

Z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS
Kierownik: prof. dr Adam Malicki

Jerzy BUTRYM, Marian HARASIMIUK,
Andrzej HENKIEL, Kazimierz PEKALA

Przyczyny i mechanizm powstania osuwiska w Kamieniu Nowym koło Sandomierza

Причины и механизм оползня в Камене Новом около Сандомежа

The Cause and Mechanism of Landslide in Kamień Nowy near Sandomierz

Cała skarpa wiślana w okolicy Sandomierza poznaczona jest śladami starych osuwisk. Osuwiska, które przybierały postać zjawisk masowych lub wyrządziły szczególnie duże straty gospodarcze, znane są szerzej i doczekały się wzmianek i opracowań (Buliński—3, Bielecka—2). Ruchy mas ziemnych w okolicy Sandomierza (szczególnie osuwisko w Kamieniu Nowym) przysparzają nie tylko problemów gospodarczych. To także ważny problem naukowy natury ogólnej. W tym aspekcie są przedmiotem niniejszej rozprawy.

Literatura geomorfologiczna, dotycząca problemów osuwiskowych, jest bogata. W Polsce szczególnie wielkie zainteresowanie budzi powszechność tego rodzaju procesów na obszarze Karpat fliszowych. Należy zwrócić uwagę na opracowania Sawickiego (12), Świderskiego (15), Teisseyre'a (17) i Kleczkowskiego (8). Litologia fliszu umożliwia intensywny rozwój procesów grawitacyjnych. Wkładki łupków ilastych oraz ilaste produkty wietrzenia, osadzone przez wodę w szczelinach, stają się powierzchniami poślizgu, po których osuwają się masy skalne, najczęściej w wyniku obciążenia nadmiarem wody, pochodzącej z roztopów i opadów. Różnorodność klasyfikacji osuwisk karpaccich polega na różnorodności stosowanych kryteriów. Klasyfikuje się osuwiska na podstawie kryteriów morfologicznych, strukturalnych bądź sezonowych (osuwiska wiosenne, jesienne), a także na podstawie tempa przebiegu procesu. We wszystkich jednak przypadkach decyduje obecność powierzchni poślizgu i obciążenie (Malicki — 11).

Znacznie rzadziej występują osuwiska na terenach niżowych i wyżynnych. Na ogół poziome ułożenie warstw skalnych i brak większych deniwelacji nie sprzyjają tym procesom. Najczęściej osuwiska niżowe powstają na krawędziach wysokich teras rzecznych, tam gdzie w profilu występują wkładki ilów. Osuwiska niżowe omawiają między innymi Chudziński (5), Gelinek (6), Guzik (7) i Żenczykowski (20). Sokołowski (14) omawia osuwiska wyżynne. Szczególnie interesującą formę, powstałą w Nałęczowie w 1961 r., opisują Kłoso-wicz i Paluch (9). Osuwisko w Nałęczowie wykazuje pewien zespół cech szczególnych, który nie został wyjaśniony w toku badań. We wspomnianej publikacji, a także w materiałach zebranych bezpośrednio po katastrofie przez A. Kęsika (z ramienia Katedry Geografii Fizycznej UMCS), odnaleziono wyraźne analogie do omówionego poniżej osuwiska w Kamieniu Nowym. Obserwacje osuwiska w Kamieniu Nowym, dokonane bezpośrednio po jego powstaniu, a także obserwacje szeregu starszych form w okolicy Sandomierza, pozwoliły ujawnić mechanizm niektórych osuwisk wyżynnych i porównać przyczyny zjawiska z szerszym tłem.

Omawiany teren znajduje się na krawędzi Wyżyny Sandomierskiej (ryc. 1), która przytyka tu bezpośrednio do doliny Wisły, tworząc krawędź o wysokości względnej 50—70 m. Poziom wierzchowiny rozcięty jest



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny okolic osuwiska w Kamieniu Nowym
Position plan of landslide area in Kamień Nowy

siecią dolin (głównie typu wąwozów i parowów) o głębokości dochodzącej w odcinkach ujściowych do 40 m. Wg Bieleckiej (2), która zestawia literaturę geologiczną okolic Sandomierza, i wg naszych własnych obserwacji budowa geologiczna terenu badań wygląda następująco:

Podłoże Wyżyny tworzą łupki i kwarcyty kambryjskie, do których od południa i północy przylegają utwory tortońskie i sarmackie. Podłoże to posiada dość intensywny relief, zamaskowany grubą serią utworów czwartorzędowych. Wierzchowinę pokrywa płaszcz lessów i utworów pylasto-piaszczystych. Pod lessami występują też gliny zwałowe, ily zastoiskowe oraz piaski fluwioglacjalne. W Sandomierzu, w rejonie osuwiska przy ulicy Browarnej, profil utworów budujących skarpe przedstawia się następująco (wg Bieleckiej — 2):

- 0—12 m — less jasnożółty
- 12—20 m — less ciemnożółty
- 20—25 m — mułki lessopodobne
- 25—28 m — ily zastoiskowe
- 28—29 m — piaski średnioziarniste
- 29—30 m — warstwowane gliny i ily
- 30—34 m — żwiry średnioziarniste
- 34—38 m — żwiry gruboziarniste — residuum morenowe
- 38— ? m — kambryjskie łupki z wkładkami kwarcytów.

Profil zestawiony z odsłoneń tylnej krawędzi niszy osuwiska w Kamieniu Nowym, a częściowo uzupełniony danymi wiertniczymi przedstawionymi przez Bielecką (2), wygląda nieco odmiennie:

- 0,0— 6,5 m — less
- 6,5— 8,0 m — glina zwałowa z głazami
- 8,0— 9,0 m — ily warwowe
- 9,0—11,0 m — piaski drobnoziarniste
- 11,0—12,5 m — piaski drobnoziarniste z wkładkami ilów
- 12,5—16,5 m — piaski drobnoziarniste
- 16,5—25,5 m — piaski ze żwirami
- 25,5—27,5 m — glina zwałowa
- 27,5— ? m — ily krakowieckie — trzeciorzęd.

Budowa geologiczna, charakteryzująca się następstwem utworów luźnych, na przemian przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych oraz zmiennych pod względem innych własności fizycznych, stwarza szczególnie sprzyjające warunki dla rozwoju ruchów masowych. Oczywiście, jeżeli równocześnie występują odpowiednie deniwelacje morfologiczne. W takiej sytuacji o stabilności zboczy decydują stosunki wodne uzależnione od klimatu. W ostatnich latach zaobserwowano w woj. lubelskim, w województwie kieleckim i na Nizinie Sandomierskiej stałe podnoszenie się poziomu wód gruntowych. Danych o tym dostarczyły własne obserwacje, materiały służby hydrologicznej, przedsiębiorstw geologiczno-inżynierskich i hydrogeologicznych. Przypuszczalnie zjawisko to wiązało się z ła-

godnym przebiegiem kilku poprzedzających zim, powolnym tajaniem śniegu i opadami przekraczającymi wieloletnie normy. Zagłębienia kra-sowe okolic Rejowca, od dawna bezwodne, od 1965 r. ponownie wypełniły się wodą. W 1966 r. obserwowano na Nizinie Sandomierskiej wielkie połacie lasów, ginące wskutek podtopienia. Równocześnie w południowej części Wyżyny Lubelskiej w stale mierzonych studniach poziom wody przekroczył notowane dotychczas maksima średnio o 1,5 m. Charakterystyczne jest to, że podnoszenie się poziomu wód gruntowych dotyczyło także głębokich horyzontów.

Warunki meteorologiczne w miesiącach bezpośrednio poprzedzających rozwój procesów osuwiskowych przedstawiały się następująco (wg danych PIHM):

Stacja w Zawichoście — 1966 r. — suma opadów 790,4 mm
sumy miesięczne:

listopad 1966 — 62,9 mm; w tym 15 dni z opadem

grudzień 1966 — 83,0 mm; w tym 11 dni z opadem deszczu

styczeń 1967 — 55,6 mm; 20 dni z opadem

luty 1967 — 43,1 mm; 15 dni z opadem, w tym 7 dni deszczu — 23,0 mm

1—21 III 1967 — 21,0 mm; w tym od 12 do 21 ciągle opady deszczu

Stacja w Sandomierzu — 1966 r. — suma opadów 880,1 mm
sumy miesięczne:

listopad 1966 — 72,7 mm; w tym 14 dni z opadem deszczu

grudzień 1966 — 86,2 mm; 21 dni z opadem, przeważnie deszczu

styczeń 1967 — 48,9 mm; 25 dni z opadem

luty 1967 — 36,5 mm; 19 dni z opadem

1—21 III 1967 — 21,4 mm; 18 dni z opadem deszczu.

Z przedstawionych danych wynika, że r. 1966 i początek r. 1967 był okresem wyjątkowo wilgotnym (średnie roczne wieloletnie: Wrzawy — 596 mm, Tarnobrzeg — 538 mm, Baranów — 556 mm), przy czym rozlewne opady deszczu w zimie nie powodowały spływu powierzchniowego, lecz wsiąkanie wody w nieprzemarzniętą glebę i zasilanie wód gruntowych. Wszystkie te czynniki stworzyły warunki do powstawania osuwisk w miejscach predysponowanych do tego geologicznie i morfologicznie.

Dnia 3 marca 1967 r. powstało osuwisko przy ulicy Browarnej w Sandomierzu (fot. 1), na 80-metrowym odcinku skarpy. Rozwinęło się ono w strefie wsięku wód gruntowych, zasilanych dodatkowo wodami z nieuszczelnionych rur kanalizacyjnych. Ruchowi uległy lessy i utwory piaszczysto-pylaste, podścielone wkładką ilastą i piaskami średnioziarnistymi. Podłoże nie objęte ruchem stanowiły residualne żwiry na cokole kambryjskich kwarcytów. Najszybsze przemieszczenie nastąpiło na bezdrzewnej części zbocza, natomiast tam gdzie roślinność hamowała ruch mas ziemnych, powstały szczeliny, niewielkie odkłucia i miało miejsce schodowe osiadanie. Po opadach deszczu w dniach 22—27 kwietnia 1967 r.,

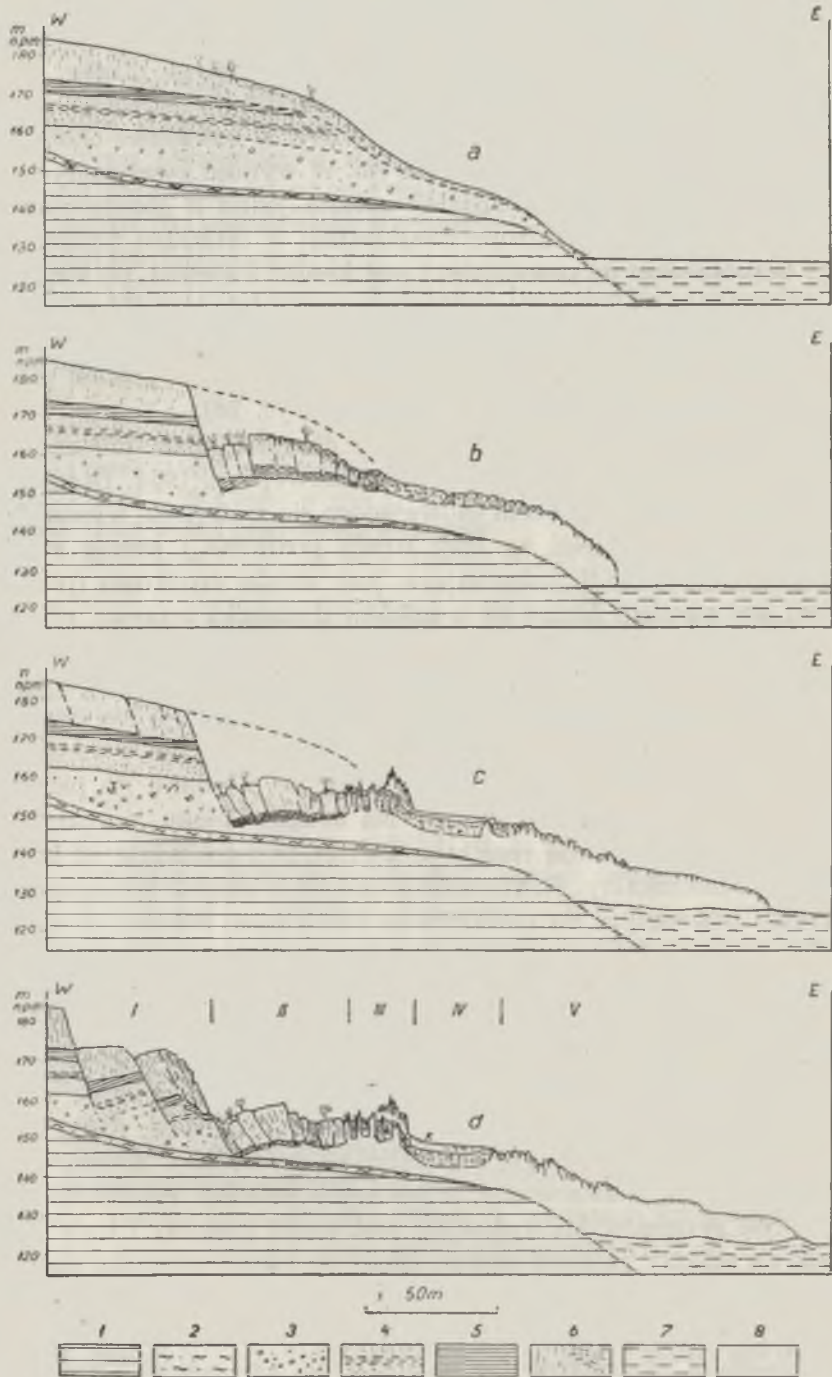
mimo prac zabezpieczających, osunęła się także ta część zbocza, która w pierwszej fazie była zatrzymana przez roślinność. Spod osiadających brył utworów pylastych wypływała masa upłynnionego piasku.

Większe i bardziej katastrofalne w skutkach było osuwisko powstałe w tym samym okresie na zboczu doliny Wisły, w odległości około 700 m na północ od cegielni w Kamieniu Nowym. W wyniku gwałtownych przemieszczeń grawitacyjnych zniszczone zostało jedno z gospodarstw. Badania tego osuwiska prowadzono dwukrotnie: w ostatnich dniach marca 1967 r., bezpośrednio po powstaniu, i pod koniec kwietnia, po względnym ustabilizowaniu się formy. Uproszczoną metodą fotogrametryczną wykonano profile osuwiska, pomierzono wielkość szczelin (w wybranych strefach), zbadano odsłonięcia. Wyniki badań zestawiono w postaci morfologicznego i geologicznego profilu podłużnego (ryc. 2d).

Osuwisko powstało na odcinku skarpy długości około 150 m, w bezpośrednim sąsiedztwie starej formy osuwiskowej z r. 1934. Długość zbocza, mierzona zgodnie z ruchem osuwającego się materiału, wynosi 200 m. Osuwisko można podzielić na trzy strefy podłużne i szereg stref poprzecznych. Najbardziej interesująca jest strefa środkowa (podłużna), w której wytworzone formy są wynikiem dynamiki procesu, nie zakłóconej czynnikami przypadkowymi. Strefę tę przedstawiono na ryc. 2d. Składa się ona z 5 odcinków o odmiennych cechach i przebiegu procesu.

W górnej części środkowej strefy osuwiska znajdują się dwa bloki, każdy po 15 m szerokości, osunięte — pierwszy o 12 m w stosunku do pierwotnej powierzchni zbocza, drugi o 3 m w stosunku do pierwszego i także 12 m w stosunku do zbocza. Na drugim bloku, porożrywanym wtórnymi szczelinami, stoją resztki szopy (fot. 2), a dokładnie na krawędzi stał budynek mieszkalny. Powierzchnia obu tych bloków jest przechylona w kierunku odwrotnym do pierwotnego nachylenia. Poniżej 11-metrowej krawędzi drugiego bloku, w której odsłania się profil z nienaruszonymi warstwami lessów, gliny morenowej i iłów warwowych (nie stanowiących powierzchni poślizgu, lecz biorących udział w ruchu blokowym) znajduje się 2 odcinek (fot. 3). Tworzy go szereg silnie spękanych brył z otwartymi szczelinami. Wewnętrzne bloki tej strefy są silnie przechylone w kierunku odwrotnym do ruchu. Drzewa owocowe, rosnące w tej strefie, zostały wessane w głąb szczelin aż po korony. Środkowy blok tego odcinka, silnie zadrzewiony, z pasowym układem roślinności, dzięki wiążącej roli systemów korzeniowych jest mniej spękany i linie szczelin układają się między rzędami drzew. Bloki tej części osuwiska zachowały się jako sztywne kry ulegające wyłącznie pionowym przemieszczeniom.

Następny odcinek w profilu podłużnym środka osuwiska tworzy strefa silnie strzaskana, wypiętrzona w stosunku do poprzedniej i do pierwotnej powierzchni zbocza (fot. 4). Charakterystyczne są dla niej osobliwe



diapiry piaszczyste. Z otwartych szczelin sterczą grzebienie i iglice (fot. 5) grubości do 30 cm, wysokości do 1,5 m, ostro zakończone, zbudowane z drobnoziarnistych piasków. Na ściankach diapirów zachowały się wygładzone powierzchnie, wskazujące na gwałtowne przemieszczanie masy piasku w stosunku do krawędzi szczelin. Piaski te są dokładnie przemieszane, nie wykazują żadnych śladów warstwowania, mimo iż materiał wyjściowy miał strukturę warstwową. W postaci upłynnionej piaski były wytłoczone przez pęknięcia pylastego nadkładu, a skokowa zmiana warunków ciśnienia na powierzchni i związana z tym utrata części wody utrwaliła piaszczyste iglice. W tej strefie ruch piasków skierowany był ku górze.

Kolejny, czwarty odcinek stanowi rozległa kra deluwiów lessowych, nie przemieszczona ani w kierunku pionowym, ani poziomym i tylko słabo spękana. Jest to resztką poziomego odcinka zbocza, wykorzystywanego jako droga jezdna, na skutek czego został silnie ubity. Kra ta (fot. 6) nie brała udziału w ruchu osuwiska i spod niej, jak spod sztywnego mostu, wypłynął jezor osuwiskowy i rozlał się na powierzchni terasy zalewowej doliny Wisły. Jezor tworzący odcinek piąty omawianego profilu ma wypukły, wachlarzowaty kształt, a jego masę tworzą wymieszane piaski, pokryte strzępami darni z dolnej części zbocza objętego ruchem. Najintensywniejszy więc ruch zachodził w dolnej i górnej części zbocza, zaś część środkowa była raczej stabilna. Utworzył się w niej system skośnych szczelin wskazujących na kierunek ruchu wglębnych mas osuwiska.

W obu bocznych strefach osuwiska charakter procesu modyfikowany był przez tarcie ruchomych kier o nienaruszone części zbocza. Południowa strefa marginalna, granicząca ze starszą formą osuwiskową, wykazuje najmniejsze przekształcenie formy wyjściowej. Występuje tu je-

Ryc. 2. Fazy rozwoju osuwiska w Kamieniu Nowym; 1 — ily krakowieckie — sarmat, 2 — glina zwałowa, 3 — piaski ze żwirami, 4 — piaski drobnoziarniste z wkładkami iłó, 5 — ily warwowe, 6 — less i deluwia lessowe, 7 — gliny i piaski aluwialne, 8 — upłynnione piaski i materiał języka osuwiskowego; a — rekonstrukcja profilu geologicznego przed powstaniem osuwiska, b i c — rekonstrukcja faz rozwoju osuwiska, d — profil geologiczny osuwiska; cyfry rzymskie odnoszą się do opisywanych w tekście stref profilu podłużnego

The phases of development of landslide in Kamień Nowy; 1 — Krakowic clays (Upper Miocene), 2 — boulder clay, 3 — sands with gravels, 4 — fine-grained sands intercalated with clays, 5 — varved clays, 6 — loess and slope silts, 7 — loams and sands of Vistula low terrace, 8 — liquefied material and material of landslide tongue; a — reconstruction of geologic section before landslide occurrence, b and c — reconstruction of landslide development phases, d — geologic section of landslide

(Roman figures indicate zones of cross section described in text)

dynie szereg szczelin i wtórnych, drobnych obrywów w obrębie mas starego osuwiska. W północnej strefie marginalnej w wyniku tarcia przemieszczających się kier lessu o nienaruszoną część zbocza uformował się wał brzeżny (fot. 7).

Opisane powyżej strefy poprzeczne osuwiska mają (każda z osobna) specyficzny przebieg procesu. W górnej strefie nastąpiło osiadanie pozbawionych podparcia bloków, druga strefa była obszarem wsysania, w trzeciej przeważał ruch wyciskający ku górze masy spągowe, czwarta strefa zachowywała się biernie, nie biorąc udziału w ruchu, a spod niej wypłynęły masy piasku formujące jezor. Ogólnie rzecz biorąc, cała pokrywa lessu z podścielającą gliną morenową i ilami warwowymi zachowywała się jak sztywna kora na płynnym podłożu. Głównym motorem ruchu były przesycone wodą piaski. Piaski te wypłynęły spod osiadających bloków w końcowej fazie ruchu, tworząc czoło jezora. Z analizy form powstałych w czasie ruchu osuwiskowego (ryc. 2d), z obserwacji struktur w obrębie jezora i niszy oraz z danych geologicznych i hydrogeologicznych wynika przebieg procesu przedstawiony w poszczególnych fazach na załączonych profilach (ryc. 2bcd).

W wyniku stałego podnoszenia się poziomu wód gruntowych uległy nasyceniu wodą piaski występujące poniżej utworów lessowych, morenowych i ilów warwowych. Jednocześnie wody roztopowe i opadowe, infiltrując w lessy, zwiększały ciężar górnych warstw profilu. W warunkach dużego ciśnienia i przesylenia wodą powstały warunki sprzyjające możliwości upłynnienia piasków (*spontaneous liquefaction*), czyli układ statycznie nietrwały. Czynnikiem wyzwalającym mógł być dowolny i zupełnie przypadkowy impuls. Zbieżność czasowa wskazuje, że tym czynnikiem mógł być przejeżdżający obok zbocza (odległość 200 m) pociąg. Rozległ się głośny, podziemny dźwięk i utworzyła się szczelina. W pewien czas później (około 30 min.) — zaledwie ostrzeżeni odgłosem mieszkańcy gospodarstwa zdążyli uratować ruchomy dobytek — po przekroczeniu krytycznego obciążenia nastąpiło gwałtowne osiadanie blokowe lessów i glin w upłynnione podłoże. Pod naciskiem tonących brył rozpoczął się ruch płynnych piasków w kierunku poziomym. Na ich powierzchni unoszone były kry deluwiów lessowych, a czoło mas zaczęło formować na dnie doliny jezor osuwiskowy (ryc. 2b). W dalszej fazie ruchu najbardziej wewnętrzne bloki lessów na skutek ubytku mas podścielających osiadły aż do całkowitego wyciśnięcia piasków, których ruch w tym momencie był już jedynym czynnikiem rozwoju procesu. W przykrawędziowej części niszy powstała strefa wsysania. W części środkowej osuwiska, powyżej załamania spadku, utworzyła się strefa diapirów, a poniżej nieruchomej kry deluwiów lessowych (odcinek z drogą), na powierzchni terasy zalewowej Wisły, rozlał się jezor upłyn-

nionego materiału. W wyniku zmiany warunków ciśnienia proces spontanicznego upłynnienia został zakończony (ryc. 2c). Ostatnią fazą ruchu było rotacyjne osunięcie się dwu pozbawionych podparcia bloków z nie naruszonej do tego momentu części zbocza (ryc. 2d).

Zjawisko upłynnienia i jego związek z niektórymi osuwiskami znane jest w literaturze. Sharpe (13) w swoim podziale osuwisk wyróżnia cały szereg form przejściowych, od zerw blokowych do spływów całkowicie upłynnionego materiału. Terzaghi (18) jako osobny typ wydziela osuwiska z upłynnienia. Pisze: „układ ziarn piasku lub pyłu może być tak niestabilny, że lekkie (wstrząs) zaburzenie równowagi ziarn może spowodować zmianę ich pozycji, po której ułożą się bardziej stabilnie, a porowatość zmaleje. Procesy te nie dają efektu powierzchniowego, jeśli zachodzą powyżej poziomu wody. Dla kontrastu — jeśli tworzą się poniżej poziomu wody gruntowej, to mogą wystąpić konsekwencje katastrofalne, ponieważ lepkość wody wypełniającej pory osadu przeszkadza zmniejszeniu porowatości. W czasie pomiędzy zachwianiem struktury a ustaleniem się stanu nowej równowagi osad ma właściwości lepkiej cieczy dążącej do osiągnięcia położenia horyzontalnego” (Terzaghi i Peck — 17).

White i Prentis (19) następująco opisują przebieg procesu upłynnienia piasków leżących na wodonośnych (woda pod ciśnieniem) żwirach: „W miarę wzrostu ciśnienia wody od dołu grunt stopniowo się rozluźnia. Gdy zmiana ciśnienia osiąga pewną wartość graniczną, wówczas grunt robi wrażenie jakby był rozciągany w kierunku pionowym i pęka, często w połowie swej grubości. W środku powstałej szczeliny tworzy się rozszerzenie wypełnione wirującą wodą. W miarę powolnego wzrostu ciśnienia wiry rozwijają się ku górze i ku dołowi, aż wreszcie dosięgają powierzchni gruntu. W tej chwili cała masa piasku jest już objęta wirami i znajduje się w ruchu. Obciążenie upłynnionego gruntu jest niemożliwe, wszelkie przedmioty kładzione na jego powierzchnię zapadają się jak w wodę. Upłynniony piasek może być odprowadzony jak woda, nawet przy użyciu lewarów”.

Ackermann (1) odróżnia tiksotropijne upłynnienie od kurzawek. Podkreśla, że zjawisko to występuje nie tylko w drobnych mułach i piaskach, ale także w luźnych i zagęszczonych grubych materiałach. Upłynnienie zachodzi nie tylko pod wpływem wstrząsu, ale także pod wpływem powolnych zmian w ciśnieniu hydrostatycznym. W dalszym ciągu, omawiając znaczenie upłynnienia przy powstawaniu osuwisk, podkreśla, że jeżeli warstwa upłynniająca się jest cienka, to jej działanie ogranicza się do wytworzenia powierzchni poślizgu. Jeśli jest natomiast dużej miąższości, to działa czynnie w procesach osuwiskowych. Po tiksotropijnym upłynnieniu nie zachodzą istotne różnice pomiędzy ruchem w strefie

subakwatywnej i subaeralnej. Nie upłynnione osady powierzchniowe są biernie, jak kry, unoszone przez płynącą masę. A c k e r m a n n (1) jako przykład układu sprzyjającego powstawaniu osuwisk z upłynnienia podaje terasy rzeczne, zawierające wkładki osadów, które mogą ulec upłynnieniu. Jeśli wkładka takiego osadu jest gruba, o dużej rozciągłości w stosunku do strefy krawędziowej, wówczas cała spływa, a pokrywa osadów sztywnych jest rozrywana na płyty, oddzielone od siebie i zatopione w szlamie. Ruch spływowy może osiągnąć odległość wielu kilometrów. Przy łagodnie opadającym zboczu i wyklinowującej się ławicy osadu tiksotropijnego (rysunek u A c k e r m a n n a bardzo przypomina profil skarpy wiślanej koło Sandomierza) sztywna pokrywa zostaje pocięta szczelinami (lecz nie rozerwana), a rozciągłość osuwiska jest ograniczona. Autor ten podaje liczne przykłady osuwisk z upłynnienia w oparciu o literaturę norweską i szwedzką. Znamienna jest katastrofa, która zaszła w r. 1893 w Vaerdal. Zostało tam przemieszczone na odległość wielu kilometrów 55 000 000 m³ łu. W błotnistej masie płynęły budynki, a na ich dachach — ludzie, przebywając w ten sposób 6 km. Pół godziny przed katastrofą obserwowano u zwierząt wielkie zaniepokojenie. W 1930 r. w Thamhavn spłynęło 20—30 000 000 m³ materiału skalnego na odległość 11 km i osadziło się warstwą grubości 50 m. Czasami zjawisko upłynnienia podłoża poprzedzone jest utworzeniem się szczelin, chwieaniem się drzew i podziemnymi odgłosami (dudnienie, huk, świst). Czas płynięcia na ogół mierzy się minutami lub sekundami. Warto zwrócić uwagę na to, że w Kamieniu Nowym powstanie osuwiska zostało także poprzedzone podziemnymi odgłosami.

Także inni autorzy podają przykłady osuwisk z upłynnienia. C a r p (4) opisuje upłynnienie w kopalni odkrywkowej, gdzie 1 000 000 m³ materiału spłynęło na odległość 700 m w ciągu paru minut. K o p p e j a n (10) opisuje liczne osuwiska na Zelandii. Upłynnieniu podlegały morskie, przewiane piaski na wybrzeżu. W latach 1881—1946 na wybrzeżu Zelandii powstało nie mniej niż 229 osuwisk tego typu o kubaturze od 20 do 3 000 000 jardów sześciennych.

Osuwiska powstałe przez spłynięcie sztywnego nadkładu po upłynnionym podłożu nie były dotychczas opisane w literaturze polskiej. Wynika to zapewne z rzadkości występowania w Polsce zjawisk tego typu (przy czym w kraju największe zainteresowanie wzbudzały osuwiska karpackie, powstałe dzięki ruchom po powierzchniach poślizgu). Kamień Nowy może być pierwszym opisanym przykładem osuwiska z upłynnienia w Polsce. W związku z tym, że budowa geologiczna tego typu jak w Kamieniu jest charakterystyczna dla wyżynnych obszarów Polski, podobne osuwiska zapewne występują częściej. Obok osuwiska w Sandomierzu przy ulicy Browarnej, osuwisk w Słupczy i w Kamieniu, można

tu wymienić zerwę ziemną, powstałą w grudniu 1961 r. w Nałęczowie (Kłosowicz i Paluch — 9). Powstała ona w utworach lessowych i ilastych, spoczywających na średnioziarnistych piaskach. Według opisu proces przebiegał w podobnych warunkach jak w Kamieniu Nowym. W rzeźbie utworzonej formy można wydzielić strefę wysysania w części tylnej i strefę poziomego przemieszczenia sztywnej kry lessowej. Autorzy cytowanej notatki podają, że ubytek mas (objętość niszy) nie odpowiada przyrostowi (objętości jęzora). Jęzor tego osuwiska tworzą, tak jak w Kamieniu Nowym, piaski wypływające spod kry lessów. Autorzy próbują tłumaczyć nierówność mas zapadnięciem hipotetycznej próżni wewnątrz lessu, co nie wydaje się prawdopodobne. Do wyjaśnienia wystarczy przyjąć, że ruch mas piaszczystych odbywał się także pod nienaruszoną powierzchnią topograficzną przed czołem jęzora, o czym świadczy potraskanie betonowych murów piwnicy, która się tam znajdowała. Wszystkie dane wskazują na to, że zerwa ziemna w Nałęczowie mogła powstać w wyniku upłynnienia spągowych piasków i że jej mechanizm mógł być podobny do opisanego powyżej mechanizmu powstania osuwiska w Kamieniu Nowym. Bezpośrednią przyczyną katastrofy w Nałęczowie był mróz. Po okresie deszczów z temperaturą $+5^{\circ}\text{C}$, w nocy poprzedzającej powstanie osuwiska, temperatura spadła do -10°C . Tego rodzaju bodziec mógł wystarczyć do zakłócenia równowagi w odsłoniętej odkrywce piasków, do wzrostu ciśnienia wód gruntowych, których odpływ został utrudniony przez zamrożenie wysięków. Katastrofę w Nałęczowie poprzedził także podziemny odgłos, który rozległ się na kilkadziesiąt minut przed uruchomieniem mas ziemnych.

Analiza osuwisk z okolic Sandomierza pozwala wysunąć szereg wniosków natury ogólnej. W sprzyjających warunkach geologicznych osuwiska mogą powstawać dzięki upłynnieniu utworów budujących podłoże. Analiza już istniejących form osuwiskowych nie zawsze pozwala na odtworzenie przebiegu procesów, w wyniku których powstały. Decydująca w takim przypadku jest znajomość geotechnicznych właściwości utworów. Opisywane osuwisko w Kamieniu Nowym dzięki świeżości zachowanych form, struktur i znajomości cech materiału pozwoliło odtworzyć przyczyny i przebieg procesu. Można wydzielić dzięki temu w Polsce niżowej i wyżynnej typ osuwisk powstających na skutek upłynnienia jednego z ogniw profilu geologicznego. Przykładem tych osuwisk jest także prawdopodobnie zerwa w Nałęczowie, gdzie upłynnienie objęło stropową część piasków podlessowych. Osuwiska w Kamieniu Nowym, Sandomierzu, Słupczy i — prawdopodobnie — w Nałęczowie, powstały dzięki wzrostowi ciśnienia wód gruntowych, nasycających piaski. Istniejące deniwelacje spowodowały spłynięcie nadległych mas ziemnych.

Nie można wykluczyć innych możliwości upłynnienia materiału. Niektóre typy litologiczne utworów luźnych przybierają dynamiczne cechy ciał ciekłych bez nasycenia wodą. W tym przypadku (tikotropia) zewnętrzny, przypadkowy bodziec (Terzaghi — 18) może doprowadzić do gwałtownej zmiany właściwości fizycznych i wyzwolić analogiczny przebieg procesu.

Warunki geologiczne sprzyjające upłynnieniu są bardzo powszechne na terenie akumulacji plejstoceniowej, którą charakteryzuje następstwo facji piaszczystych i pylastych. Decydujące o stopniu prawdopodobieństwa wystąpienia ruchów masowych są fizyczne właściwości osadów, a szczególnie reakcja na zmiany stosunków wodnych. Badania tych cech materiału skalnego mogą pozwolić na przewidywanie i zapobieganie katastrofom (fot. 8).

Na zakończenie autorzy pragną podziękować Panu Prof. Dr Adamowi Malickiemu za wskazanie i zachęcenie do podjęcia tematu oraz Prof. Dr Stanisławowi Dżułyńskiemu i Doc. Dr Antoniemu Kleczkowskiemu za życzliwą dyskusję i pomoc w zebraniu literatury. Autorzy dziękują także Dr Andrzejowi Kęsikowi za udostępnienie materiałów terenowych, dotyczących osuwiska w Nałęczowie.

LITERATURA

1. Ackermann E.: Quickerden und Fliebsbewegungen bei Erdrutschen. Zeit. d. Geol. Ges., B. 100, Hannover 1948.
2. Bielecka M.: Tło geologiczne problemów budowlanych Sandomierza i jego okolic (Geological Background of Constructional Problems at Sandomierz and its Vicinities). Przegl. Geol., t. XV, z. 9, Warszawa 1967.
3. Buliński M.: Monografia miasta Sandomierza. Warszawa 1897.
4. Carp H.: Über Schwimmsand und Fliebs. Neues Jahrbuch für Min. Geol. und Paläontologie. Abt. B., H. 3, Stuttgart 1958.
5. Chudziński B.: Osuwiska itp. zjawiska w dolinie środkowej i dolnej Warty. Badania Geogr. nad Polską północno-zachodnią, t. 4/5, Poznań 1929.
6. Gelinek K.: Osuwiska nad Wisłą. Pamiętnik II Zjazdu Geogr. i Etnogr. Słow., Kraków 1929.
7. Guzik K.: Uwagi o powstaniu zsuwu na skarpie warszawskiej koło kościoła św. Anny (Trasa W—Z) oraz o warunkach jego ustalenia. Instytut Techniki Budowlanej, Prace Nauk. i Bad., nr 50, ser. B, z. 4, Warszawa 1950.
8. Kleczkowski A.: Osuwiska i zjawiska pokrewne. Wyd. Geol. Warszawa 1955.
9. Kłosowicz S., Paluch J.: Osuwisko blokowe (zerwa ziemna) w Nałęczowie (Block Landslide at Nałęczów). Czas. Geogr., t. XXXIII, z. 3, Wrocław 1962.
10. Koppejan A. W., van Wamelen B. M., Weinberg L. J. H.: Coastal Flow Slides in the Duth Province of Zeeland. 2nd Inter. Conf. Soil Mech. Found. Engl., vol. V, Rotterdam 1948.

11. Malicki A.: Rzeźba powierzchni ziemi. Geografia Powszechna, t. I, Warszawa 1962.
12. Sawicki L.: Osuwisko w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w roku 1913 w Galicji Zachodniej. Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. AU w Krakowie, t. LVI, ser. A, Kraków 1917.
13. Sharpe C. F. S.: Landslides and Related Phenomena. Columbia Univ. Press, New York 1938.
14. Sokołowski S.: Osuwisko w Sadowiu w przekopie kolejowym (Landslide in Sadowie in the Railway Cutting—Tunel—Kraków). PIG, Biul. 32, Warszawa 1947.
15. Świdorski B.: Przyczynki do badań nad osuwiskami karpackimi (Sur les éboulements dans les Karpates). Przegl. Geogr., t. XII, Warszawa 1932.
16. Teisseyre H.: Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia (Matériaux pour l'étude des éboulements dans quelques régions des Karpates et des Subkarpates). Rocznik PTGeol. XII, Kraków 1936.
17. Terzaghi K., Peck R. B.: Soil Mechanics in Engineering Practice. John Wiley and Sons, New York 1948.
18. Terzaghi K.: Mechanism of Landslides. Geol. Soc. Am. Engineering Geology, Barkley Vol. November, New York 1950.
19. White L., Prentis A.: Cofferdams. Columbia Univ. Press, New York 1950.
20. Żenczykowski W.: Walka z żywiołem zsuwu na wzgórzu kościoła św. Anny w Warszawie. Inst. Tech. Budowl., Prace Nauk. Bad., 50, ser. B, Warszawa 1950.

OBJAŚNIENIA FOTOGRAFII

Fot. 1. Jęzor osuwiska przy ul. Browarnej w Sandomierzu.

Fot. 2. Resztki zabudowań gospodarczych na krawędzi drugiego bloku w I odgory strefie osuwiska w Kamieniu Nowym.

Fot. 3. Szczeliny w II strefie osuwiska. W prawej części fotografii widoczna ściana bloku strefy I.

Fot. 4. Strefa diapirów piaszczystych — strefa I.

Fot. 5. Strefa silnie strzaskana i wypiętrzona — strefa III.

Fot. 6. Słabo spękany i nie przemieszczony odcinek zbocza z drogą — strefa IV.

Fot. 7. Wał brzeżny w lewej (północnej) strefie marginalnej osuwiska.

Fot. 8. Ruiny domu mieszkalnego na osuwisku w Kamieniu Nowym.

РЕЗЮМЕ

Весной 1967 г. в результате ненормальной гидрогеологической ситуации (продолжающееся в течение двух лет поднятие зеркала грунтовой воды) на откосе берега Вислы в окрестности Сандомежа появился ряд оползней. Один из них, самый большой, произошел 18.III. 1967 г. в деревне Камень Новы, который был подробно исследован.

Базу откоса образуют краковецкие илы (сармат), а в покрове четвертичного периода можно выделить старшую песчанистую серию мощностью 15—20 м и младшую пылевидную с прокладками илов общей мощности 10—15 м. Эти две серии участвовали в движении оползня. Образовавшаяся форма, длиной 200 м и шириной 150 м, делится на ряд поперечных зон.

Первую зону образуют два лессовых массива, ротационно сползшие из-за лишения подпоры в результате образования главной ниши оползня. Эти массивы осели одновременно с подстилающими валунными глинами, илами и песками. Вторую сверху серию в пределах главной ниши характеризуют глубоко осевшие массивы пылевых формаций, указывающие на всасывающие процессы. Самой интересной является третья зона, поднятая над уровнем первоначального склона и характеризующаяся своеобразными песчаными гребнями. Это песчаные гребни и пики (толщина — 20—30 см, высота — 50—150 см), выдавленные из расселин. Пиковый песок бесструктурный, хотя исходный материал обладал слоистой структурой. Четвертую зону составляет не нарушенный участок первоначального склона, а только рассеченный мелкими расселинами. Из под него разлился на поверхности дна долины Вислы оползневый язык (зона пятая).

Благодаря морфологическому анализу существующей формы и ин-формации очевидцев (жители хозяйства, уничтоженного оползнем) удалось воспроизвести ход и механизм процесса. В результате насыщения водой песчанистых формаций и возникновения добавочного раздражителя (им могло быть сотрясение, вызванное, проходящим мимо в то же самое время, поездом) наступило спонтанное ожигание песков. Они сплыли в долину, унося на своей поверхности твердые валуны илистых и пылевых формаций. В задней части оползня в результате движения песков, зависящего от принципов гидравлики, образовалась всасывающая зона. Зона диапировых складок была результатом провала подстилающего слоя, где вектор движения песков был направлен перпендикулярно кверху.

В геоморфологической литературе, посвященной оползневым процессам, известны случаи оползней спонтанного ожигания (между ними были Terzaghi — 18, Terzaghi и Peck — 17, Коррежан — 10, Askermann — 1 и Сагп — 4). Оползень в Камене Новом является первым этого типа примером оползня, описанным в Польше. Главной движущей силой процессов было движение ожиганных песков ниже топографической поверхности, когда, ле-

жащие выше, массы пылевых формаций оставались пассивными. Удалось также установить, что, вероятно, тот же самый процесс был причиной образования оползней в Слупче и Сандомеже, близлежащих участков откоса берега Вислы. Нельзя исключить из этой группы небольшого оползня, образовавшегося в Наленчове в 1961 году.

Практические заключения, следующие из изучения в Польше оползней, образованных в результате спонтанного ожижения, констатируют: при благоприятных морфологических условиях начало движения оползней может произойти благодаря присутствию в профиле песков, пылей и подобных пород, поддающихся спонтанному ожижению. Предсказание движений масс и их предупреждение решает знакомство с литологией пород, строящих склоны, их физическими свойствами и, в частности, реакциями на изменения водных отношений и способностями спонтанного ожижения.

S U M M A R Y

During the spring of 1967, a number of landslides occurred along the Vistula river valley in the vicinity of Sandomierz. The conditions conducive to sliding, developed during the period of two years preceding the time sliding, were due to the rise of ground-water level consequent upon an abnormal rainfall situation. The landslide of March 18 which occurred at Nowy Kamień was selected for detailed investigations and description. Topography of the area affected by sliding is constituted by one of the scarps, the base of which is made up of the Upper Miocene (Sarmatian) clays (Krakowiec clays).

Overlying these clays are the Quaternary deposits in which two successive members differing in lithological composition can be distinguished. The lower member, 15—20 m thick, consists of sands. The upper one, 10—15 m thick, is made up chiefly of loesses and silts intercalated with clays.

The topographic form which resulted from sliding is about 200 m long and 150 m broad. Proceeding from upper to lower position the following transverse zones can be distinguished:

1. The first and the uppermost zone which consists of two rotated slip blocks of loess. These blocks were formed simultaneously with the formation of the main landslide alcove. Deprived of support they settled vertically together with the underlying glacial till clays and sands.

2. The second zone. Within the main landslide alcove this zone is characterized by the presence of slip blocks, made up of loess and sagged downward in a manner indicative of section.

3. The third zone. This one is of particular interest. Here the slide material had been piled up above the original slope level. The surface of this material is covered with peculiar sand diapirs arising from crevices. The diapirs show ridge and pillar-like forms. Though the source material of sand injections is stratified, the diapirs themselves are made up of a structureless mass of sand.

4. The fourth zone represents segments of an undisturbed slope. Only minor fractures are observed here.

5. The fifth zone consists of masses which flowed outward from beneath the undisturbed segment as an earthflow and spread over the bottom of the Vistula valley to form a tongue-like body.

The interferences drawn from geomorphological investigations and the information supplied by local residents leads to the conclusion that the sliding started with the liquefaction of sands underlying the silty and clayey materials. The conditions for such a liquefaction were brought about by high hydrostatic pressure of the ground water. The impulse for the liquefaction might have been given, for instance, by the train which actually happened to pass nearby the site of sliding at the same time. The liquefied material then started to flow carrying blocks of loess with it. In the upper part of the landslide alcove a zone of suction was produced while lower down the sand was squeezed upwards to form diapiric injections.

Landslides resulting from spontaneous liquefaction are well known (e.g. Terzaghi — 18, Terzaghi and Peck — 17, Koppejan — 10, Ackermann — 1, and Carp — 4). The case under consideration however is the first of this kind described from Poland. The main factor controlling the sliding is here the movement of the liquefied sand beneath the topographic surface. The superficial masses behaved in a passive way. Similar processes of liquefaction account for the landslides at Słupcza and Sandomierz and presumably also for the slope failure at Nałęczów in 1961.

The recognition of landslides produced by spontaneous liquefaction is of importance for practical cases. It appears that under suitable conditions the landslides may be initiated and controlled by liquefaction of sands and thixotropic clays. Hence an understanding of lithological composition and mechanical properties of sediments, and in particular the processes of conversion of such sediments into quick conditions is of primary importance for preventing and prediction of landslides.



Fot. 1



Fot. 2

fot. K. Pękala

J. Butrym, M. Harasimiuk, A. Henkiel, K. Pękala



Fot. 3



Fot. 4

fot. K. Pękala

J. Butrym, M. Harasimiuk, A. Henkiel, K. Pękala



Fot. 5



Fot. 6

fol. K. Pękala

J. Butrym, M. Harasimiuk, A. Henkiel, K. Pękala



Fot. 7



Fot. 8

EXPLANATION TO PHOTOS

Photo 1. The landslide tongue on the Browarna Street in Sandomierz.

Photo 2. The relics of farmstead on the second block borders (The uppermost zone).

Photo 3. The crevices in the second zone of landslide. The wall of the first zone block is visible in the right part of photography.

Photo 4. The sand diapirs in the third zone

Photo 5. The strongly fractured and piled up part of third zone.

Photo 6. The segments of undisturbed slope (forth zone).

Photo 7. The inshore embankment in the northern part of landslide marginal zone.

Photo 8. The ruins of house on the landslide in Kamień Nowy.

