E. P. Waljaszichiny (1953).

Pirofyllit daje na krzywych różnicowych szerokie i łagodne efekty endotermiczne, których maksima określają według R. E. Grima, R. A. Rowlanda (1942), W. F. Bradleya, R. E. Grima (1951), H. W. Van der Marel (1956) i innych autorów temperatury  $630\div 820^{\circ}\text{C}$ .

W badanych próbkach 1, 7, 11 i 20 stwierdzono łagodne przecięcie endotermiczne, których szczyty zaznaczają się w temperaturze  $760\div 800^{\circ}\text{C}$ .

Interpretując je jako w zasadzie charakterystyczne dla węglanów, nie należałoby jednak zapominać, że pochodzić one mogą od minerałów siarczanowych lub pirofyllitu. Warto również nadmienić, że w zakresie temperatur  $720\div 950^{\circ}\text{C}$  zaznaczają się w A. T. R. podobne w swym charakterze efekty endotermiczne muskowitu, którego wyniki badania zestawia P. F. Kerr, P. K. Hamilton (1958).

W badanych próbkach kaolinitowych trudno na podstawie A. T. R. określić jednoznacznie obecność minerałów grupy montmorylonitu i hydromik. Za występowaniem domieszek minerałów montmorylonitowych przemawiałby obraz krzywych różnicowych próbek 19, 20 i 21, dla których obserwuje się niewielkie efekty endotermiczne. Maksima tych efektów mieszczą się w zakresie temperatur  $600\div 630^{\circ}\text{C}$ . W pozostałych próbkach nie mamy możliwości wykrycia tych minerałów. Związane jest to z tym (o czym obszerniej będzie mowa niżej), że w naszym wypadku druga reakcja endotermiczna ilów illitowych z domieszkami minerałów grupy montmorylonitu wypada najczęściej w zakresie temperatur odpowiedniej reakcji termicznej kaolinitu. Dotyczy to również pierwszej reakcji wspomnianych minerałów trójwarstwowych, która pokrywałaby się zawsze ze słabiej lub silniej zarysowaną niskotemperaturową reakcją endotermiczną omawianych ilów kaolinitowych.

Szczególnie ciekawy obraz przedstawiają wspomniane we wstępie próbki 18÷21, dla których szczyty reakcji endotermicznych wyznaczają temperatury  $500\div 520^{\circ}\text{C}$ . Ponadto, w wypadku próbki 18, maksimum reakcji egzotermicznej przesunięte jest do temperatury około  $890^{\circ}\text{C}$ , w pozostałych zaś wymienionych próbkach reakcja ta jest albo bardzo słaba, albo w ogóle niedostrzegalna.

<sup>7</sup> Cytowane w literaturze maksima reakcji endotermicznych węglanów podawane są przez różnych autorów w bardzo szerokim zakresie temperatur. Temperaturę maksimum reakcji endotermicznej kalcytu określa P. F. Kerr, J. L. Kulp (1948) na  $930$  i  $940^{\circ}\text{C}$ , S. J. Orzechow, I. D. Siedleckiej (1954) —  $800\text{—}820^{\circ}\text{C}$ , H. W. Van der Marel (1956) —  $900$  i  $930^{\circ}\text{C}$ , E. Görlich (1957) —  $850^{\circ}\text{C}$ . Temperatury maksimów podwójnego przecięcia endotermicznego dolomitu podają P. F. Kerr, J. L. Kulp (1948) na  $800$  i  $925^{\circ}\text{C}$ . Ogólnie dla węglanów R. E. Grima, R. A. Rowland (1942) określają temperaturę maksimów reakcji endotermicznych na  $750\text{—}875^{\circ}\text{C}$ .

Próbka 18 poddana została również badaniom rentgenograficznym, które (o czym będzie mowa niżej) pozwalają ją scharakteryzować jako kaolinitową. Warto równocześnie zaznaczyć, że badania te nie wykazały obecności brucytu, którego efekt endotermiczny mieści się w zasadzie w podobnych temperaturach jak dla omawianych próbek 18÷21. Uwzględniając powyższe fakty skłaniałbym się do uznania próbek 18÷21 jako kaolinitowych, szczególnie słabo wykrystalizowanych. Byłby to wypadek nie znany w dostępnej mi literaturze.

Nietypowa dla kaolinitów temperatura 890°C określająca maksimum efektu egzotermicznego próbki 18 znana jest dla tych minerałów, jeżeli charakteryzują się one wysokim stopniem dyspersji. (Praca zbiorowa, 1957). Brak wyraźnego dla pozostałych próbek (19÷21) efektu egzotermicznego do temperatury 1000°C znajduje swe analogie z niektórymi krzywymi termicznymi minerałów grupy kaolinitu, opracowanymi przez R. E. Grima, R. A. Rowlanda (1942).

#### ILY ILLITOWE Z DOMIESZKĄ MINERAŁÓW GRUPY MONTMORYLONITU

Omówione niżej ily reprezentowane są łącznie przez 39 próbek, o kolejnej numeracji od 22 do 60. Jak wynika z interpretacji krzywych różnicowych, w większości z nich (próbki 22÷43) minerały grupy montmorylonitu występują w ilościach podrzędnych w stosunku do minerałów hydromikowych. próbki te w dalszej części pracy oznaczane są skrótowo jako illitowe z domieszką montmorylonitu. W pozostałych próbkach (43÷60) stwierdzić można na podstawie A. T. R. i z interpretacji rentgenogramów, (o czym będzie mowa niżej), że minerały grupy montmorylonitu występują w stosunku do hydromikowych w ilościach prawdopodobnie równorzędnych. próbki te określone są ogólnie nazwą illitowo-montmorylonitowych<sup>8</sup>.

Rozbicie omawianych próbek na wspomniane dwa zespoły mineralogiczne zachowane zostanie w dalszej części pracy przy omawianiu procesów rozmakania i pęcznienia, które zresztą dla nich przebiegają w odmienny sposób. W tym rozdziale zostaną one omówione łącznie.

Wspólną a zarazem charakterystyczną cechą rozpatrywanych krzywych różnicowych próbek 22÷60 jest szeroka reakcja endotermiczna, zaznaczająca się przeciętnie do temperatury 250°C. Maksimum tej reakcji przypada dla poszczególnych próbek w zakresie temperatur 100÷200°C, od którego odstępstwa należą do rzadkości. Warto równocześnie zauważyć, że na wszystkich niemal omawianych krzywych różnicowych zaznacza się niewielkie, dodatkowe przegięcie endotermiczne (mieszczące się w obrębie wspomnianej, szerokiej reakcji endotermicznej), którego maksimum charakteryzuje temperatura wyższa przeciętnie o 70°C od głównego maxi-

<sup>8</sup> Za podstawę do zaliczenia poszczególnych próbek (22—60) do wyodrębnionych dwóch zespołów mineralogicznych uznałem różne intensywności pierwszej reakcji endotermicznej, która jest silniejsza dla minerałów grupy montmorylonitu, aniżeli hydromik. Za podstawę taką nie można w zasadzie przyjąć drugiej reakcji endotermicznej, gdyż w ogromnej u nas większości wypadków, zaznacza się ona w podobnych temperaturach, zarówno dla minerałów grupy montmorylonitu, jak i hydromik; pewne, drugorzędne wnioski można niekiedy wyprowadzać na podstawie jej intensywności i charakteru.



imum pierwszej reakcji endotermicznej. Obecność na krzywych różnicowych podwójnego przebiegu endotermicznego wskazywałaby na przewagę wśród minerałów grupy montmorylonitu kationów wymiennych  $\text{Ca}^2$  i  $\text{Mg}^2$  (Praca zbiorowa, 1957)<sup>3</sup>. Brak drugiego przebiegu endotermicznego, co w naszym wypadku zaznacza się na kilku zaledwie termogramach, wskazywałby zdaniem autorów tej pracy, na dominującą obecność jonów  $\text{Na}^{1+}$  jako kationów wymiennych.

Początek drugiej reakcji endotermicznej badanych ilów zaznacza się dla próbek illitowych z domieszką montmorylonitu w temperaturze około  $450^\circ\text{C}$ , dla illitowo-montmorylonitowych w temperaturze około  $500^\circ\text{C}$ . Maksimum tej reakcji mieści się dla omawianych próbek w zakresie temperatur  $500\text{--}600^\circ\text{C}$ ; jedynie na krzywych różnicowych próbek, 32, 43, 46, 56 i 57 efekt ten uwidacznia się nieco powyżej  $600^\circ\text{C}$ .

Druga reakcja endotermiczna na omawianych krzywych różnicowych ma zatem, o czym wspomniano wyżej, tylko jedno maksimum; należy zaznaczyć, że dodatkowe przebiegi endotermiczne w zakresie temperatur  $600\text{--}700^\circ\text{C}$  należy do rzadkości.

Poprzednio stwierdziliśmy, że w badanych próbkach występują minerały grupy montmorylonitu oraz hydromik. Jest rzeczą charakterystyczną, że w naszym wypadku reakcje endotermiczne związane z oddawaniem grup wodorotlenowych zaznaczają się dla wspomnianych grup mineralogicznych w podobnych temperaturach. Zjawisko takie spowodowane może być faktem, występowania obok minerałów hydromikowych bardziej żelazistych odmian minerałów grupy montmorylonitu (gdy jony żelaza podstawiają izomorficznie jony glinu w warstwie oktaedrycznej pakietu), dla których maksimum efektu endotermicznego jest niższe od  $600^\circ\text{C}$  (Praca zbiorowa, 1957)<sup>3</sup>.

Warto równocześnie wspomnieć, że podobny zakres temperatur omawianej reakcji obserwuje się również u nontronitów, których krzywe różnicowe podają w nowszym piśmiennictwie m. in. I. D. Siedleckij (1955) i H. W. Van der Marel (1956).

Trzecia, tak typowa dla minerałów ilastych trójwarstwowych reakcja endotermiczna, jest bardzo słaba. Jej maksimum mieści się dla interesujących nas próbek w szerokim zakresie temperatur około  $890\text{--}910^\circ\text{C}$ , od którego odstępstwa są rzadkie. Bezpośrednio po wspomnianej reakcji obserwuje się słaby na ogół efekt egzotermiczny, którego szczyt wyznaczają temperatury w zakresie  $920\text{--}980^\circ\text{C}$ , a tylko wyjątkowo niższe.

Podobnie jak w opracowanych poprzednio ilach kaolinitowych, również i w omawianym typie mineralogicznym badanych skał występują pospolicie domieszki organiczne oraz nieorganiczne jak hydrohematyt, hydrargilit, getyt, piryt lub markasyt (albo oba siarczki jednocześnie), węglany, siarczany, brucyt, ewentualnie muskowit oraz niewątpliwie kwarc.

Domieszki hydrohematytu nie należą do pospolitych w badanych ilach. W niewielkich ilościach obserwuje się je w próbkach 23, 24, 32, 33, 53, 56 i 57, gdzie obecność ich rejestruje na krzywych różnicowych reakcja endotermiczna, której maksimum zaznacza się w temperaturach  $265\text{--}280^\circ\text{C}$ . Oprócz wspomnianych próbek, niewielkie ilości hydrohematytu występować mogą również w próbce 30.

Podobnie jak hydrohematyt również hydrargilit występuje w niektórych tylko badanych próbkach uwidaczniając się na krzywych różnicowych poprzez efekt endotermiczny, którego szczyt mieści się w temperaturach 300÷330°C. Mineral ten w drobnych ilościach występuje w próbkach 22, 24, 25, 27, 43, 46, 47, 48, 54, 55 i 59; nie można ponadto wykluczyć możliwości jego domieszek w próbce 52.

Do bardziej pospolitych wśród badanych ilów zaliczyć należy domieszki getytu. Zaznaczają się one bardzo wyraźnie w próbce 30 za pośrednictwem ostrego efektu endotermicznego z maksimum zaznaczającym się w temperaturze 390°C. Również wyraźnie, choć w mniejszych ilościach prześledzić je można w krzywych różnicowych próbek 22, 24, 25, 26, 28, 33, 58 i 52, na których szczyty efektów endotermicznych getytu określają temperatury mieszczące się w interwale 360÷395°C. Poza omówionymi również w próbkach, 31, 32, 38, 44, 47, 52, 53, 56 i 58 zaznaczają się wyraźne efekty endotermiczne, które jednak wypadają w temperaturach nieco wyższych (400÷420°C) niż podawane w piśmiennictwie (omówione w rozdziale o ilach kaolinitowych). Ze względu na to, że reakcja endotermiczna większości poprzednio omówionych domieszek getytu występuje w temperaturze 390°C, wspomniane wyżej reakcje w temperaturze 400÷420°C uznałbym również w naszym wypadku, za charakterystyczne dla reakcji odwadniania tego minerału.

Pospolitą domieszkę w badanych ilach stanowi piryt lub markazyt (albo oba siarczki jednocześnie). W naszym wypadku zaznacza on swą obecność na krzywych różnicowych poprzez wąskie i ostre efekty egzotermiczne ze szczytami w granicach temperatur 390÷540°C<sup>9</sup>. Omawiany mineral występuje w znacznych ilościach w próbce 43, ponadto zaś w próbkach 27, 30, 39, 47 i 55; w ilościach podrzędnych obserwuje się go na krzywych różnicowych próbek 23, 25, 26, 29, 32, 33, 36, 57 oraz ewentualnie 24.

Domieszki organiczne występują tylko w nielicznych badanych próbkach. W znacznych ilościach obserwuje się je w próbkach 41, 42, 45 i 60, w mniejszych zaś w próbce 46 i ewentualnie również 34, 48 i 58.

W próbce 41 substancje organiczne zaznaczają swą obecność poprzez ostrą i rozległą reakcję spalania w granicach temperatur 170÷720°C z endotermicznym przegięciem, którego szczyt uwidacznia się w temperaturze około 550°C. Przegięcie to spowodowane jest niewątpliwie przez reakcje odwadniania minerałów ilastych. Podobnie jak dla próbki 41, również dla krzywych różnicowych próbek 42 i 60 uwidaczniają się silne efekty egzotermiczne; reakcje te przebiegają odpowiednio w granicach temperatur 170÷650°C i 300÷800°C i są zarazem silniejsze niż dla próbki 41, ponieważ nie widać w ich obrębie żadnych efektów odwadniania.

W próbkach 45 i 46 przedział temperatur reakcji utleniania jest znacznie węższy; jego maksimum określa temperatura około 430°C.

Domieszki węglanów występują wyraźnie w próbce 26, uwidaczniając się na krzywej różnicowej poprzez dość ostry efekt endotermiczny, którego szczyt wyznacza temperaturą 810°C. W podrzędnych ilościach wy-

<sup>9</sup> Określona wyżej jako typowa dla pirytu reakcja egzotermiczna, z maksimum powyżej 500°C, nie jest cytowana w dostępnym mi piśmiennictwie. Trudno jednak będzie w naszym wypadku wiazać ją ze spalaniem się innych substancji mineralnych.

stępują przypuszczalnie omawiane minerały węglanowe również w próbkach 32, 45, 50, 52 i 59, gdzie maksima reakcji endotermicznych określa temperatura 800°C, w wypadku zaś próbki 32 i 45—840°C; nie mamy jednak pewności, czy efekty termiczne, które zinterpretowane zostały wyżej jako charakterystyczne dla minerałów węglanowych, nie zostały wywołane przez minerały siarczanowe (ewentualność tą rozpatrzono bardziej szczegółowo przy omawianiu ilów typu kaolinitowego).

Na termogramach próbek 27, 32 zauważyć można wyraźne, podwójne efekty endotermiczne, których maksima wyznaczają temperatury 770 i 860°C. Reakcje te są charakterystyczne według P. F. Kerra, J. L. Kulpa (1948) dla niektórych minerałów siarczanowych. Wspomniane minerały, jak możemy sądzić według P. F. Kerra, J. L. Kulpa (1948), A. I. Cwietkova i E. P. Waliaszichiny (1953), występują przypuszczalnie również w próbce 57, gdzie zaznaczyłyby one swą obecność na krzywej różnicowej poprzez wyraźny efekt endotermiczny z maksimum mieszczącym się w temperaturze około 460°C przy równoczesnej reakcji egzotermicznej, której szczyt zaznacza się w temperaturze około 800°C i endotermicznej w około 900°C. Nie jest ponadto wykluczone, że efekt endotermiczny w próbce 34 ze szczytem w temperaturze 730°C pochodzi również od minerałów siarczanowych.

Brucyt daje się stwierdzić jedynie w próbce 46 poprzez wyraźnie zarysowany efekt endotermiczny, którego maksimum zaznacza się w temperaturze 470°C.<sup>10</sup>

Analizując omawiane krzywe różnicowe zwrócić musimy uwagę na próbki 31 i 35, dla których zarówno pierwsza, jak i druga reakcja endotermiczna zarysowuje się bardzo słabo. Zjawisko to wydaje się wynikać ze znacznej zawartości kwarcu we wspomnianych próbkach, co potwierdza zarówno analiza megaskopowa, jak także nie przedstawione w niniejszej pracy, niskie dla wymienionych próbek, wskaźniki plastyczności.

Ponadto należy jeszcze wspomnieć o nietypowym charakterze krzywych różnicowych próbek 23, 24 i 25, które, zwłaszcza w wypadku próby 24, są bardzo drobno i wyraźnie sfalowane. Nie pretendując do wyjaśnienia tego zjawiska wyłącznie na podstawie A. T. R., wymienić by należało pracę L. B. Sanda, T. F. Batesa (1953), w której m. in. autorzy ci przytaczają podobne w swym charakterze krzywe różnicowe dla minerałów o wielkości cząstek poniżej 0,001 mm.

Przedstawiona wyżej interpretacja krzywych termicznych różnicowych będzie podstawą do rozpatrzenia dostrzeżonych związków zachodzących pomiędzy składem mineralnym z jednej, a właściwościami fizycznymi badanych skał z drugiej strony.

Przed przystąpieniem do rozważenia tego zagadnienia zwrócić musimy pokrótce uwagę na wyniki badań rentgenograficznych, które zostały przeprowadzone dla próbek 17, 18 i 44.

Interpretacja rentgenogramów, które pokazane są na tabl. I, figurach 2, 3 i 4, przedstawia się w skrócie według A. Langier następująco:

Rentgenogramy próbek oznaczonych numerami 17 i 18 (fig. 2 i 3) wykazują obecność typowych refleksów kaolinitu, który jest tu składnikiem

<sup>10</sup> Maksima temperatur reakcji odwadniania brucytu podają R. E. Grim, R. A. Rowland (1942) na 450 i 560°C, P. F. Kerr, J. L. Kulp (1948) — 500°C, J. W. Murray, R. V. Dietrich (1956) — 475°C.

**TABLICA I**

**Fig. 2. Rentgenogram próbki 17.  
Roentgenogramm of sample 17**

**Fig. 3. Rentgenogram próbki 18.  
Roentgenogramm of sample 18**

**Fig. 4. Rentgenogram próbki 44.  
Roentgenogramm of sample 44**

Fig. 1

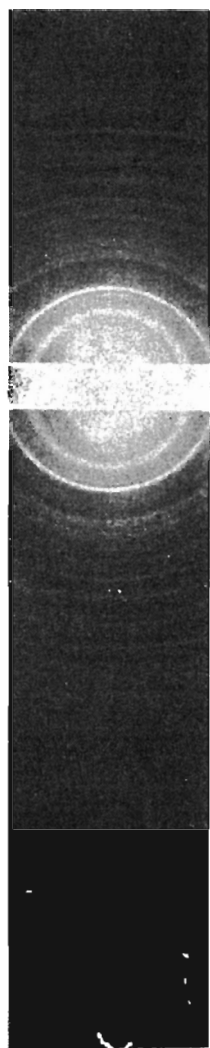


Fig. 2

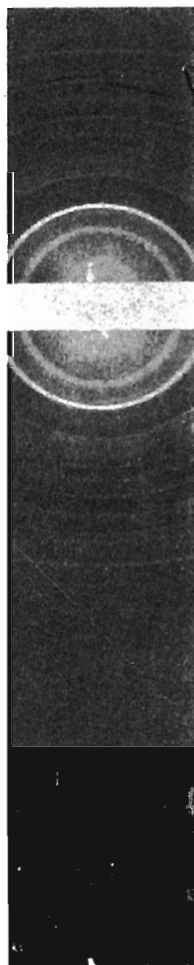
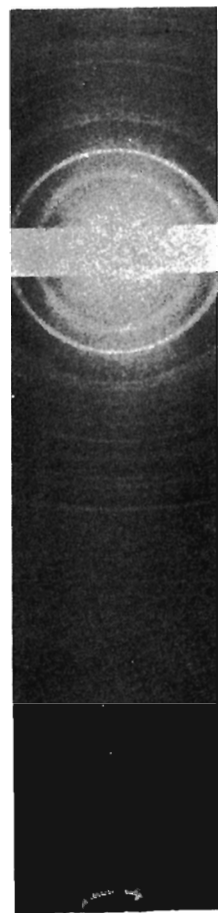


Fig. 3



podstawowym, zgodnie z wynikami analizy termicznej. W obu próbkach znajduje się również domieszka kwarcu, a w próbce 17 stwierdza się ponadto obecność rozmytego refleksu odpowiadającego odległości międzysieciowej około 10 Å. Pochodzi on prawdopodobnie od domieszki hydromik, co potwierdza znaczna zawartość potasu w próbce, wykryta metodą spektralną.

Próbka 44 (fig. 4) posiada jako składnik podstawowy hydromiki i minerały grupy montmorylonitu; w postaci domieszek występują tu kwarc i prawdopodobnie getyt, którego obecność zaznacza się poprzez wzmocnienie innych refleksów, zwłaszcza refleksu 2,45 Å.

Załączone rentgenogramy wykonane przy użyciu promieniowania  $\text{CuK}\alpha$ . W celu stwierdzenia refleksów odpowiadających małym kątom ugięcia, wykonano ponadto zdjęcia przy zastosowaniu promieniowania  $\text{C}_2$ .

## ROZMAKANIE

Badania rozmakania 60 badanych skał ilastych przeprowadzono dla nich sześciokrotnie, co oznacza, że poszczególne próbki poddawano rozmakaniu przy różnych ich wilgotnościach początkowych. Badania zostały wykonane dla próbek o „nienaruszonej“ strukturze i naturalnej wilgotności, próbek „nienaruszonych“, lecz wysuszonych w temperaturze pokojowej (tzw. powietrzno-suchych) i temperaturze 100°C oraz kolejno dla trzech próbek o dowolnie każdorazowo dawkowanych wilgotnościach, przy czym ich nawadnianie zostało wykonane na suchym i sproszkowanym materiale skalnym.

Badania rozmakania przeprowadzono w wodzie destylowanej, w przybliżeniu na kostkach sześciennych o boku 2 cm. Kostki te umieszczano na miedzianej siatce pokrytej bibułą filtracyjną w naczyniu z wodą.

Rozmakanie oznaczono według czasu potrzebnego do rozpadu próbki (który przewidziano do 240 godzin), po którym przybierała w naszych badaniach kształt stożka, osiągała ustalony rozpad na grudki, bądź wreszcie przechodziła w zawiesinę.

Wyniki badań rozmakania ilustruje tabela 1 oraz wykresy na figurach 5÷10, przedstawiające zależność czasu rozmakania od wilgotności początkowej dla wszystkich omówionych w poprzednim rozdziale typów mineralogicznych badanych ilów<sup>11</sup>.

Zagadnienie charakteru rozmakania wydzielonych typów mineralogicznych badanych skał ilastych rozpatrzono przy równoczesnym uwzględnieniu ich składu ziarnowego. Dotyczy to równocześnie omawianego w następnym rozdziale pęcznienia tych skał.

Skład ziarnowy badanych próbek ilastych, który ilustruje zamieszczona niżej tabela (tabl. 2), wyznaczony został metodą aerometryczną według tradycyjnie stosowanego sposobu. Tak więc po rozrzuceniu próby zalewano ją wodą destylowaną i po jej rozmoknięciu przecierano przez sito 0,074 mm, po czym dodawano stabilizatora (25% roztwór  $\text{NH}_4\text{OH}$ , a dla

<sup>11</sup> W celu uzyskania przejrzystości wykresów na figurach 5—9 nie zostały na nie naniesione wyniki rozmakania próbek o najniższych i zerowych wilgotnościach początkowych (wyniki te odczytać można z pozycji 4, 5 i 7 w tabeli 1). Nie naniesiono również wyników rozmakania próbek o strukturze „nienaruszonej“ i naturalnej wilgotności.

Tabela 1

## Wyniki badań rozmakania

Nr próbki	Głębokość występowania próbki w m.	Próby o „nienaruszonej” strukturze i wilgotności		Czas rozmakania prób „nienaruszonych” wysuszonych w temp. 100°C	Próby „nienaruszone” w stanie powietrznosuchym		Próby o naruszonej strukturze i zmiennej wilgotności					
		wilgotność w %	czas rozmakania godz. min.		wilgotność %	czas rozmakania godz. min.	wilgotność ( $w_1$ %)	czas rozmakania ( $t_1$ ) godz. min.	wilgotność ( $w_2$ %)	czas rozmakania ( $t_2$ ) godz. min.	wilgotność ( $w_3$ %)	czas rozmakania ( $t_3$ ) godz. min.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	7,5	23,0	—	0,05'	0,9	0,10'	32,4	22,35'	37,0	—	42,0	—
2	26,0	17,6	—	0,10'	0,9	0,10'	23,7	0,30'	31,4	1,15'	38,7	10,45'
3	22,5	20,2	168,0'	0,04'	5,5	0,08'	38,3	4,25'	44,8	21,20'	50,0	—
4	30,5	20,3	—	0,15'	0,9	0,25'	32,4	0,40'	39,2	6,30'	47,6	15,10'
5	16,0	27,5	—	0,04'	1,2	0,06'	35,3	0,45'	48,2	5,05'	55,1	—
6	23,0	23,5	21,0'	0,05'	0,9	0,08'	32,7	1,05'	37,6	2,05'	45,3	—
7	16,0	25,5	98,0'	0,14'	1,9	0,20'	33,6	0,20'	45,5	10,10'	51,5	—
8	55,0	16,9	72,0'	0,55'	1,6	1,00'	31,9	2,45'	38,6	7,00'	46,1	10,30'
9	33,5	16,9	42,50'	19,25'	0,5	0,25'	31,4	3,05'	37,2	6,05'	45,7	12,05'
10	14,0	24,1	17,45'	0,10'	2,4	0,15'	39,1	1,25'	44,7	2,30'	57,8	24,55'
11	18,5	17,1	—	0,10'	1,5	0,20'	27,4	1,30'	36,2	6,45'	47,7	12,45'
12	39,5	15,9	66,30'	18,50'	1,4	18,50'	24,6	1,15'	29,7	1,45'	34,9	2,45'
13	35,5	20,2	19,05'	0,10'	1,6	0,20'	35,2	1,15'	42,6	4,25'	51,8	46,45'
14	79,0	12,3	—	0,35'	0,5	1,05'	27,3	3,20'	29,9	4,20'	33,2	5,25'
15	5,0	19,2	—	0,15'	—	—	23,1	0,05'	32,8	0,50'	42,4	1,50'
16	7,0	25,0	—	0,10'	—	—	28,9	0,10'	31,6	0,45'	43,0	1,55'
17	14,5	24,9	—	0,15'	—	—	28,4	0,10'	35,9	1,40'	41,7	2,10'
18	6,0	19,6	18,10'	0,03'	1,9	0,05'	29,8	0,35'	37,4	1,10'	44,6	1,55'
19	77,0	15,9	—	0,10'	2,4	0,15'	28,4	4,20'	37,8	11,20'	45,3	189,20'
20	33,5	14,2	164,00'	0,10'	1,7	0,15'	29,4	1,00'	32,8	1,30'	38,6	4,05'
21	32,0	19,7	—	1,00'	1,7	1,10'	32,4	1,50'	37,4	10,05'	43,3	—
22	26,0	16,4	—	0,30'	3,7	0,35'	33,3	4,35'	41,4	22,05'	49,1	94,05'
23	21,0	20,1	116,00'	0,14'	3,3	0,40'	27,8	21,25'	35,4	—	41,9	—
24	43,5	21,3	—	0,35'	2,9	1,00'	35,4	3,40'	46,6	12,15'	59,7	22,15'
25	40,0	17,3	—	0,55'	4,3	1,45'	25,3	2,20'	29,9	3,50'	35,5	46,20'
26	22,5	15,6	—	0,45'	2,2	0,20'	23,4	1,35'	38,4	3,05'	42,9	25,05'
27	62,0	18,0	—	1,10'	1,3	1,35'	27,9	3,35'	35,9	168,00'	41,9	—
28	24,0	21,3	—	0,15'	3,9	0,35'	34,3	24,00'	44,0	72,10'	56,4	—
29	40,0	11,5	238,00'	25,00'	2,1	1,00'	27,1	4,15'	31,7	47,15'	35,7	—
30	58,0	17,9	—	0,35'	1,5	0,50'	22,8	6,00'	28,0	7,30'	33,2	9,00'
31	34,0	14,7	0,10'	21,45'	0,9	21,45'	21,0	0,25'	26,5	21,45'	28,9	—
32	24,5	17,5	—	0,25'	2,0	18,45'	29,8	8,15'	35,0	11,15'	39,7	—
33	48,0	17,9	20,50'	0,45'	1,1	0,20'	26,5	1,35'	32,1	2,35'	41,1	13,15'
34	29,5	20,9	—	1,05'	2,5	1,20'	26,1	3,20'	29,2	22,20'	37,0	—
35	42,0	15,5	4,45'	0,20'	1,9	0,25'	21,5	3,15'	27,0	5,35'	33,0	11,50'
36	30,5	20,3	—	0,15'	4,8	0,20'	39,1	2,35'	49,8	16,45'	61,6	—

c. d. tab. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
37	35,0	18,0	—	0,10'	4,6	0,20'	32,1	1,00'	43,3	46,00'	53,4	—
38	32,0	18,3	—	0,20'	6,4	1,00'	30,6	4,40'	36,6	12,40'	43,8	—
39	47,0	22,5	96,00'	0,20'	4,6	0,45'	38,1	5,00'	46,1	—	57,6	—
40	45,0	18,1	—	0,05'	4,6	1,00'	38,7	4,25'	49,4	15,25'	58,5	—
41	30,5	37,1	—	0,04'	3,9	11,25'	45,7	0,15'	51,6	5,00'	56,0	22,00'
42	11,5	18,6	—	—	—	—	34,8	0,17'	42,4	2,00'	47,8	24,00'
43	57,0	23,7	—	0,20'	2,6	0,25'	33,4	0,50'	36,6	1,50'	42,5	4,50'
44	39,0	27,2	19,50'	0,04'	5,1	0,25	47,6	70,15'	54,0	—	66,0	—
45	55,0	34,4	—	0,05'	2,6	0,08'	39,8	4,40'	46,5	22,40'	52,7	70,40'
46	27,5	18,9	—	0,07'	4,0	0,15'	38,9	1,05'	40,6	3,20'	54,2	16,20'
47	20,0	22,8	—	0,08'	3,2	0,40'	27,5	21,30'	40,6	—	48,2	—
48	31,5	25,7	—	0,10'	3,6	0,20'	28,0	2,35'	32,5	166,15'	39,6	—
49	28,5	24,0	—	0,10'	3,1	0,50'	32,2	7,20'	47,6	15,30'	55,5	—
50	46,0	17,5	—	1,30'	2,3	2,00'	30,4	7,10'	38,2	12,10'	51,3	17,20'
51	51,0	27,9	—	0,10'	5,6	0,15'	35,9	8,50'	41,8	10,50'	47,6	—
52	34,5	20,9	—	0,20'	3,3	0,40'	35,0	5,55'	41,9	14,30'	49,4	—
53	28,0	19,0	20,00'	0,10'	3,8	0,20'	35,0	4,50'	50,7	14,50'	60,8	21,50'
54	37,0	22,6	—	0,15'	3,3	0,20'	41,6	10,30'	48,8	—	53,7	—
55	53,0	24,9	—	0,15'	4,3	0,30'	45,9	—	53,2	—	62,1	—
56	49,0	24,7	—	0,05'	4,0	0,35'	46,3	13,00'	59,5	23,00'	72,0	43,00'
57	23,5	12,3	—	1,30'	3,2	0,40'	31,6	22,35'	35,5	—	42,1	46,45'
58	27,0	23,5	—	0,03'	5,1	0,20'	41,1	4,20'	46,1	—	58,5	—
59	32,0	22,2	—	0,10'	4,1	0,20'	37,7	11,45'	49,3	14,20'	63,8	45,40'
60	29,0	32,5	48,40'	0,10'	6,3	0,30'	41,1	2,00'	55,2	4,20'	60,8	30,00'

U w a g a: Kreska pozioma oznacza, że próba nie rozmaka do 240 godzin.

próbek wapnistych 0,005 n roztwór  $C_2O_4Na_2$ ). Kolejno, po godzinnym gotowaniu w piknometrze i po uzupełnieniu odpowiednią ilością wody destylowanej oraz ostudzeniu próbki, przystąpiono do części pomiarowej analizy. Ujęcie graficzne składu ziarnowego oparto na wyodrębnieniu wśród badanych ilów próbek o zawartości frakcji mniejszej od 0,005 mm<sup>12</sup> poniżej oraz powyżej 50%. Rozgraniczenie takie pozwoliło, jak wynika z opracowania, ustalić wyraźne oddziaływanie (obok wpływu składu mineralnego) uziarnienia skały na jej właściwości fizyczne.

Zagadnienie rozmakania poddanych badaniom próbek naszych ilów rozpoczniemy od omówienia wykresów (fig. 5÷9), które przedstawiają, o czym wspomniano wyżej, zależność czasu rozmakania od wilgotności początkowej skały.

Ze wspomnianych wykresów wynika, że:

1. Czas rozmakania próbki wzrasta ze wzrostem jej początkowej wilgotności; progresja czasu rozmakania jest bardzo wolna.

<sup>12</sup> Średnicę 0,005 mm traktuję jako wielkość czysto umowną; nie wyraża ona zatem granicy frakcji ilastej (którą określa wartość 0,002 mm); nie stanowi również próby rozgraniczenia mineralogicznego. Wydaje się jednak, że lepiej niż wielkość 0,002 mm charakteryzuje ona skałę rozpatrywaną pod kątem jej stosunku do adsorpcji wody.



2. Próbkę poddana rozmakaniu osiąga ściśle określoną dla niej wilgotność „krytyczną“, powyżej której w czasie 240 godz. nie rozmaka, mimo że jej wilgotność początkowa może być większa od krytycznej.

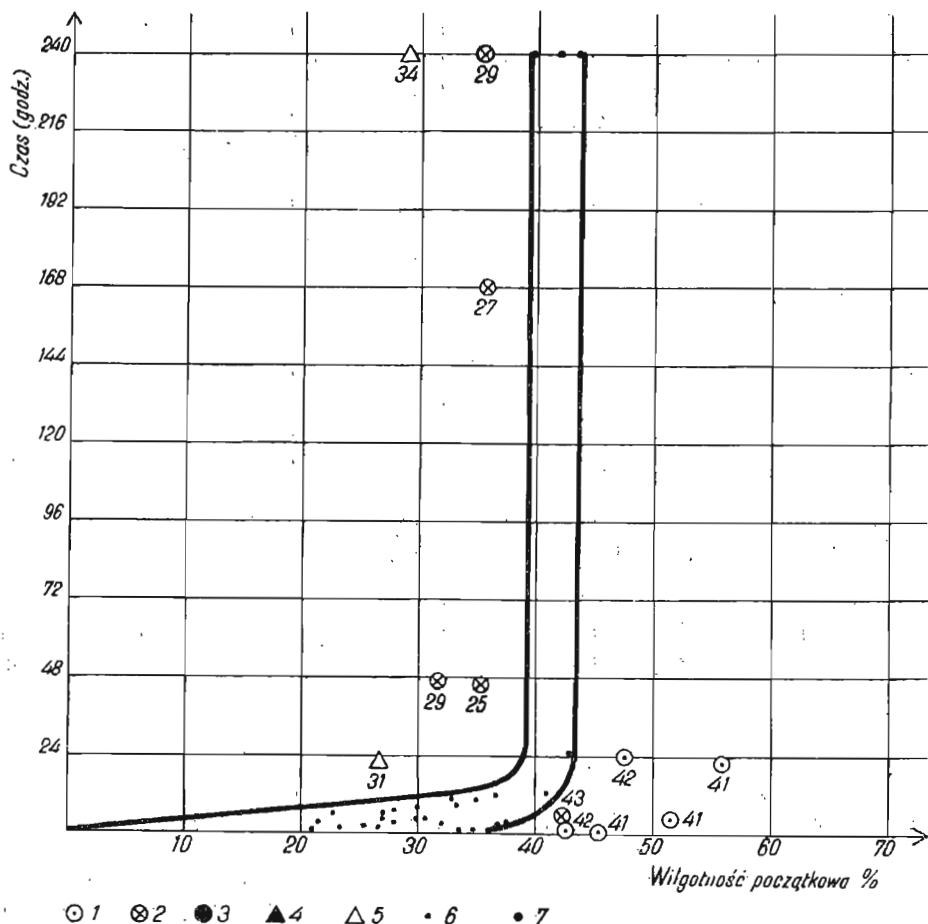


Fig. 5. Rozmakanie iłów illitowych z domieszką mineralów grupy montmorillonitu o zawartości frakcji mniejszej od 0,005 mm poniżej 50%

Drenching of illite clays containing admixture of minerals of montmorillonite group, with less than 50% content of fraction smaller than 0.005 mm.

Domieszki: 1 — organiczne, 2 — pirytu, 3 — hydrargillitu, 4 — pirofyllitu, 5 — getytu, 6 — próbki z domieszkami lub bez domieszek występujące w obrębie pola regularnego rozmakania, 7 — próbki z domieszkami lub bez domieszek występujące w obrębie pola regularnego pęcznienia

Admixtures: 1 — organic, 2 — pyrite, 3 — hydrargillite, 4 — pyrophyllite, 5 — geothite, 6 — samples with admixtures or without admixtures in the area of regular drenching, 7 — samples with admixtures or without admixtures

3. Różnice w charakterze rozmakania wyodrębnionych zespołów mineralogiczno-granulometrycznych badanych iłów zarysowują się wyłącznie w różnych wartościach wilgotności krytycznych.<sup>13</sup>

<sup>13</sup> Analogiczne wnioski przedstawił autor w swej pracy z 1958 r.

Przy analizie krzywych rozmakania poszczególnych typów mineralogiczno-ziarnowych badanych ilów nasuwa się uwaga, że wyraźnie zarysowane ich różnice wilgotności krytycznych związane są niewątpliwie z różną dla nich zdolnością adsorpcji wody. W wypadku ilów budowanych przez minerały grupy hydromik i montmorylonitu wyniki te są zgodne z przewidywaniami opartymi na znajomości ich zdolności adsorpcji wody. Oczywisty jest tutaj również wpływ domieszek frakcji grubszych, które obniżają wilgotności krytyczne.

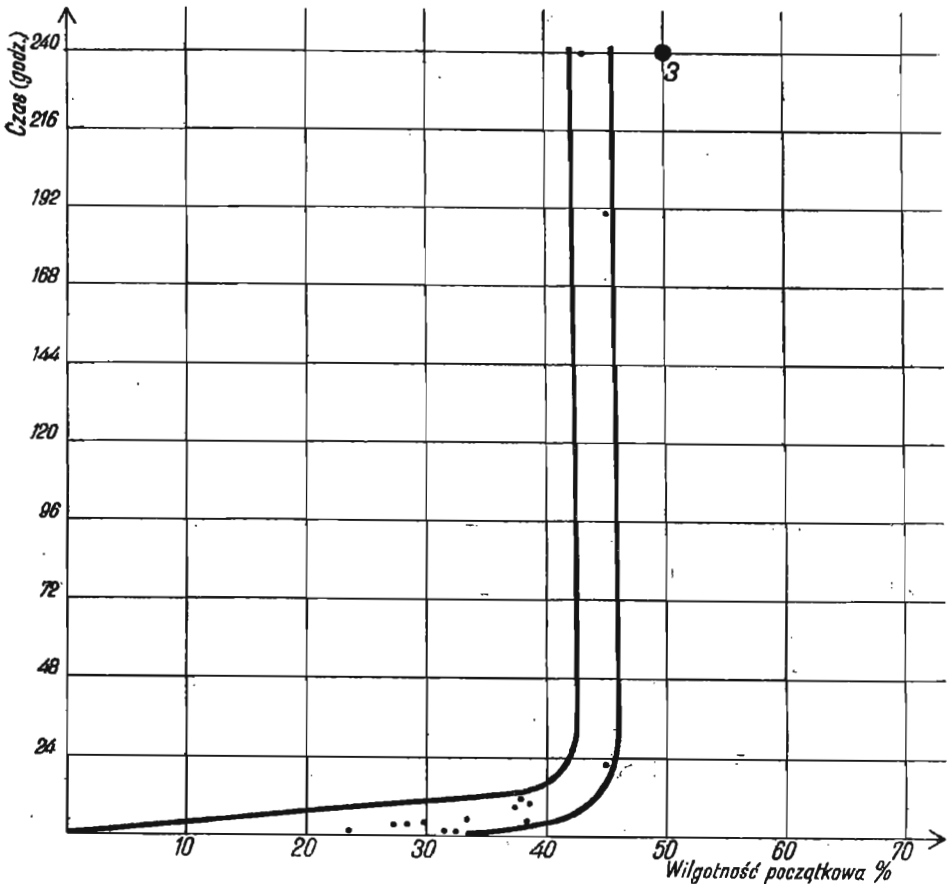


Fig. 6. Rozmakanie ilów kaolinitowych o zawartości frakcji mniejszej od 0,005 mm poniżej 50%

Drenching of kaolinit clays containing less than 50% of fraction smaller than 0.005 mm.

Rozmakanie ilów kaolinitowych pokazanych na figurze 7 jest bardzo charakterystyczne. Uwagę zwraca tutaj ich wilgotność krytyczna, która choć mniejsza, jest jednak bardzo zbliżona do analogicznej wilgotności ilów illitowo-montmorylonitowych, o takich samych stosunkach uziarnienia. Fakt ten wskazuje na znaczne zdolności adsorpcji wody badanych kaolinitów, co na ogół nie jest dla nich typowe.

Przyczyny szybkiego rozpadu w wodzie próbek suchych szukać by przypuszczalnie należało w ogólnie przyjmowanym, w piśmiennictwie gruntoznawczym, powstawaniu różnicy naprężeń, które występować by miały pomiędzy stykającymi się z wodą zewnętrznymi a niezawodnionymi wewnętrznymi partiami próbki. Zewnętrzne cząstki ilaste próbki zanurzonej w wodzie silnie pęczniają, wewnętrzne zaś, do których wody osmotyczne nie zdążyły jeszcze dotrzeć, zachowują swą początkową objętość, wskutek czego powstające między pierwszymi a drugimi różnice naprężeń powodują odpadanie zewnętrznych cząstek próbki, aż do całkowitego jej rozpadu.

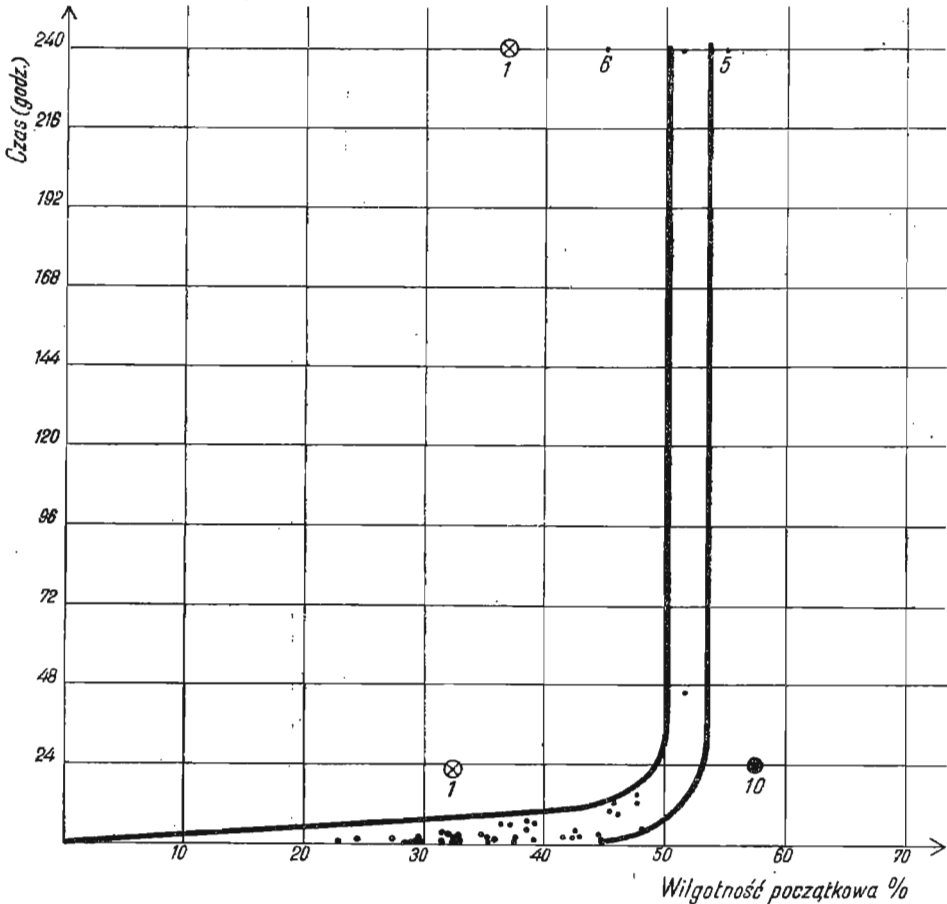


Fig. 7. Rozmakanie ilów kaolinitowych o zawartości frakcji mniejszej od 0,005 mm powyżej 50%

Drenching of kaolinit clays containing more than 50% of fraction smaller than 0.005 mm.

Jak zauważono poprzednio, badane próbki o wyższych wilgotnościach początkowych rozmakają wolniej od próbek suchych. Przyczyna tego zjawiska wynikałaby według mojej pracy (1958) z powolniejszej w stosunku

do próbek suchych adsorbpcji spolaryzowanych molekuł wody do powierzchni cząstek ilastych, w związku ze słabszym ich przez nie przyciąganiem; wynikałoby to z faktu występowania wokół ziarn mineralnych licznych warstw wodnych, których przyciąganie maleje z oddaleniem od powierzchni ziarna. W skrajnych wypadkach, gdy ilość zaadsorbowanej wody byłaby dla danej próbki maksymalna, woda nie mogłaby już być adsorbowana, a zatem ustałby proces rozmakania.

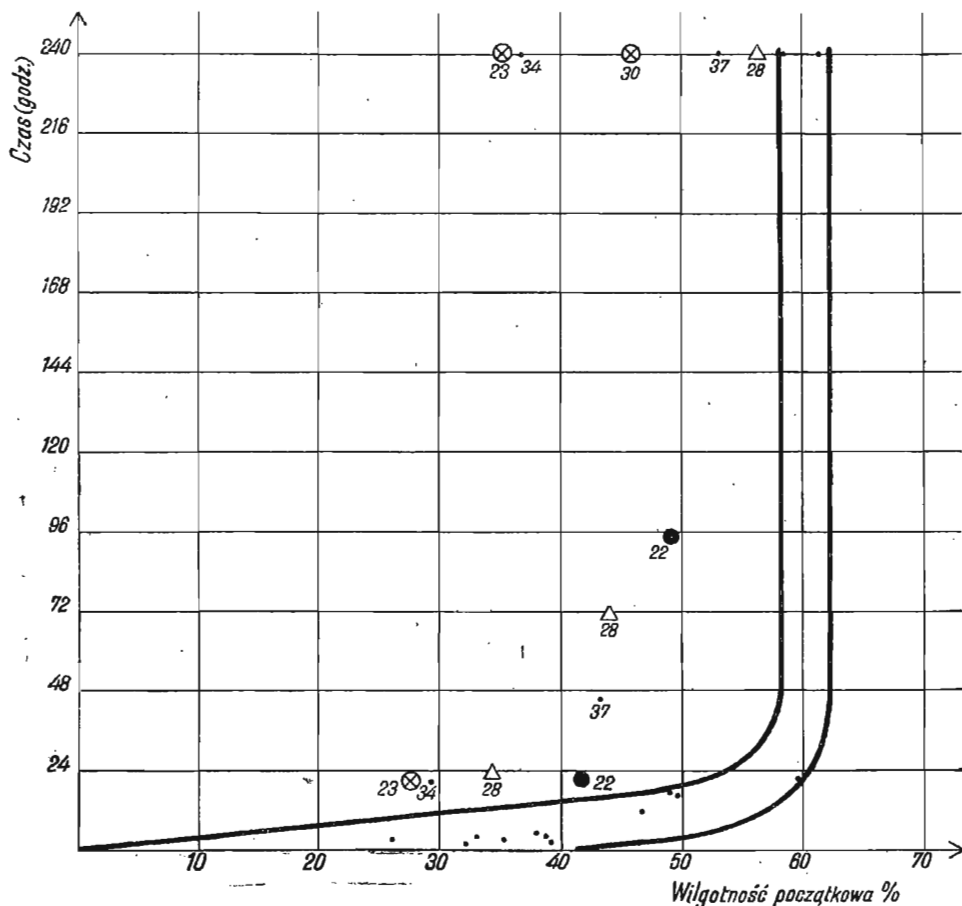


Fig. 8. Rozmakanie ilów illitowych z domieszką mineralów grupy montmorylonitu o zawartości frakcji mniejszej od 0,005 mm powyżej 50%

Drenching of illite clays containing admixture of minerals of montmorillonite group with more than 50% content of fraction smaller than 0.005 mm.

Wyraźne anomalie do przedstawionego wyżej wyjaśnienia procesów rozmakania omawianych ilów mogą wnosić sole łatwo rozpuszczalne w wodzie. W takim wypadku, zdaniem P. Śliwy (1956), procesy rozmakania mogłyby być wynikiem rozpuszczania wspomnianych soli.

Omówiony proces rozmakania dotyczy próbek o sztucznie dawkowanych wilgotnościach początkowych. Próbki o wilgotności naturalnej

i o strukturze pierwotnej nie stosują się do przedstawionych regularności i bez względu na swoją początkową wilgotność nie rozmakają z reguły w ciągu 240 godzin; nie zwiększają one również swej wilgotności w czasie badania. Fakt ten przemawiałby za wysokim stopniem uporządkowania heksagonalnej siatki wody, o czym wnioskować można pośrednio z pracy R. E. Grima (1953) i S. B. Hendricksa, M. E. Jeffersona (1938)<sup>14</sup>.

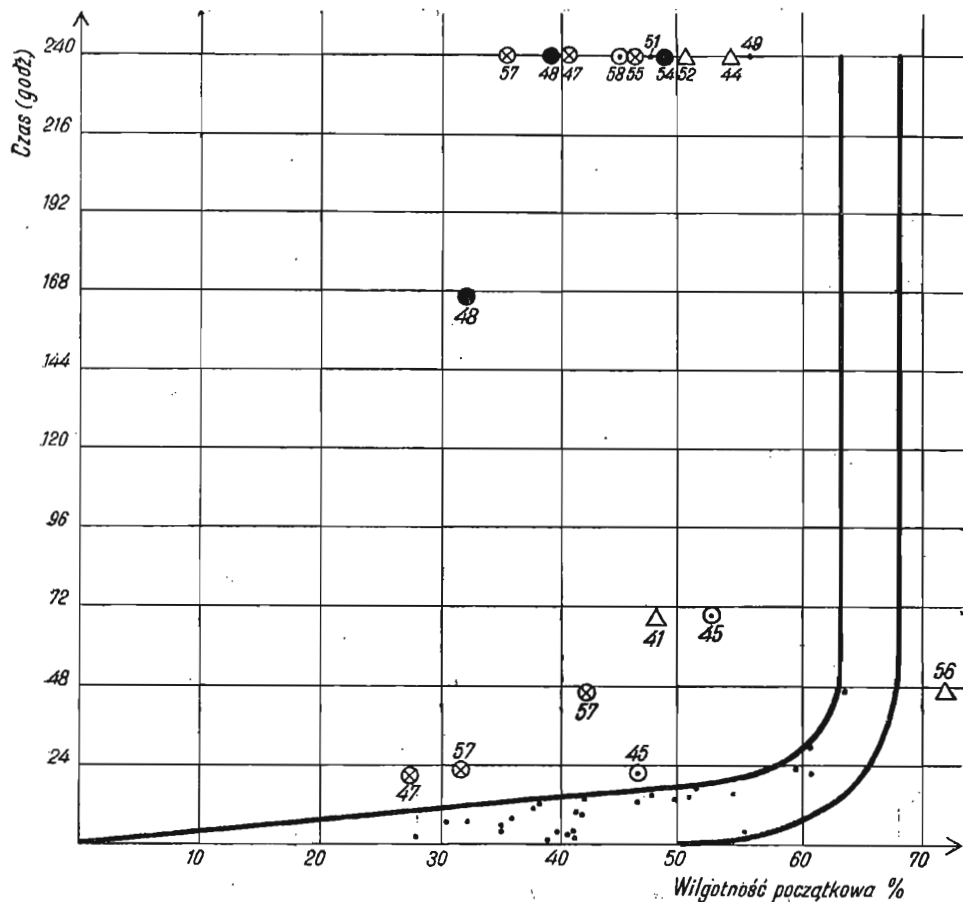


Fig. 9. Rozmakanie łąw illitowych z równorzedną zawartością minerałów grupy montmorylonitu

Drenching of illite clays containing equivalent content of minerals of montmorillonite group

Wydaje się, że wspomniany wysoki stopień uporządkowania swej siatki przestrzennej woda mogła osiągnąć w czasie procesów diagenetycznych.

Osobną uwagę poświęcić należy obecności w badanych łąch domieszek organicznych i nieorganicznych, które omówiono w rozdziale o składzie

<sup>14</sup> S. B. Hendricks, M. E. Jefferson (1938) — Structure of kaolin and talc-pyrophyllite hydrates and their bearing on water sorption of clays. Amer. Min. 23, p. 863—875. Mensaha, Wisconsin (cyt. według R. E. Grima, 1953).

mineralnym. Jak wynika z przedstawionych wykresów (fig. 5÷9), domieszki te zmieniają często w istotny sposób charakter rozmakania badanych próbek ilastych. Wyraża się to poprzez nietypowe wilgotności krytyczne rozmakania dla danego zespołu mineralogiczno-ziarnowego. Jest rzeczą charakterystyczną, że nie udaje się wyznaczyć dla próbek skalnych z zawartością określonej domieszki żadnych regularności; próbki takie mają różne, leżące w szerokim interwale wilgotności krytyczne.

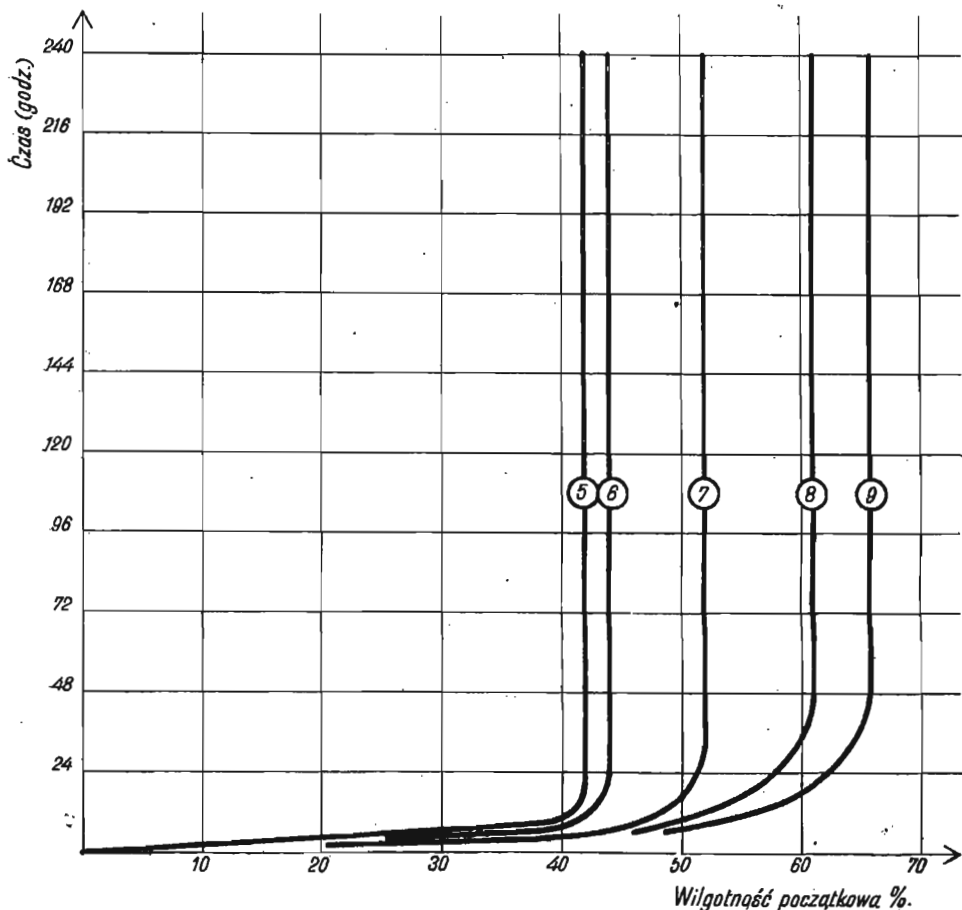


Fig. 10. Zestawienie wyników badań rozmakania dla ilów pokazanych na figurach 5—9  
Compilation of results of drenching tests for clays showing an the figures 5—9

Zagadnienie to związane jest przypuszczalnie z formą i ilością występowania domieszek. Wydaje się, że w zależności od formy występowania, domieszki rozmiarów koloidalnych w istotny sposób zmieniać będą obraz regularnego rozmakania próbki, o ile są one spolaryzowane. Rozpatrując to zagadnienie dla spolaryzowanych koloidów widzimy, że ich energia sorpcji do powierzchni cząstek ilastych jest większa niż wodnych

**Wyniki badań składu ziarnowego  
zawartość procentowa frakcji (w mm)**

Nr próbki	>0,08	0,08-0,05	0,05-0,02	0,02-0,005	<0,005	<0,002	Ciężar właściwy G/cm <sup>3</sup>
1	2	3	4	5	6	7	8
1	15	3	8	19	55	38	2,80
2	22	6	13	14	45	36	2,71
3	17	7	12	20	44	26	2,79
4	7	4	12	24	53	42	2,77
5	2	2	2	12	82	58	2,73
6	4	3	9	25	59	47	2,70
7	2	1	3	17	77	57	2,70
8	8	4	6	10	72	60	2,72
9	27	5	5	10	53	48	2,76
10	12	1	1	4	82	71	2,73
11	3	6	11	13	67	57	2,72
12	32	4	5	4	55	53	2,77
13	1	2	4	12	81	64	2,75
14	25	5	8	16	46	34	2,72
15	10	7	6	9	68	63	2,74
16	5	1	4	16	74	58	2,71
17	13	1	3	15	68	54	2,73
18	3	1	2	10	84	73	2,76
19	30	7	11	17	35	25	2,71
20	4	4	12	23	57	40	2,72
21	23	8	13	19	37	28	2,81
22	8	7	8	20	57	43	2,72
23	6	5	12	24	53	42	2,71
24	5	2	7	21	65	48	2,68
25	32	12	8	13	33	25	2,74
26	36	11	15	13	25	18	2,70
27	17	6	10	19	48	33	2,79
28	4	1	5	13	77	64	2,74
29	24	10	15	15	36	27	2,75
30	30	10	14	15	31	23	2,75
31	40	7	14	21	18	12	2,80
32	10	8	17	19	46	35	2,72
33	20	3	11	23	43	31	2,72
34	14	3	9	21	53	38	2,79
35	43	5	10	14	28	22	2,77
36	8	8	11	22	51	36	2,71
37	1	3	10	26	60	42	2,70
38	4	5	19	26	46	33	2,75
39	1	1	1	10	87	67	2,73
40	2	4	12	21	61	45	2,73
41	5	5	13	30	47	33	2,71
42	40	5	5	8	42	33	2,70

c. d. tabeli 2

1	2	3	4	5	6	7	8
43	23	7	13	17	40	31	2,69
44	3	3	6	21	67	48	2,69
45	6	5	11	20	58	45	2,75
46	4	4	11	26	55	36	2,79
47	10	7	19	28	36	27	2,78
48	46	6	6	13	29	22	2,80
49	7	5	12	22	54	39	2,76
50	14	10	11	13	52	42	2,70
51	21	4	3	18	54	40	2,70
52	20	5	8	13	54	43	2,75
53	5	5	12	16	62	52	2,72
54	20	4	9	18	49	38	2,65
55	4	5	8	15	68	52	2,77
56	4	3	8	16	69	55	2,79
57	17	13	12	14	44	31	2,79
58	19	7	13	25	36	25	2,73
59	22	6	9	16	47	36	2,79
60	3	6	12	19	60	45	2,71

(W. F. Bradley, 1945, D. M. C. Mac Ewan, 1944, 1946)<sup>15</sup>; tym samym próbka w obrębie nagromadzenia omawianej substancji nie przyjmuje wody, a więc również nie rozmaka.

Należy również zaznaczyć, że na zróżnicowane wartości wilgotności krytycznych próbek z zawartością rozpatrywanej domieszki wpływa dodatkowo jej ilość w skale.

Wspomniany wpływ spolaryzowanych substancji organicznych na rozmakanie można by przypuszczalnie odnieść w analogii do innych (nieorganicznych) domieszek o podobnej formie występowania. Warto również zaznaczyć (co jest ogólnie znane), że proces rozmakania będzie przebiegał odmiennie dla próbek, w których wymiary ziarn domieszek są większe od koloidalnych. Wydaje się ponadto tutaj nie ulegać wątpliwości, że wraz z ich wzrostem charakter rozmakania będzie się zbliżał do typowego dla próbek pozbawionych domieszek. Można by również wyrazić przypuszczenie, że także domieszki niespolaryzowane nie będą w istotny sposób wpływać na charakter rozmakania skały.

Przedstawione wyżej uwagi dotyczące domieszek występujących w skale w formie albo większych ziarn, albo niespolaryzowanych kolloidów pozwoliłyby wyjaśnić fakt normalnego (to jest charakterystycznego

<sup>15</sup> W. F. Bradley (1945) — Molecular associations between montmorillonite and some polyfunctional organic liquids. *Jur. Amer. Chem. Soc.* 67 p. 975—981 (cyt. według R. E. Grima, 1953).

D. M. C. Mac Ewan (1944) — Identification of the montmorillonite group of minerals by x-rays. *Nature*, 154, p. 577—578 (cyt. według R. E. Grima, 1953).

D. M. C. Mac Ewan (1946) — The identification and estimation of the montmorillonite group of clay minerals, with special reference to soil clays. *J. Soc. Chem. Ind. (London)* 65, p. 298—305 (cyt. według R. E. Grima, 1953).



Tabela 3

## Wyniki badań pęcznienia

Nr próbki	Wilgotność (w <sub>1</sub> %) przed pęcznieniem	Wilgotność (w <sub>2</sub> %) po pęcznieniu	Różnica wilgotności (Δw <sub>1</sub> %)	Pęcznienie (ξ <sub>1</sub> %)	Wilgotność (w <sub>2</sub> %) przed pęcznieniem	Wilgotność (w <sub>2</sub> %) po pęcznieniu	Różnica wilgotności (Δw <sub>2</sub> %)	Pęcznienie (ξ <sub>2</sub> %)
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	32,4	34,9	2,5	1,60	37,0	38,5	1,5	0,10
2	23,7	34,3	10,6	5,00	34,6	37,2	2,6	0,65
3	—	—	—	—	50,0	50,3	0,3	0,10
4	32,4	39,4	7,0	0,95	39,2	42,8	3,6	0,40
5	35,3	44,6	10,3	0,20	48,2	50,0	1,8	0,00
6	32,7	30,5	7,8	1,55	45,3	47,0	1,7	0,10
7	33,6	42,1	8,5	1,30	51,5	57,2	5,7	0,00
8	25,2	38,4	13,2	9,95	35,2	42,0	6,8	3,70
9	37,2	41,0	3,8	1,35	45,7	48,3	2,6	1,10
10	39,1	50,1	11,0	5,80	57,8	60,2	2,4	0,75
11	27,4	41,4	14,0	9,45	40,0	45,1	5,1	1,10
12	24,6	34,1	9,5	5,10	34,6	35,2	0,6	0,45
13	31,6	40,8	9,2	5,95	42,6	48,6	6,0	1,30
14	27,3	31,7	4,4	3,40	29,9	33,8	3,9	2,75
15	—	—	—	—	44,2	51,1	6,9	4,25
16	—	—	—	—	47,3	50,7	3,4	0,70
17	—	—	—	—	40,5	45,4	4,9	1,20
18	27,0	39,5	12,5	8,35	44,6	47,4	2,8	0,50
19	28,4	42,6	14,2	9,70	37,8	41,6	3,8	2,05
20	32,8	40,8	8,0	4,20	38,6	41,9	3,3	1,05
21	22,8	30,8	8,0	4,35	37,4	39,7	2,3	1,20
22	41,4	52,4	11,0	5,90	49,1	50,9	0,9	1,80
23	27,8	42,5	14,7	9,50	35,4	40,1	4,7	1,60
24	25,3	31,0	5,7	3,05	35,5	37,2	1,7	0,20
25	38,4	42,2	3,8	1,15	42,9	43,6	0,7	0,50
26	35,9	41,8	5,9	1,45	41,9	45,6	3,7	0,40
27	44,0	51,2	7,2	3,90	56,4	58,0	1,6	0,95
28	31,7	33,4	1,7	1,00	27,1	30,5	3,4	2,65
29	22,8	33,5	10,7	5,90	32,5	34,0	1,5	0,85
30	21,0	26,0	5,0	1,35	26,5	27,3	0,8	0,10
31	35,0	37,6	2,6	1,25	39,7	41,8	2,1	0,80
32	32,1	36,4	4,3	2,80	41,3	44,8	3,5	1,00
33	27,2	36,4	9,2	2,10	37,0	38,4	1,4	0,45
34	23,5	31,6	8,1	4,60	32,4	35,0	2,6	1,20
35	34,0	52,4	18,4	10,00	49,8	57,2	7,4	2,70
36	34,9	51,4	16,5	8,70	53,4	57,1	3,7	1,15
37	27,4	37,9	10,5	4,50	43,8	45,3	1,5	0,35
38	38,2	60,7	22,5	13,75	46,1	67,5	21,4	12,60
39	43,3	52,3	9,0	3,80	53,4	57,2	3,8	2,20
40	45,7	57,7	13,0	5,90	51,6	58,8	7,2	2,55
41	49,6	55,0	5,4	1,90	—	—	—	—

c. d. tabeli 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9
42	33,4	40,3	6,9	1,70	36,6	42,8	6,2	0,95
43	35,9	51,1	15,2	9,90	54,0	62,2	8,2	3,45
44	44,5	57,2	12,7	6,95	52,7	58,2	5,5	2,65
45	39,4	52,5	13,1	6,55	49,0	55,4	6,4	3,45
46	40,6	43,6	3,0	1,70	48,2	50,4	2,2	0,35
47	32,5	38,4	5,9	0,95	39,6	41,6	2,0	0,05
48	47,6	55,1	7,5	3,70	55,5	60,5	5,0	1,50
49	30,4	43,3	12,9	9,40	51,2	52,6	1,4	0,40
50	35,9	56,0	20,1	8,50	47,8	54,0	6,4	4,05
51	41,9	52,6	10,7	7,60	50,5	57,2	6,7	2,15
52	38,0	49,2	11,2	7,95	58,0	62,0	4,0	1,25
53	45,8	52,7	6,9	3,85	58,7	61,2	2,5	0,75
54	38,0	53,8	15,8	9,75	50,4	58,2	7,8	4,40
55	46,3	62,5	16,2	12,85	59,5	66,1	6,6	5,00
56	31,6	43,9	12,3	6,35	35,5	43,1	7,6	1,85
57	41,1	54,6	13,5	8,05	46,1	54,9	8,8	3,70
58	32,0	53,7	21,7	13,40	49,3	57,5	8,2	5,25
59	41,1	58,1	17,0	9,35	60,8	67,8	7,0	1,60

Tabela 4

Rodzaj zespołu mineralogiczno-ziarnowego	Wartość kąta $\alpha$
Iły illitowo-montmorylonitowe	39°
Iły illitowe z domieszką montmorylonitu (zawartość frakcji mniejszej od 0,005 mm powyżej 50%)	32°
Iły illitowe z domieszką montmorylonitu (zawartość frakcji mniejszej od 0,005 mm poniżej 50%)	28°
Iły kaolinitowe (zawartość frakcji mniejszej od 0,005 mm powyżej 50%)	44°
Iły kaolinitowe (zawartość frakcji mniejszej od 0,005 mm poniżej 50%)	33°

dla danego, pozbawionego domieszek zespołu mineralno-ziarnowego) rozmakania próbek, w których analiza termiczna różnicowa stwierdziła obecność substancji organicznych lub nieorganicznych.

### PECZNIENIE

Badania pęcznienia zostały przeprowadzone dla wszystkich próbek interesujących nas ilów trzeciorzędowych. Próbkę poddane tym badaniom umieszczano w pierścieniu o wysokości 2 cm, który z kolei wkładano do naczynia z wodą destylowaną w sposób umożliwiający całkowite pokrycie próbki przez wodę. Wielkość pęcznienia określano w procentach wzrostu

objętości próbki, którą obliczano z przeliczenia odczytów czujnika zegarowego, rejestrującego poprzez tłoczek przyrost wysokości próbki.

Każdą (z kilkoma wyjątkami) z 60 badanych próbek poddawano pęcznieniu przy dwóch różnych jej wilgotnościach początkowych; w tym celu

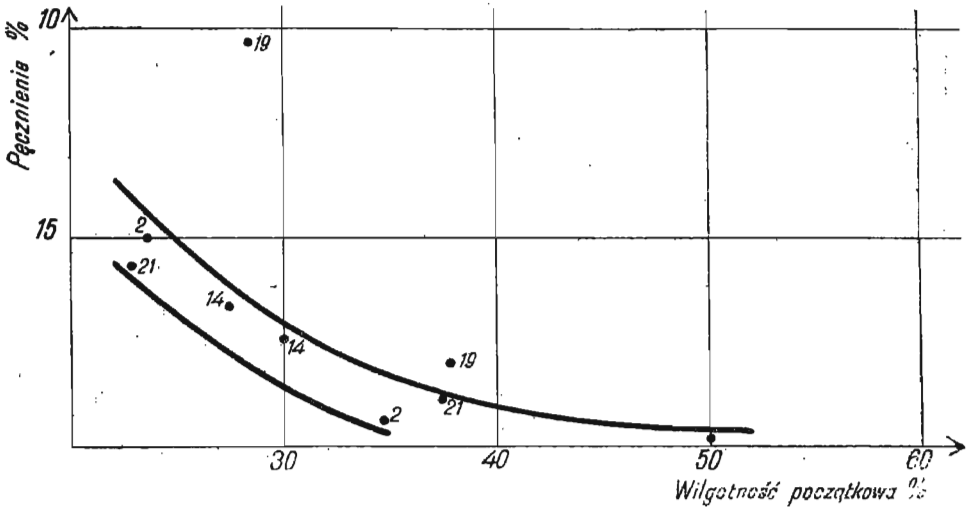


Fig. 11. Pęcznienie ilów kaolinitowych o zawartości frakcji mniejszej od 0,005 mm poniżej 50% w zależności od wilgotności początkowej

Swelling of kaolin clays containing less than 50% of fraction smaller than 0.005 mm., dependent of initial humidity

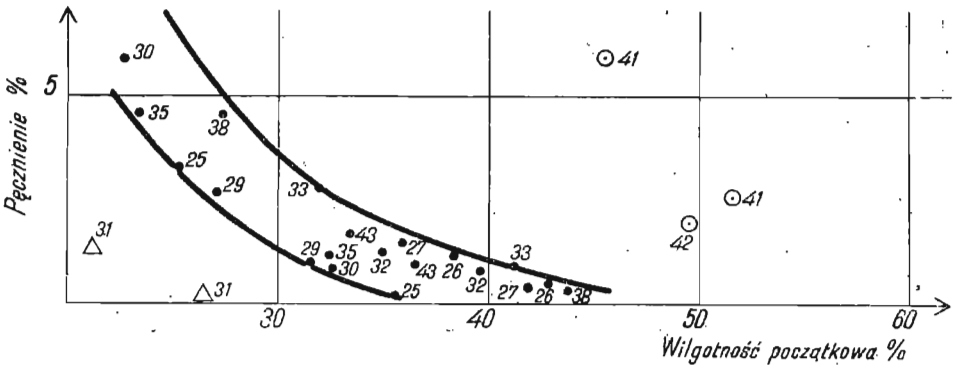


Fig. 12. Pęcznienie ilów illitowych z domieszką minerałów grupy montmorylonitu o zawartości frakcji mniejszej od 0,005 mm poniżej 50% w zależności od wilgotności początkowej

Swelling of illite clays containing admixture of minerals of montmorillonite group with less than 50% content of fraction smaller than 0.005 mm., dependent of initial humidity

wysuszone próbki rozcierano, po czym dowolnie je nawadniano tak jednak, by wilgotność ich była zbliżona do wilgotności panujących w warunkach naturalnych. Fakt przeprowadzenia badań na próbkach stosunkowo znacznie zawilgoconych odbił się niewątpliwie na względnie niedużych

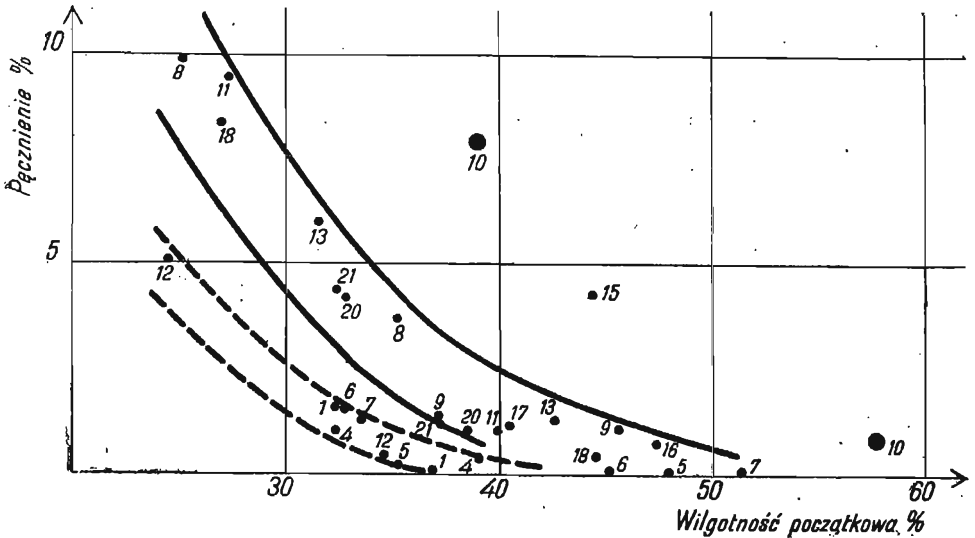


Fig. 13. Pęcznienie ilów kaolinitowych o zawartości frakcji mniejszej od 0,005 mm powyżej 50% w zależności od wilgotności początkowej  
Swelling of kaolinit clays containing more than 50% of fraction smaller than 0.005 mm., dependent of initial humidity

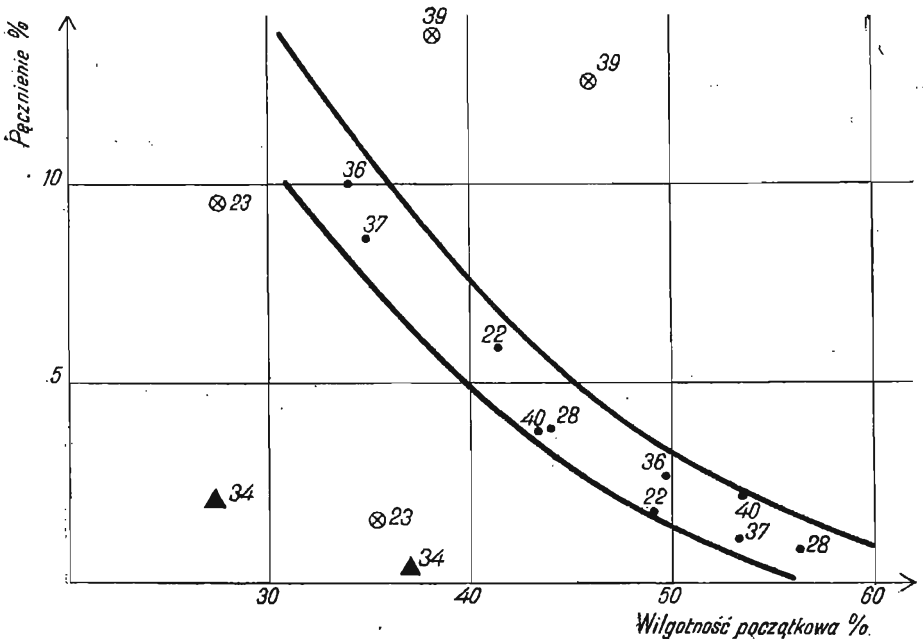


Fig. 14. Pęcznienie ilów illitowych z domieszką mineralów grupy montmorylonitu o zawartości frakcji mniejszej od 0,005 mm powyżej 50% w zależności od wilgotności początkowej  
Swelling of illite clays containing admixture of minerals of montmorillonite group with more than 50% content of fraction smaller than 0.005 mm., dependent of initial humidity

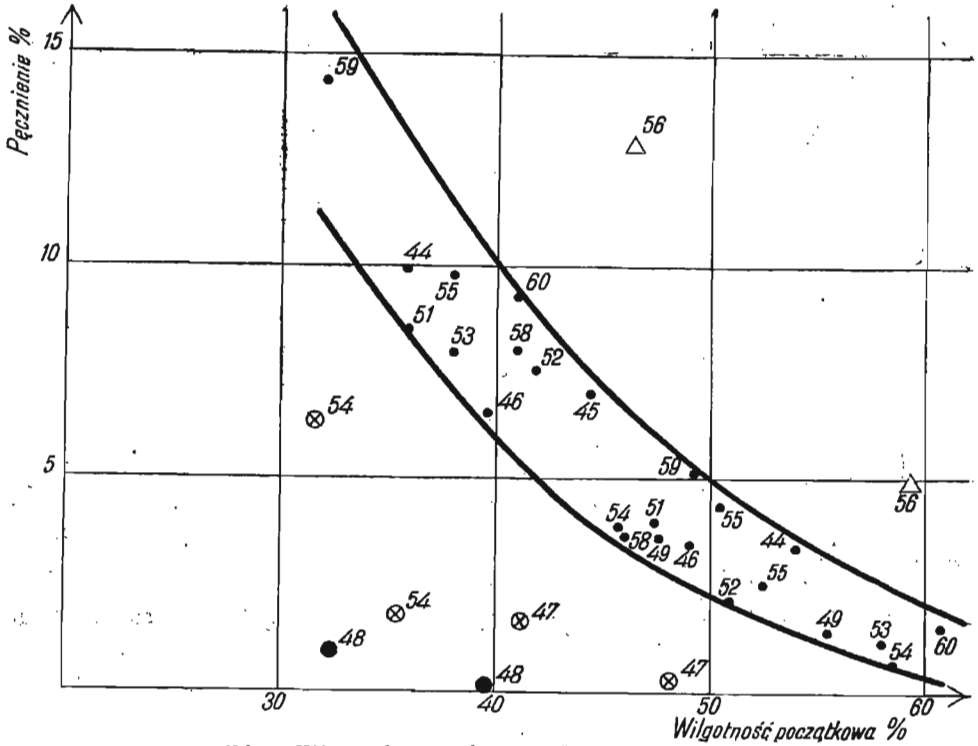
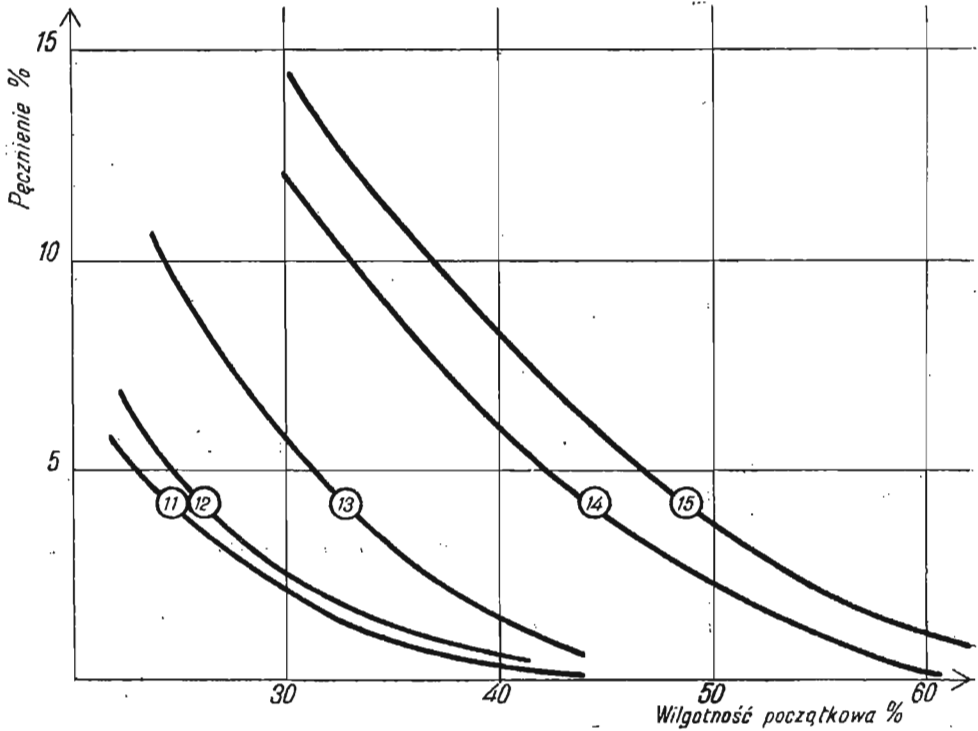


Fig. 15. Pęcznienie ilów illitowych z równorzędną zawartością minerałów grupy montmorylonitu w zależności od wilgotności początkowej

Swelling of illite clays with equivalent content of minerals of montmorillonite group, depending of initial humidity



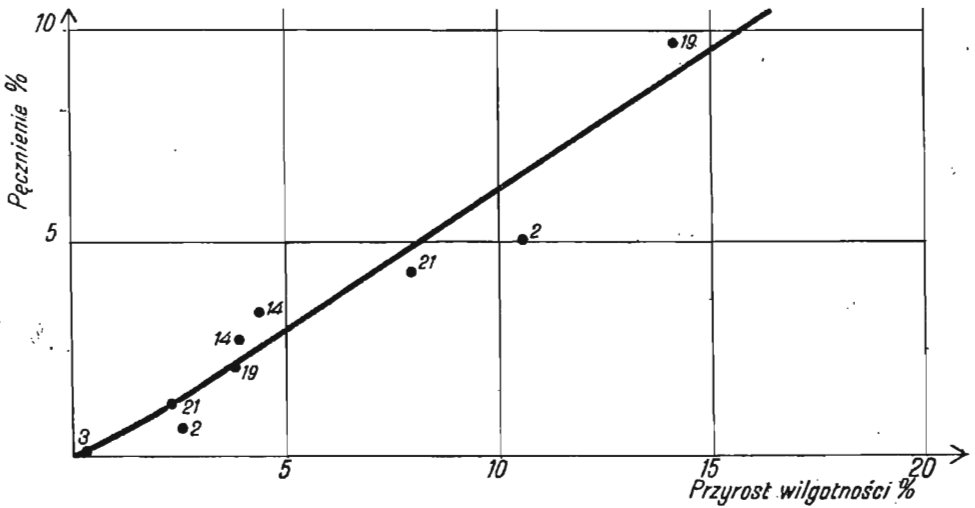


Fig. 17. Pęcznienie ilów kaolinitowych o zawartości frakcji mniejszej od 0,005 mm poniżej 50% w zależności od przyrostu wilgotności  
Swelling of kaolinit clays containing less than 50% of fraction smaller than 0.005 mm., dependent of increase of humidity

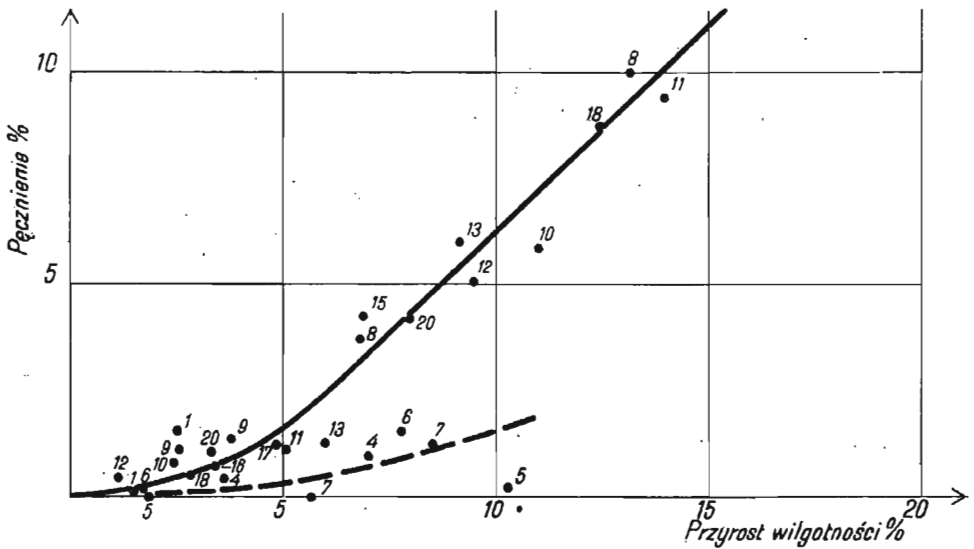


Fig. 18. Pęcznienie ilów kaolinitowych o zawartości frakcji mniejszej od 0,005 mm powyżej 50% w zależności od przyrostu wilgotności  
Swelling of kaolinit clays containing more than 50% of fraction smaller than 0.005 mm., dependent of increase of humidity

← Fig. 16. Zestawienie wyników badań pęcznienia w zależności od wilgotności początkowej dla ilów pokazanych na figurach 11—15  
Compilation of results of swelling tests dependent of initial humidity for clays showing on the figures 11—15

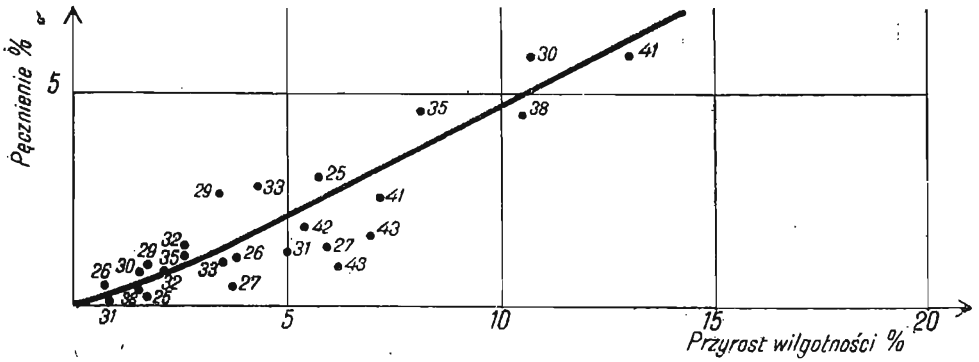


Fig. 19. Pęcznienie iłów illitowych z domieszką minerałów grupy montmorylonitu o zawartości frakcji mniejszej od 0,005 mm poniżej 50% w zależności od przyrostu wilgotności

Swelling of illite clays containing admixture of minerals of montmorillonite group with less than 50% content of fraction smaller than 0.005 mm., dependent of increase of humidity

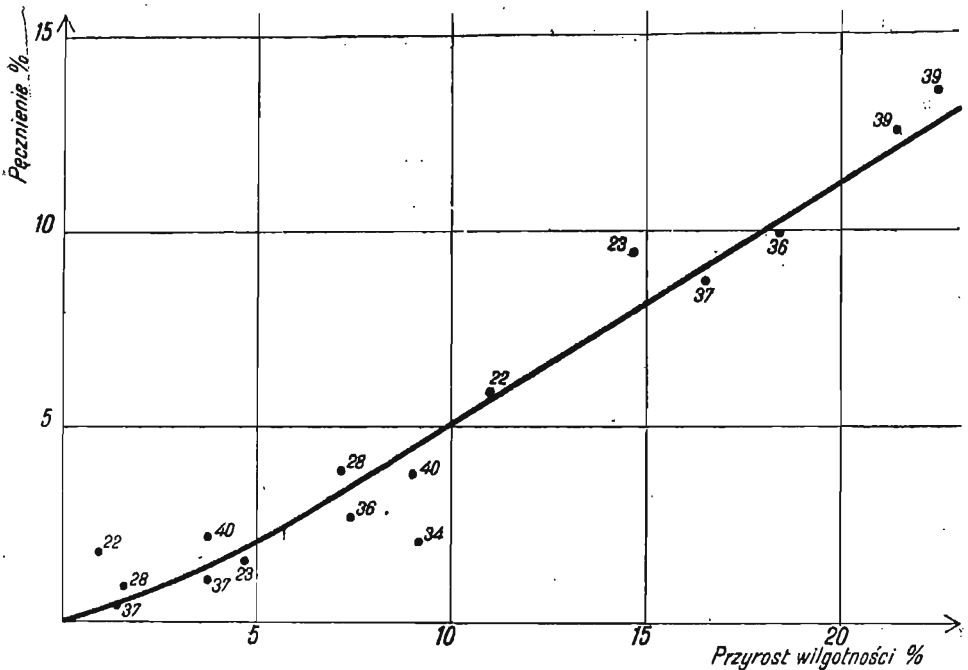


Fig. 20. Pęcznienie iłów illitowych z domieszką minerałów grupy montmorylonitu o zawartości frakcji mniejszej od 0,005 mm powyżej 50% w zależności od przyrostu wilgotności

Swelling of illite clays containing admixture of minerals of montmorillonite group with more than 50% content of fraction smaller than 0.005 mm., dependent of increase of humidity

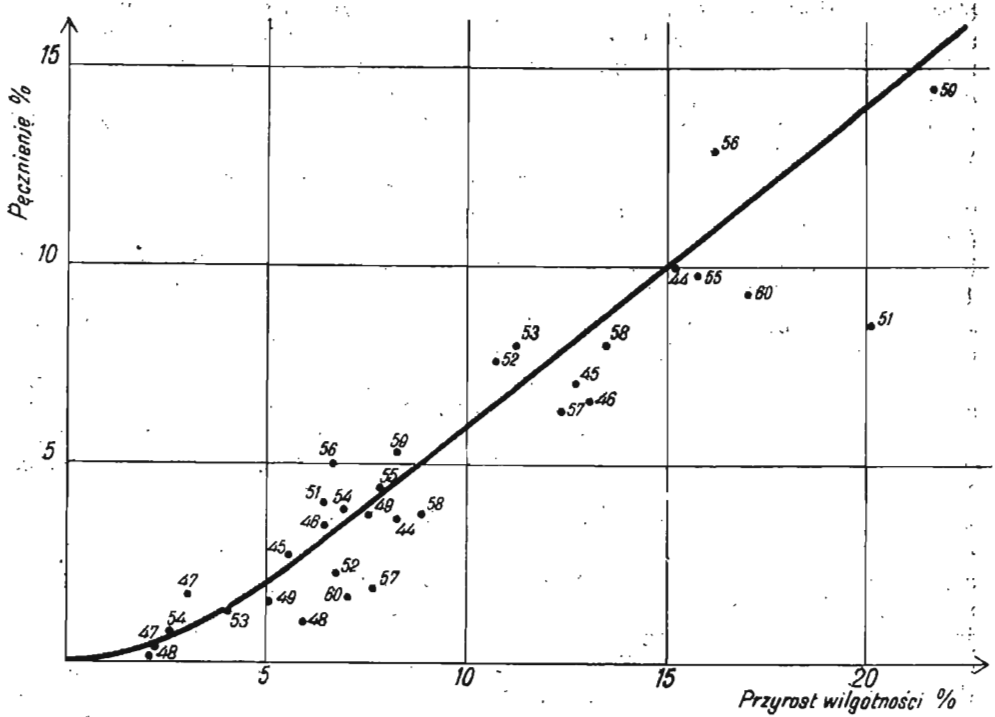


Fig. 21. Pęcznienie iłów illitowych z równorzędną zawartością minerałów grupy montmorylonitu w zależności od przyrostu wilgotności  
Swelling of illite clays with equivalent content of minerals of montmorillonite group, depending of increase of humidity

wartościach pęcznienia, o czym wnioskować można pośrednio z badań T. Komornickiego (1958); przyczynił się do tego również sposób przeprowadzania badań, dla którego najistotniejszą cechą było całkowite pokrycie próbki przez wodę. W takich warunkach, co wynikałoby z badań S. Dmitruka (1958), pęcznienie zachodzi na znacznie mniejszą skalę niż w wypadku częściowego odsłonięcia próbki.

Należy zaznaczyć, że wybrana metodyka badań podyktowana została dążeniem do maksymalnego zbliżenia się do efektu pęcznienia skały w warunkach naturalnych. Warto wreszcie podkreślić, że przedstawione wyniki badań pęcznienia aktualne są jedynie dla wypadku struktur naruszonych skały, które różnią się według N. S. Reutowej (1957) od efektów pęcznienia dla skał o strukturze „nienaruszonej“. Omawiane zagadnienie pęcznienia interesujących nas iłów ilustruje tabela 3 oraz wykresy, które wykonano dla poszczególnych zespołów mineralogiczno-ziarnowych w układzie dwóch par zmiennych: pęcznienia w zależności od wilgotności początkowej (fig. 11—16) i pęcznienia w zależności od przyrostu wilgotności (fig. 17—21).

Jak wynika z figury 16, zależność pęcznienia od wilgotności początkowej jest zgodna dla badanych iłów z przewidywaniami opartymi na znajomości różnych zdolności adsorpcji wody dla poszczególnych zespo-



łów mineralogiczno-granulometrycznych. Tak więc ility illitowo-montmorylonitowe pęczniają najsilniej; słabiej kolejno pęczniają ility illitowe z domieszką minerałów grupy montmorylonitu o zawartości frakcji mniejszej od 0,005 mm powyżej 50% i ility kaolinitowe o analogicznych stosunkach uziarnienia. Pęcznienie tych ostatnich, jak wynika z figury 13, przebiega według dwóch krzywych.

Bardzo interesująca jest krzywa charakteryzująca stosunkowo nieznaczny przyrost pęcznienia w zależności od wilgotności początkowej (krzywa przerywana). Dotyczy ona, podobnie jak analogiczna krzywa pokazana na figurze 18, próbek ility pobranych na obszarze Turowa (próbki 1÷7). Z niewielkich wartości ich pęcznienia można by ewentualnie wnosić, że objęte one zostały silniejszymi niż pozostałe ility kaolinitowe procesami diagenetycznymi.

ILITY illitowe z domieszką montmorylonitu o zawartości frakcji mniejszej od 0,005 mm poniżej 50% oraz ility kaolinitowe o analogicznych stosunkach uziarnienia, pęczniają bardzo słabo, co niewątpliwie wynika ze znacznej w nich zawartości frakcji grubszych. Warto wreszcie zaznaczyć, że podobnie jak w procesie rozmakania, również i w rozpatrywanym zjawisku pęcznienia istotny wpływ wywierają domieszki organiczne i nieorganiczne. Wpływ ten uwidacznia się poprzez nietypowe dla danego zespołu mineralogiczno-ziarnowego efekty pęcznienia. Ponadto obserwuje się zjawisko, że w większości wypadków zarówno charakter rozmakania jak i pęcznienia tych samych próbek z zawartością domieszek przebiega odmiennie od typowego dla danego zespołu mineralogiczno-ziarnowego, do którego próbki te zostały zaliczone.

Bardzo ciekawy obraz przedstawiają krzywe zależności pęcznienia od przyrostu wilgotności (fig. 17—21). Krzywe te w początkowym swym przebiegu charakteryzują się linią zbliżoną do parabolicznej, w dalszym zaś prostą. Po pomierzeniu kąta (kąta  $\alpha$ ), jaki tworzy ta ostatnia z linią poziomą, okazuje się, że dla wszystkich badanych zespołów mineralogiczno-ziarnowych jest on mniejszy od  $45^\circ$ , co przemawiałoby za tym, że procentowe pęcznienie badanych próbek jest mniejsze od procentowej objętości zaadsorbowanej wody. Z przedstawionych wykresów łatwo ponadto odczytać, że dla poszczególnych zespołów mineralogiczno-ziarnowych zależność pęcznienia od przyrostu wilgotności kształtuje się według różnych krzywych. Ilustruje to wyraźnie tabela 4.

Przedstawione wyżej fakty pozwoliłyby wyprowadzić wniosek, że część wody adsorbowana między cząstki mineralne nie powoduje ich rozsuwania się; dawałoby to pewne wyobrażenie o ich przestrzennym uporządkowaniu, które byłoby różne dla poszczególnych omówionych minerałów ilastych oraz zależne od charakteru uziarnienia skały.

## WNIOSKI

1. Wykryte w analizie różnicowej w wielu próbkach substancje organiczne i siarczki żelaza wskazywać mogą na słabo redukcyjne warunki powstawania skały.

2. Obecność w licznych próbkach frakcji grubszych, jak również megaskopowo stwierdzonych soczewek pylasto-piaszczystych przemawiałaby za zmiennymi warunkami sedymentacji.

3. Wyniki badań rozmakania pozwalają wyprowadzić wniosek, że charakter rozmakania opracowanych ilów jest uzależniony od ich składu mineralnego oraz ziarnowego. Różnice charakteru rozmakania uwidaczniają się wyjątkowo dla poszczególnych zespołów mineralogiczno-ziarnowych ilów poprzez różne wilgotności, powyżej których skała nie rozmaka. Ponadto stwierdzono, że dla wszystkich badanych próbek czas rozmakania maleje z ich wilgotnością początkową.

4. Badania pęcznienia, podobnie jak rozmakania, przemawiają za różnymi wielkościami pęcznienia poszczególnych typów mineralogicznych ilów; zależą one również do ich składu ziarnowego.

5. Anomalie do regularnego obrazu rozmakania i pęcznienia poszczególnych typów mineralogiczno-ziarnowych badanych ilów wnoszą domieszki organiczne i nieorganiczne, w których obecności próbki odmiennie reagują z wodą.

Politechnika Wrocławska  
Laboratorium Badania Gruntów przy  
Katedrze Fundamentowania

Nadesłano dnia 18 października 1958 r.

#### PIŚMIENNICTWO

- БЕТЕХТИН А. Г. (1950) — Минералогия. Госгеотехиздат. Москва.
- BRADLEY W. F., GRIM R. E. (1951) — High temperature thermal effects of clay and related materials. Amer. Min., 36, p. 182—201, Menasha, Wisc.
- ЦВЕТКОВ А. И., ВАЛЯПИХИНА Э. П. (1953) — Термоаналитическая характеристика минералов группы алуниита. Докл. Акад. Наук СССР, 89, № 6, стр. 1079—1082. Москва.
- ЦВЕТКОВ А. И., ВАЛЯПИХИНА Э. П. (1956) — Материалы по термическому исследованию минералов. III. Слюдь. Издат. Акад. Наук СССР. Москва.
- DMITRUK S. (1958) — Badania nad konsystencją gruntów mało- i średnio spoi-  
stych. I Sesja Naukowa Wydz. Budown. Łąd. Politechniki Wrocł.,  
p. 213—224. PWN. Wrocław.
- ФРАНК-КАМЕНЕЦКИЙ В. А. (1954) — Закономерные сростки кристаллов  
гетита в тонкой фракции девонской глины. Докл. Акад. Наук СССР,  
94, № 4, стр. 765—768. Москва.
- GÖRLICH E. (1957) — Chemia krzemianów. W. G. Warszawa.
- GRIM R. E. (1953) — Clay mineralogy. Mc Graw-Hill Publishing Company LTD.  
New York, London, Toronto.
- GRIM R. E., BRADLEY W. F. (1948) — Rehydration and dehydration of the clay  
minerals. Amer. Min., 33, p. 50—59, Menasha, Wisc.
- GRIM R. E., ROWLAND R. A. (1942) — Differential thermal analysis of clay mi-  
nerals and other hydrous materials. Amer. Min., part I, II, 27, p. 746—761,  
801—818. Menasha, Wisc.
- KERR P. F., HAMILTON P. K. (1958) — Chrome mica-clay Temple Mountain, Utah.  
Amer. Min., 43, p. 34—47. Menasha, Wisc.
- KERR P. F., KULP J. L. (1948) — Multiple differential thermal analysis. Amer. Min.,  
33, p. 387—419. Menasha, Wisc.
- KOMORNICKI T. (1958) — Organiczne pochodne minerałów ilastych. Roczn.  
Glebozn. — dodatek do t. 7, p. 201—212. PWN. Kraków.

- KUŹNIAR J. (1958) — Badania wpływu składu mineralogicznego na właściwości fizyczno-mechaniczne ilów trzeciorzędowych regionu „Konin“. I Sesja Nauk. Wydz. Budown. Łąd. Politechniki Wrocł., p. 275—304. PWN. Wrocław.
- MURRAY J. W., DIETRICH R. V. (1956) — Brushite and taranakite from Pig Hole Cave Giles County. Virginia. Amer. Min., 41, p. 616—626. Menasha. Wisc.
- ОРЕХОВ С. Я., СЕДЛЕЦКИЙ И. Д. (1954) — Коллоидно-дисперсные минералы четвертичных глинистых отложений нижнего Поволжья. Докл. Акад. Наук СССР, 96, № 1, стр. 181—184. Москва.
- PRACA ZBIOROWA (1957) — Metodические руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госуд. Научн.-Технич. Издат. Литер. по Геологии и Охр. Недр. Москва.
- RANIECKA-BOBROWSKA J. (1954) — Trzeciorzędowa flora liściowa z Konina. Biul. Inst. Geol. 71, p. 5—30. Z badań trzeciorzędu w Polsce. Warszawa.
- РЕУТОВА Н. С. (1957) — Инженерно-геологические свойства хвалыньских покладных глин в связи с условиями их формирования. Тр. лаб. гидрогеол. проблем. Изд. Акад. Наук СССР, 15, Москва, стр. 162—171.
- SAND L. B., BATES T. F. (1958) — Quatitative analysis of endelite, halloysite and kaolinite by differential thermal analysis. Amer. Min., 38, p. 271—278. Menasha. Wisc.
- СЕДЛЕЦКИЙ И. Д. (1952) — Коллоидно-дисперсные минералы и генезис песчаного лесса возвышенности Карабиль в Туркмении. Докл. Акад. Наук СССР, 86, № 4, стр. 819—822. Москва.
- СЕДЛЕЦКИЙ И. Д. (1955) — Методы определения коллоидно-дисперсных минералов. Изд. Киев. Гос. Унив. им. Т. Шевченки. Киев.
- СЕДЛЕЦКИЙ И. Д., ЛАРИОНОВ А. К. (1955) — Коллоидно-дисперсные минералы и водно-физические свойства связных грунтов. Докл. Акад. Наук СССР, 102, № 5, стр. 1013—1016. Москва.
- SMULIKOWSKI K. (1957) — Minerale skałotwórcze. W. G. Warszawa.
- ŚLIWA P. (1956) — Badania nad osuwiskowością niektórych ilów trzeciorzędowych. (Maszynopis pracy kandydackiej). A. G.-H. Kraków.
- VAN DER MAREL H. W. (1956) — Quantitative differential thermal analyses of clay and other minerals. Amer. Min., 41, p. 222—244. Menasha. Wisc.

Jerzy KUŹNIAR

## INFLUENCE OF MINERAL COMPOSITION ON DRENCHING AND SWELLING OF SOME TERTIARY CLAYS

### Summary

The author discusses in his paper the mineral composition and its influence on drenching and swelling, of 60 clay samples, stratigraphically belonging partly to the Miocene, but mostly to the Pliocene variegated clays. These clay samples were collected from the region of Konin, (Central Poland), Turów (Lower Silesia) and Żary (Western Poland).

The investigation of the mineral composition has been carried out on an apparatus for differential thermal analyses (D. T. A.), utilizing a temperature progression of  $11^{\circ}\text{C./min.}$ ,  $0 \pm 1^{\circ}\text{C.}$  On the basis of the compiled differential curves there may be distinguished, among the investigated clays, three main mineralogical types, i.e.: a kaolinit type, an illite type, with admixture of minerals of the montmorillonite group, and an illite type, with an equivalent content of minerals of this group (Fig. 1).

Besides determination of the mineral composition by means of the D. T. A. method, this composition has additionally been determined, for three of the samples, by the X-ray method. The X-ray pictures of these samples are presented in Fig. 2, 3, and 4.

The kaolin clays which in the successive numbering of the samples are marked from 1 to 21 are, on the whole, feebly crystallized; their well crystallized varieties occur but rarely. Of the differential curves of these samples there is of interest the presence of a low-temperature endothermic reaction, characterizing the high degree of dispersion of the mineral grains. Of particular interest are the differential curves of samples 18 to 21 in which the peak of the endothermic effect occurs in the temperature interval  $500\text{--}600^{\circ}\text{C.}$ ; this seems to indicate a high degree of dispersion of mineral grains and a very feeble degree of their crystallization. — The illite clays, with admixture of minerals of the montmorillonite group, are represented by samples 22—43; the illite clays with equivalent content of minerals of this group, by samples 44—60. A characteristic feature of the discussed mineralogical types is the range in which there appears, on the differential curves, an endothermic reaction caused by the separation of the hydroxide group from the mineral. In the vast majority of tests, this effect is characterized by one endothermic warping from the peak value appearing at temperatures between  $500$  and  $600^{\circ}\text{C.}$  Worthy of note too is the absence of endothermic effects in the temperature interval from  $600$  to  $700^{\circ}\text{C.}$ ; this might indicate the ferruginous character of the minerals of the montmorillonite group contained in the investigated samples.

Very often the Tertiary clays, discussed in this paper, contain numerous admixtures, both organic and non-organic, to which, on the basis of the D. T. A. tests, there should be allotted: hydrohematite, hydrargillite, goethite, pyrite (and/or marcasite), brucite, carbonates, sulphates, and — probably — pyrophyllite and muscovite.

Aside of the mineral composition of the investigated clay samples, the author has also determined their grain composition. This investigation he carried out by the areometric method, and illustrated its results in Table 2.

Drenching of the investigated clays was done by means of distilled water, using cubes with a side length of 2 cm. The results of these experiments are given in Table 1: the curves of interdependence between period of drenching and initial humidity (Fig. 5 to 10) have been presented for the discussed mineralogical types of clays, with due consideration of their grain composition. It appears from these diagrams that with increase of initial humidity the period of drenching of the sample increases slowly, — and that in samples belonging to different types of mineralogical grading the drenching proceeds differently. These differences, however, find their expression solely in different values of critical humidities, i.e. those humidities above which the sample refuses to absorb water (Fig. 10).

The swelling of the investigated clays has been carried out on samples placed in a ring, completely submerged in distilled water. The results are presented in Table 3, the interdependence between swelling and initial humidity of the sample in Fig. 11—16, that between swelling and increase of humidity in Fig. 17—21. It

appears from the diagrams that, similarly as the drenching, the swelling of the investigated clays distinctly depends of their mineral and granular composition too. Moreover, the swelling as well as the drenching depends of the content of organic and non-organic admixture in the sample, and probably also of diagenetic features which have shaped the rock in its present form. Furthermore, the results of the investigations of swelling, as shown in Fig. 17 to 21, suggest the conclusion that the part of water which during swelling has been absorbed by the sample, does not lead to pushing apart of the mineral particles. This throws light upon spatial arrangement the in space of the investigated clays, different for each of the mineralogical types of rock, and conditioned by the rock's granulation too.