

**Rozwój osuwisk w strefie brzegowej  
sztucznych zbiorników wodnych  
na przykładzie osuwiska centralnego  
w Dobrzyniu nad Wisłą, zbiornik włocławski\***

*Development of landslides in the shore zones of reservoirs, as exemplified  
by the central landslide at Dobrzyń-on-the-Vistula, Włocławek Reservoir*

**MIECZYŚLAW BANACH**

Instytut Geografii i Studiów Regionalnych, Akademia Pomorska,  
76-200 Słupsk, ul. Partyzantów 27; banach\_apsl@wp.pl

**HALINA KACZMAREK, SEBASTIAN TYSZKOWSKI**

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN,  
87-100 Toruń, ul. Kopernika 19;  
halina@geopan.torun.pl sebastian.tyszkowski@geopan.torun.pl

**Zarys treści.** W artykule autorzy prezentują wyniki badań dynamiki oraz prawdopodobne przyczyny ponadprzeciętnej aktywizacji w 2011 r. osuwiska centralnego w Dobrzyniu nad Wisłą, rozwijającego się w obrębie strefy brzegowej zbiornika włocławskiego, na tle ponad 40-letnich, własnych badań tej formy. Jest to unikalny przykład długookresowych badań rozwoju ruchów masowych w strefie brzegowej sztucznego zbiornika wodnego.

**Słowa kluczowe:** osuwisko, zagrożenia, monitoring ruchów masowych, zbiornik włocławski, Dobrzyń nad Wisłą, osuwisko centralne.

## **Wprowadzenie**

Osuwiska funkcjonujące w obrębie stref brzegowych sztucznych zbiorników wodnych są formami różnego typu i wieku – zarówno reaktywowanymi, istniejącymi na danym obszarze przed powstaniem zbiornika, jak i zupełnie nowymi, tworzącymi się na obszarach wcześniej nieobjętych procesami osuwiskowymi.

---

\* Praca finansowana częściowo ze środków na naukę w latach 2007–2009 jako projekt badawczy N N306 033033, ze środków na naukę w latach 2009–2012 jako projekt badawczy N N306 086037, oraz przy wsparciu projektu ICLEA.

Powstają w obrębie stref brzegowych zbiorników młodych, dopiero co spiętrzanych i tych z kilkudziesięcioletnim już okresem eksploatacji, o (wydawałoby się) ustabilizowanej strefie brzegowej, gdzie procesy morfodynamiczne na otaczających zboczach powinny wygasnąć (Gatto i Doe, 1987; Riedel, 1997; Ovčinnikov i inni, 1999; Kozyreva, 2001; Nazarov, 2008; Kaczmarek i Tyszkowski, 2009; Kaczmarek 2010a, b).

W niniejszym artykule autorzy prezentują wyniki badań dynamiki oraz prawdopodobne przyczyny ponadprzeciętnej aktywizacji osuwiska centralnego w Dobrzyniu nad Wisłą (strefa brzegowa zbiornika wrocławskiego) w 2011 r., na tle ponad 40-letnich, własnych badań tej formy (Banach, 1994; 2006).

Osuwiska na zboczach sztucznych zbiorników wodnych nie były przedmiotem większego zainteresowania badaczy do 1963 r., kiedy to miało miejsce tragiczne w skutkach osuwisko przy zaporze zbiornika Vajont (północno-wschodnie Alpy, Włochy). Do zaledwie trzyletniego zbiornika, 9 października 1963 r., zeszło ogromne, odnowione osuwisko o powierzchni około 2 km<sup>2</sup>. Jego kubaturę oszacowano na 270 mln m<sup>3</sup>. Wkraczając do zbiornika wzbudziło falę, która przekroczyła zaporę o wysokości 262 m warstwą 100 m i pozbawiła życia około 1900 osób, nie niszcząc zapory (Genevois i Ghirelli, 2005; Alonso i inni, 2010). Tempo przemieszczania osuwiska wyniosło 20–25 m s<sup>-1</sup>, a całe zdarzenie trwało zaledwie 20–25 s (Panizzo i inni, 2005).

Obecnie powszechnie uznany jest niekorzystny wpływ napełniania i późniejszej eksploatacji sztucznych zbiorników wodnych na stabilność otaczających je zboczy (Banach, 1985; Deng i inni, 2005; Xue i inni, 2009); skutkiem tego jest wyraźna aktywizacja istniejących oraz rozwój nowych osuwisk w bezpośrednim otoczeniu zbiorników, szczególnie w pierwszych latach ich funkcjonowania (Jones i inni, 1961; Banach, 1985; Trzcinski i Demianovič, 1977; Wang i inni, 2004; 2005; Fawu i inni, 2006). W. Riemer (1995) na podstawie analizy 60 publikacji dotyczących osuwisk na zboczach zbiorników wodnych stwierdził, że 85% z nich powstaje na etapie budowy i napełniania zbiorników, bądź w okresie pierwszych dwóch lat ich funkcjonowania. W ocenie Raportu Komisji Wielkich Zapór, 75% osuwisk rozwijających się w strefach brzegowych sztucznych zbiorników wodnych to formy stare, reaktywowane (*Reservoir Landslides...*, 2002). Według N.N. Nazarova (2006, 2008) na brzegach zbiorników kaskady rzeki Kamy na początku lat 1990., po 40 latach eksploatacji zbiorników, na 10 starych form osuwiskowych 7–8 było aktywnych.

Głównym czynnikiem zarówno aktywizującym stare osuwiska, jak i przyczyniającym się do rozwoju nowych form, w czasie spiętrzania zbiornika jest spadek kohezji gruntów poniżej poziomu wody w zbiorniku (Loo, 2006). Ponadto zbocza otaczające zbiornik w fazie jego napełniania są destabilizowane z powodu wzrostu ich nachylenia w wyniku zatopienia, a następnie abrazyjnego podcinania ich dolnej części (Ovčinnikov i inni, 1999).

Istotnymi czynnikami aktywizującymi osuwiska w strefach brzegowych sztucznych zbiorników wodnych są też ekstremalne zjawiska hydrometeorologiczne, tj. intensywne opady i roztopy (Schuster, 1979) oraz nagłe, bardzo duże zrzuty wody ze zbiornika, przekraczające wartości średnie dla danego obiektu (Jones i inni, 1961; Rybář, 1974; Vichas i inni, 2001; Schuster i Wiczorek, 2002; Spanila i inni, 2002; Deying i inni, 2010; Zhang i inni, 2010; Pinyol i inni, 2012), powodujące zmianę ciśnienia wód gruntowych w zboczu. Współdziałanie tych czynników może przyczynić się do wzrostu aktywności procesów osuwiskowych (He i inni, 2008). Wzrost uwilgotnienia gruntów na zboczu powoduje zmianę równowagi sił w gruncie, głównie poprzez zmniejszenie ich spójności oraz obniżenie wartości kąta tarcia wewnętrznego.

Z 500 osuwisk jakie pojawiły się w strefie brzegowej Zbiornika Roosevelta w pierwszych latach jego eksploatacji, w okresie 1942–1953, blisko 50% powstało w pierwszych 2 latach eksploatacji, natomiast kolejne 30% w 3 okresach dużego obniżenia poziomu wody w zbiorniku: w 1944, 1952 i 1953 r. gdy zrzuty wody wynosiły odpowiednio 9, 18 i 9 m (Jones i inni, 1961; Schuster, 1979). Ponowne, bardzo wyraźne ożywienie osuwisk zaobserwowano w latach 1969–1974, kiedy doszło do obniżenia poziomu wody o 40 m. R.L. Schuster (1979) podkreśla jednak, że aktywizacja w latach 1973–1975 pokrywa się z dużo wyższymi niż średnia sumami opadów deszczu. Przypuszcza on ponadto, że przy normalnych warunkach eksploatacyjnych zbiornika większy wpływ na aktywizację osuwisk wywierają tu wiosenne roztopy śniegu niż wahania poziomu wody w zbiorniku.

Osuwiska w strefach brzegowych sztucznych zbiorników wodnych – zarówno nowe jak i reaktywowane – często pozostają aktywne przez cały okres funkcjonowania zbiornika (Ovčinnikov i inni, 1999), a ich ruch ma charakter pulsacyjny, tj. okresy aktywizacji rozdzielone są okresami stabilizacji (Nazarov, 2008, Banach, 1985).

## Obszar badań

Zbiornik wrocławski został utworzony w 1969 r. Jest to największy pod względem powierzchni ( $70 \text{ km}^2$ ) i drugi pod względem objętości ( $376 \text{ mln m}^3$ ) (Gierszewski i Szymańda, 2010) zbiornik zaporowy w Polsce. Jego średnia głębokość wynosi 5,5 m, maksymalna 13 m, długość 55 km, a szerokość 2 km. Jest to typowy zbiornik nizinny, typu dolinnego, o niewielkich wahańach stanów wody, nieprzekraczających rocznie 1 m. Średnie dobowe wahania wody to najwyżej, 20 cm (Banach, 2004). Zbiornik ma przebieg NW–SE. Położony jest w strefie brzeżnej Wału Kujawsko-Pomorskiego, stanowiącego część Wału Środkowopolskiego, co warunkuje odmienną budowę geologiczną i morfologię prawego i lewego brzegu zbiornika. Brzeg lewy, niższy, zbudowany jest z plejstoceńskich piasków glacialnych oraz późnoglacialnych i holocenijskich osadów eolicznych, prawy natomiast stanowi wysokie zbocze wysoczyzn

Dobrzyńskiej i Płockiej, o wysokości 40 m i nachyleniu od  $10^\circ$  do  $50^\circ$ . Budują je neogeńskie i plioceńskie ropy i piaski pokryte plejstoceniowymi osadami glacialnymi i fluwioglacjalnymi (Banach, 1977). Zbocze to było kształtowane przez procesy osuwiskowe jeszcze przed utworzeniem zbiornika. Obecnie blisko 32% całkowitej długości prawego brzegu zbiornika, tj. 14,5 km, objęte jest ruchami masowymi (Banach i Spanila, 2000). Jednym z większych, czynnych w obrębie strefy brzegowej osuwisk jest osuwisko centralne w Dobrzyniu nad Wisłą (ryc. 1).



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań

Opracowanie własne, podobnie pozostałe ryciny.

Location of study area

Authors' own elaboration, as well as other figures.

Osuwisko centralne w Dobrzyniu ma długość 220 m, szerokość od 60 do 90 m i powierzchnię około 2 ha (ryc. 2). Skarpa główna osuwiska jest położona na wysokości 99 m npm., a znajdujące się częściowo poniżej poziomu wody w zbiorniku czoło osuwiska kontaktuje się z linią brzegową na 57 m npm. Średnie nachylenie osuwiska wynosi  $13^\circ$ . Formę należy sklasyfikować jako osuwisko rotacyjne, stosując klasyfikację D. Varnesa (1978) i UNESCO (WP/WLI, 1993), czy zsuw ze ścięcia wg M. Banacha (1977). Górna część niszy osuwiskowej założona jest w utworach czwartorzędowych (dwie warstwy gliny zwałowej przedzielone utworami piaszczystymi) o miąższości około 20 m, zalegających na ropy plioceńskich. Głębokość występowania najbardziej aktywnych powierzchni poślizgu określono na 7, 9 i 16 m, na podstawie badań inklinometrycznych na 3 stanowiskach (Madej, 1981).



## **Metody badań**

Badania osuwiska centralnego w Dobrzyniu nad Wisłą prowadzone są od 1969 r. Założono wówczas sieć 20 punktów pomiarowych, których położenie określono metodami geodezyjnymi. Pomiary były wykonywane początkowo co kilka miesięcy, później co kilka lat. Od 2002 r. nastąpiła przerwa w pomiarach, do których powrócono w kwietniu 2010 r. Założono wówczas nową sieć pomiarową, w którą włączono zachowane starsze repery. Od 2010 r. pomiary powierzchniowych przemieszczeń gruntu wykonuje się za pomocą tachimetru Leica TC500. Łącznie stworzono sieć 15 punktów pomiarowych, których przemieszczenie odzwierciedla dynamikę osuwiska od 1970 do 2011 r.

W trakcie kartowania geomorfologicznego i określania zarysu form wykorzystywano odbiornik różnicowy DGPS Trimble GeoXT. Od kwietnia 2010 roku wykonano 7 serii pomiarowych. Wektory i wartości przemieszczeń przedstawione zostały na rycinach 2 i 4. Wykorzystane w niniejszych badaniach dane meteorologiczne pochodzą ze Stacji Terenowej Zakładu Zasobów Środowiska i Geozagrożeń (dawniej Geomorfologii i Hydrologii Niżu) IGiPZ PAN w Dobiegniewie, zlokalizowanej na przeciwległym brzegu zbiornika wrocławskiego, w odległości 2 km od osuwiska.

## **Uwarunkowania geologiczne i geomorfologiczne funkcjonowania osuwiska centralnego**

Strefa krawędziowa doliny Wisły w rejonie Dobrzynia zbudowana jest z utworów miocenu, pliocenu i czwartorzędu. Utwory miocenu, o miąższości od 10 do nawet 120 m, reprezentowane są przez ropy, gliny pylaste, piaski oraz kilka pokładów węgla brunatnego. Wśród utworów plioceńskich dominują ropy, natomiast utwory czwartorzędu – to dwie warstwy glin zwałowych, o miąższości 15–30 m, rozdzielonych 3-metrową warstwą piasku ze żwirem, zalegające na bruku morenowym.

Istotne znaczenie dla rozwoju osuwiska centralnego ma lokalny układ warstw geologicznych (Banach, 1977). Niemal na całym prawobrzeżnym odcinku zbiornika występują glaciektonicznie sfałdowane utwory negoeńskie, pokryte horyzontalnie zalegającymi osadami czwartorzędu (Osaficzuk, 1998). Amplituda fałdów utworów neogeńskich waha się do 40 do 90 m, a osie tych form mają przebieg NW–SE, tj. niemal prostopadły do osi zbiornika. Wąskie antykliny, obejmujące głównie utwory miocenne, wychodzą do 25 m ponad poziom wody w zbiorniku. Wyniesienia te poprzedzielane są głębokimi i znacznie szerszymi od nich obniżeniami (synklinami), schodzącymi poniżej lokalnej bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły. Występujące na tym obszarze osuwiska, w tym osuwisko centralne, umiejscowione są w osiach synklin, w miejscach gdzie ropy plioceńskie

znajdują się powyżej rzędnych zwierciadła wody zbiornika. Dla przekształconych glaciektogenicznie ilów charakterystyczne jest występowanie szczelin, spękań i zlustrowań, co wpływa na obniżenie ich parametrów wytrzymałościowych (Meissner, 1967; Wysokiński, 2006; Wiłun, 2007).

Z uwagi na duże zróżnicowanie i przemieszczenia warstw geologicznych, w obrębie osuwiska nie jest możliwe wyróżnienie wyraźnych poziomów wodonośnych, gdyż wody z różnych stratygraficznie utworów łączą się ze sobą. Ponadto system spękań w utworach neogeńskich ułatwia krążenie wody.

### **Rozwój osuwiska centralnego przed zdarzeniem osuwiskowym w 2011 r.**

Osuwisko centralne należy do starych form osuwiskowych i było aktywne na długo przed powstaniem zbiornika wrocławskiego (Banach, 1977). Jego rozwojowi sprzyjał specyficzny układ warstw geologicznych oraz erozyjna działalność Wisły, podcinającej strefę krawędziową w rejonie Dobrzynia, tym bardziej, że to tu przebiegał główny nurt rzeki przed powstaniem zbiornika. Proces niszczenia zbocza był najbardziej intensywny przy wysokich stanach wody, gdy siła erozyjna rzeki wielokrotnie wzrasta. Przed spiętrzeniem wahania stanów wody Wisły na badanym odcinku osiągały 6 m (Glazik, 1978).

Utworzenie zbiornika wrocławskiego spowodowało zmianę procesów morfodynamicznych na zboczu doliny Wisły. Oddziałująca epizodycznie, głównie przy wysokich stanach wody, erozja boczna rzeki została zastąpiona długotrwałą (trwającą 9–10 miesięcy w roku) abrazją spowodowaną falowaniem wiatrowym. W efekcie spiętrzenia szerokość rzeki wynosząca 800–950 m (wraz z łachami śródkorytowymi) wzrosła do 1800–1950 m. Zatopieniu uległa dolna część zbocza doliny Wisły o szerokości 15–50 m wraz ze znaczną częścią koluwiów osuwisk, w tym osuwiska centralnego. Zalana część zbocza w kolejnych latach poddawana była intensywnemu rozmywaniu przez fale. W okresie pierwszych czterech lat po spiętrzeniu brzeg Wisły na odcinku osuwiska centralnego cofnął się o 5 m, pomimo że czołowe partie osuwiska w tym okresie przemieściły się ku Wiśle o 15 m. Wraz z utworzeniem zbiornika u podnóża zbocza rozpoczął się proces kształtowania platformy przybrzeżnej, która początkowo wąska i stroma, w latach osiemdziesiątych osiągnęła już 17–22 m szerokości, przy nachyleniu 4–6°. Jej poszerzanie sukcesywnie ograniczało efektywność abrazyjnego rozmywania zbocza, a tym samym przemieszczanie koluwiów. Nie bez znaczenia dla rozwoju ruchów masowych w obrębie zbocza doliny Wisły pozostawały duże, kilkudziesięciocentymetrowe, krótkotrwałe wahania stanów wody, związane z hydroenergetyczną funkcją zbiornika szczególnie w pierwszych latach jego eksploatacji (Banach, 1994).

Zmianie uległy również warunki hydrogeologiczne, w jakich rozwijało się osuwisko centralne. Przegrodzenie Wisły zaporą nastąpiło w 1969 r., a rok póź-

niej zakończono piętrzenie do zakładanych rzędnych. W rejonie Dobrzynia nad Wisłą zwierciadło wody zbiornika zostało podniesione o około 8 metrów w stosunku od średnich stanów wody sprzed zalania i 2,9 m powyżej najwyższych notowanych stanów. Roczne amplitudy stanów wody zmniejszyły się trzykrotnie, z 6 m do maksymalnie 2 m (Glazik, 1978). Spiętrzenie Wisły spowodowało również znaczne zmiany w krążeniu wód gruntowych w strefie krawędziowej. Nastąpił spadek zwierciadła wód podziemnych w strefie zbocza, tj. w pasie o szerokości 200–300 m, z 4–8 m do 1–4 m, a amplituda wahań ich poziomu zmalała 6–8-krotnie i obecnie nie przekracza 0,5–0,6 m (Banach, 1977, 1985). Skutkowało to zmniejszeniem spadku hydraulicznego, a co za tym idzie zmniejszeniu uległo ciśnienie spływowe wód podziemnych. Wpłynęło to pozytywnie na stateczność zbocza. Podwyższenie poziomu wody spowodowało również zmiany hydrogeologiczne w osuwisku, m.in. zalane zostały powierzchnie poślizgu rozwinięte w iłach plioceńskich.

W następstwie zmian warunków morfodynamicznych i hydrogeologicznych związanych z utworzeniem zbiornika włocławskiego nastąpił wyraźny wzrost aktywności osuwisk rozwijających się wzdłuż całego prawego zbocza zbiornika (Banach i Spanila, 2000). Tempo przemieszczeń osuwisk, w tym osuwiska centralnego, w pierwszych latach eksploatacji zbiornika wyraźnie wzrosło. Wartości przemieszczeń sprzed okresu piętrzenia (1959–1970), określone na podstawie pomiarów fotogrametrycznych, wynosiły 2,6 m na rok, a w pierwszych czterech latach eksploatacji zbiornika, 1971–1974, wzrosły do 3,6 m rocznie, tj. o 38% (Banach, 1977). Ponadto, w przekroju podłużnym osuwiska zaznaczyło się wyraźne zróżnicowanie prędkości przemieszczeń koluwiów. Wynosiły one 1,8 m w części górnej, 2,5 m w części środkowej i 3,6 m w części dolnej osuwiska. Podobny rozkład prędkości przemieszczeń koluwiów utrzymywał się do 1984 r. i średnio w okresie 1970–1984 wynosił odpowiednio: 1,4 m; 2,4 m i 3,2 m rocznie. Skarpa główna osuwiska w tym okresie cofnęła się o 30 m. W kolejnych okresach, w latach 1980. i 1990. dynamika osuwiska wyraźnie spadła, do 1,0–1,7 m na rok, tj. do wielkości sprzed spiętrzenia rzeki, i na tym poziomie utrzymywała się do 2002 r., kiedy w następstwie intensywnych opadów deszczu doszło do wyraźnego, krótkotrwałego ożywienia formy. W latach 1983–2002 skarpa główna osuwiska cofnęła się o 8–15 m.

### **Przebieg procesu osuwiskowego w 2011 roku**

W okresie od grudnia 2002 do jesieni 2010 r. osuwisko centralne przemieszczało się w tempie niemal jak przed spiętrzeniem rzeki, tj. 1–2 m rocznie. W latach 2005–2009 w Dobrzyniu nad Wisłą przeprowadzono prace inżynierskie zmierzające do budowy portu jachtowego oraz turystycznego zagospodarowania fragmentu brzegu zbiornika włocławskiego obejmującego m.in. osuwisko centralne.



Wykonane zostało m.in. powierzchniowe odwodnienie osuwiska, a przed jego czołem nasypiano refulat z piasku, tworząc półkę plażową o szerokości 15–23 metrów, zabezpieczoną od strony wody gabionami. Półka ta pełniła jednocześnie funkcję przypory dla osuwiska centralnego. Obserwacje terenowe wskazywały na wyraźne zmniejszenie prędkości przemieszczania się osuwiska po wykonaniu powyższych prac zabezpieczających. Dopiero w październiku 2008 r. zauważono oznaki ruchu osuwiska: przesunięcia ścieżki zejściowej po osuwisku na nabrzeże i przemieszczenie zabezpieczeń sieci drenażu o 40–50 cm. Do końca marca 2009 r. przemieszczenia sięgnęły 90 cm, a w końcu maja 2010 przekroczyły 2 m. Od kwietnia do listopada 2010 r., wartość przemieszczeń reperów sieci geodezyjnej sięgnęła 3,6–4,3 m. Na początku stycznia 2011 doszło do nagłego zwiększenia prędkości przemieszczania osuwiska centralnego (fot. 1, 2). Intensywny ruch trwał do około 10 lutego 2011. W okresie od grudnia 2010 do lutego 2011 r. przemieszczenia poziome w obrębie osuwiska wyniosły 10,0–19,4 m. Maksymalne wartości, około 18–19 m, odnotowano w środkowej jego części. Sumaryczna wielkość zmian za okres 10 miesięcy największej aktywności osuwiska, tj. od kwietnia 2010 do lutego 2011 r., osiągnęła 13,2–23,1 m, z maksimum przemieszczeń w jego centralnej części (ryc. 2). Są to wielkości nadzwyczaj duże, nienio-



Fot. 1. Skarpa główna osuwiska centralnego, 16 lutego 2011 r.

Main scarp of the central landslide, February 16th, 2011

(Fot./Photo: S. Tyszkowski)

towane w 40-letnim okresie śledzenia dynamiki tej formy. Wartości te mogą być porównywalne jedynie z największymi przemieszczeniami powstałymi na początku lat 1970., w pierwszych latach po napełnieniu zbiornika. Skarpa główna osuwiska w okresie 2010–2011 uległa cofnięciu od 3 do 5 m.



Fot. 2. Czoło osuwiska centralnego. W centralnej części widoczna zniszczona zabudowa brzegu, w tle Góra Zamkowa. 16 lutego 2011 r.

Toe of the central landslide. Visible in the central part of the photo is destruction of part of the shore embankment, with Castle Hill in background. February 16th, 2011

(Fot./Photo: S. Tyszkowski)

Na powierzchni osuwiska, w efekcie opisanego nagłego intensywnego ruchu, powstały liczne progi, nisze wtórne i zagłębienia, które wypełniła woda. Całkowicie zniszczona została sieć drenażu powierzchniowego. Deformacjom uległa plaża, chodnik oraz gabionowe zabezpieczenie brzegu, które zostało zepchnięte do zbiornika przez napierające masy koluwalne. Dotychczasowa morfologia osuwiska uległa całkowitemu przemodelowaniu. Jego czoło wkroczyło do zbiornika na szerokości około 60 m, powodując przekształcenie jego dna, co potwierdzono w sondowaniach wykonanych w marcu 2011.

Po okresie intensywnego ruchu nastąpił okres stabilizacji osuwiska. Serie pomiarów wykonywane po zdarzeniu z lutego 2011 do listopada 2011 r. nie wskazują na znaczący ruch osuwiska. Największe wartości aktualnych przemieszczeń notowane są w centralnej części osuwiska i wynoszą średnio 2–3 cm na miesiąc. Na połowie reperów nie odnotowuje się ruchu.

## Wyniki badań i dyskusja

Przyczyny rozwoju osuwiska centralnego w okresie funkcjonowania zbiornika wrocławskiego do końca XX w. zostały dobrze rozpoznane i wielokrotnie opisane w literaturze (Banach, 1977, 1985). Jednakże zdarzenie, do którego doszło na początku 2011 r. zdecydowanie wykracza poza przewidywany „schemat” rozwoju ruchów masowych w tym obszarze. Skala i gwałtowność procesu osuwiskowego nakazuje szukać wielu przyczyn jego intensyfikacji, zarówno antropogenicznych (tj. wahania stanów wody w zbiorniku czy przeprowadzone prace inżynierskie), jak i naturalnych (tj. warunki meteorologiczne).

Przeprowadzone w latach 2005–2009 prace inżynierskie, obejmujące powierzchniowe odwodnienie osuwiska i nasypanie refulatu w jego części czołowej, mimo że w założeniu nie były działaniami stabilizującymi zbocze, okresowo pełniły właśnie taką funkcję. Rozpatrując rozwój osuwiska jako proces ciągły, o charakterze pulsacyjnym, można domniemywać, iż w efekcie przeprowadzonych działań doszło do kumulacji naprężeń w badanym masywie.

Drugim czynnikiem antropogenicznym, który mógł mieć wpływ na tempo przemieszczeń osuwiska, są wahania poziomu wody w zbiorniku wrocławskim. Znaczne, przekraczające wartości średnie i nagłe obniżenie poziomu wody w zbiorniku wodnym powoduje krótkotrwały wzrost spadku hydraulicznego w obrębie przyległych zboczy. Wielokrotnie czynnik ten wskazywano jako główną siłę sprawczą powstania bądź reaktywacji osuwisk rozwijających się w strefach brzegowych zbiorników wodnych oraz na brzegach rzek (Jones i inni, 1961; Rybář, 1974; Vichas i inni, 2001; Schuster i Wiczorek, 2002; Banach i Spanila, 2000; Spanila i inni, 2002; Deying i inni, 2010; Zhang i inni, 2010; Pinyol i inni, 2012; Tyszkowski, 2012). W celu zminimalizowania wpływu tego czynnika na rozwój osuwisk wprowadza się ograniczenia tempa zrzutu wody w zbiornikach. Na przykład, dla Zbiornika Roosevelta, są to wartości do 0,46 metra na dobę (Riedel, 1997), dla Zbiornika Nehranice 0,15 metra na dobę i łącznie nie więcej niż 10 m (Spanila, 1996), i podobnie 0,15 metra na dobę dla Zbiornika Canelles (Pinyol i inni, 2012). Rozpatrując wpływ nagłych zrzutów wody na aktywizację osuwisk należy pamiętać, że jako czynnik destabilizujący zbocze oddziałują one bardzo intensywnie, jednak krótkotrwanie. Funkcjonuje on wyłącznie w momencie występowania zwiększonego spadku hydraulicznego. Jego efekty są widoczne bezpośrednio po czy nawet w trakcie zaistniałej sytuacji hydrologicznej.

Średnie roczne stany wody w zbiorniku wrocławskim w całym okresie jego eksploatacji (1970–2011) oscylowały w granicach od 57,02 m npm. (1972 r.) do 57,30 m npm. (2005 r.). W lutym 2002 r. trwale podwyższono poziom wody w zbiorniku do rzędnej 57,30 m npm., tj. o blisko 0,2 m w stosunku do stanów wcześniejszych. Dobowe wahania, niezależnie od pory roku, oscylują wokół wartości średniej 18–20 cm, mieszcząc się w granicach 10–40 cm. Wahania

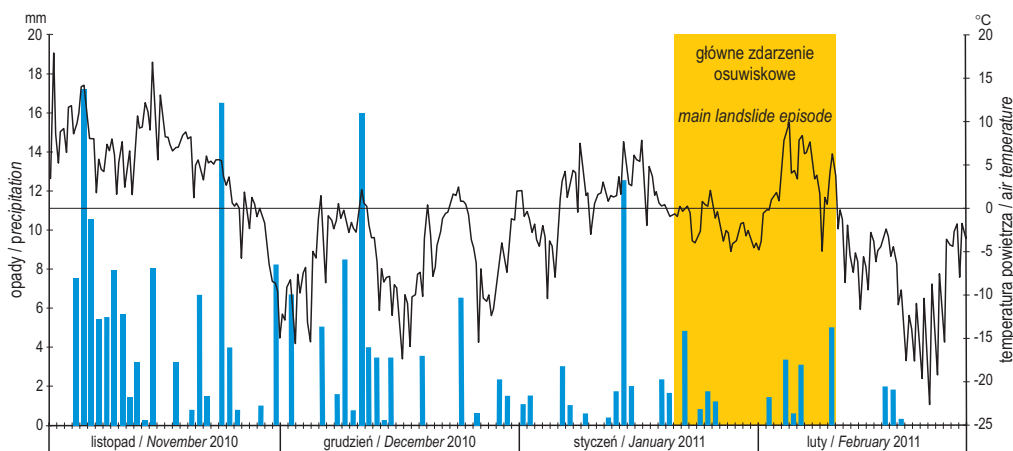
miesięczne rzadko przekraczają 50 cm, ale zdarzają się i ponad 130 cm. Roczne amplitudy stanów wody nie przekraczają na ogół 1 m, wahając się od 52 cm w 1990 do 169 cm w 1982 r.

Poszukując przyczyn wzrostu aktywności osuwiska centralnego na przełomie 2011 i 2012 r., przeanalizowano stany wody na zbiorniku wrocławskim w okresie poprzedzającym badaną sytuację. Średni stan wody na zbiorniku wrocławskim w 2010 r. to 57,15 m npm. (od 56,01 do 57,39 m npm.). Amplituda wahań dobowych wynosiła 139 cm, znacznie przekraczając średnie wartości z wielolecia. Szczególnie niekorzystne dla stabilności zboczy wahań stanów wody w zbiorniku, spowodowane zrzutem wody przygotowującym zbiornik do nadejścia fali powodziowej, wystąpiły na przełomie maja i czerwca tego roku. W ciągu jednej doby, 20 maja, poziom wody w zbiorniku został podniesiony o 65 cm, osiągając rzędną 57,40 m npm., przewyższając stany maksymalne o 10 cm. Z kolei już następnego dnia, 21 maja, został obniżony o 104 cm, do poziomu 56,36 m npm., a w kolejnych dniach do 56,01 m npm. Obniżony o około 1 m stan trwał przez 25 dni, do 15 czerwca. Tak znaczne i szybkie zmiany mogły mieć wpływ na stabilność osuwiska centralnego. Zestawienie okresu ich wystąpienia z dynamiką badanego osuwiska wskazuje, że prawdopodobnie ta zmiana była odpowiedzialna za wzrost prędkości przemieszczeń osuwiska w okresie pomiędzy lipcem a listopadem 2010. Nie była natomiast główną przyczyną nagłego ruchu osuwiska na przełomie stycznia i lutego 2011 r.

Aby wyjaśnić przyczyny ożywienia osuwiska centralnego od 2010 r., a szczególnie jego katastrofального przemieszczenia na przełomie stycznia i lutego 2011 r., przeanalizowano warunki opadowe i termiczne w tym okresie. Początek XXI wieku cechował się wyraźnym wzrostem opadów; dotyczy to przede wszystkim bardzo wilgotnego roku 2001 i wilgotnego roku 2002 wg klasyfikacji Z. Kaczorowskiej (1962), gdy roczna suma opadów wyniosła odpowiednio 826 i 630 mm. W tym okresie zaobserwowano wyraźne ożywienie osuwiska centralnego. W kolejnych latach, 2003–2009, sumy roczne opadów oscylowały wokół wartości średniej z wielolecia 1970–2010 wynoszącej 512,5 mm, zwykle nieco ją przewyższając. Znacząca zmiana nastąpiła w 2010 r., w którym suma opadów wyniosła 744,7 mm. Szczególnie wysokie opady wystąpiły w maju, w którym opad rejestrowany był przez 15 dni, a jego suma miesięczna wyniosła 154 mm – 350 % średniej z wielolecia 1971–2010. Okres najbardziej intensywnych opadów wystąpił między 20 a 22 maja (76 mm) i pokrywał się z bardzo dużymi wahaniami poziomu wody w zbiorniku – początkowo wzrostem, a następnie spadkiem o ponad 1 m. Kolejne miesiące, oprócz prawie bezdeszczowego października również cechowały się wyższymi opadami niż średnie z wielolecia 1971–2010. Łącznie opady półrocza letniego, maj–październik 2010, wyniosły 514 mm i przekroczyły średnią z wielolecia o 60%. Ponownie wysoki opad miesięczny zarejestrowano w listopadzie – 115 mm, tj. 315 % średniej z wielolecia 1971–2010. Długotrwały, trwający łącznie 20 dni opad, przy znikomym parowa-

niu, sprzyjał infiltracji wód w szczelinowate, rozluźnione koluwia. W grudniu 2010 r. opad, wynoszący 61 mm, przewyższył o 57 % wartość średniej sumy z wielolecia.

Od 26 listopada temperatura powietrza przez większą część dnia utrzymywała się poniżej 0°C, dochodziło do zatrzymania wody w gruncie oraz na powierzchni w postaci pokrywy śnieżnej. Między 7 i 20 stycznia oraz 4 i 11 lutego nastąpiło wyraźne ocieplenie – średnia dobowa temperatura powietrza wyniosła odpowiednio od –1,2 do 5,4 °C i od –3,2 do 8,2 °C. To nagłe ocieplenie, powodujące uwolnienie wody gruntowej i roztopy skumulowanego opadu śniegu spowodowało nawodnienie koluwiów. Ich ciężar wzrósł, co przy obniżeniu parametrów wytrzymałościowych gruntu doprowadziło do uruchomienia osuwiska centralnego na niespotykaną od wielu lat skalę między 20 stycznia a 10 lutego 2011 r. (ryc. 3, fot. 1, 2).



Ryc. 3. Czas trwania głównego zdarzenia osuwiskowego na osuwisku centralnym na tle dobowych sum opadów i temperatury powietrza

The duration of the main landslide incident in the central landslide against the background of daily precipitation totals and air temperature

Znaczenie opadów w rozwoju osuwiska centralnego jest szczególnie istotne również ze względu na jego usytuowanie w obrębie osi synkliny, która jest lokalnym węzłem hydrogeologicznym pełniącym rolę odbiornika spływu wód gruntowych z przyległego obszaru.

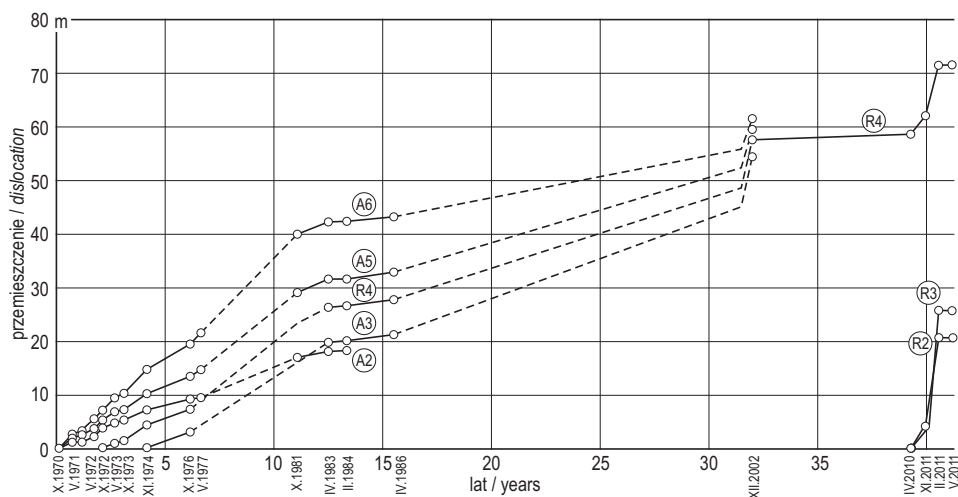
## **Wnioski**

Osuwisko centralne – to głębokie osuwisko rotacyjne rozwijające się w zboczu wysoczyzny, w obrębie pełniącej funkcję węzła hydrogeologicznego synkliny miocenińskiej. W 1969 r. znalazło się ono w obrębie strefy brzegowej zbiornika wrocławskiego. Zmiany hydro- i morfologiczne w brzeżnej strefie zbrocza w konsekwencji utworzenia zbiornika tj. podniesienie poziomu wód podziemnych i abrazyjne podcinanie zbrocza, spowodowały wyraźne, trwające około 10 lat ożywienie osuwiska centralnego o blisko 40%. Po tym okresie jego dynamika wyraźnie spadła do wielkości sprzed spiętrzenia rzeki.

Osuwiska rozwijające się w zboczach sztucznych zbiorników wodnych są szczególnie wrażliwe na warunki hydrometeorologiczne panujące zarówno w ich otoczeniu (ponadprzeciętnie duże, często długotrwałe opady i roztopy), jak i w samym zbiorniku (nagle, bardzo duże obniżenie poziomu wody, przekraczające wartości średnie dla danego obiektu). Prowadzone przez 40 lat obserwacje osuwiska centralnego wskazują, że podobnie jak w zdecydowanej większości osuwisk głębokich, główną przyczyną okresowej, wyraźnie większej aktywności są ponadprzeciętne, długotrwałe opady, na które osuwisko reaguje z opóźnieniem. Ruch osuwiska w takich sytuacjach jest wynikiem wzrostu ciśnienia porowego w obrębie płaszczyzny poślizgu wywołanego wzrostem poziomu wód gruntowych (Van Asch i inni, 1999). Zdecydowanie mniejsze znaczenie dla rozwoju osuwiska centralnego mają nagłe zmiany poziomu wody w zbiorniku wrocławskim. Osiągają one maksymalnie 1 m, czyli niewiele w porównaniu z innymi sztucznymi zbiornikami wodnymi.

Zarejestrowane na przełomie 2010 i 2011 r. przemieszczenia w obrębie osuwiska centralnego były największe w 40-letnim okresie prowadzenia obserwacji, porównywalne jedynie z przemieszczeniami zachodzącymi w pierwszych latach po napełnieniu zbiornika (ryc. 4). Od grudnia 2010 do lutego 2011 r., przemieszczenia w obrębie osuwiska wyniosły 10,0–19,4 m. Było to zapewne wynikiem nałożenia się na siebie ponadprzeciętnie wysokich, długotrwałych opadów deszczu w okresie letnim i jesiennym 2010 r. z roztopami śniegu i niekorzystnymi zmianami temperatury powietrza na przełomie 2010 i 2011 r. Ta niekorzystna sytuacja hydrologiczna wystąpiła po trwającej 8 lat stabilizacji osuwiska centralnego.

Zarejestrowane w ciągu 40 lat zmiany morfologii stoku osuwiska centralnego w Dobrzyniu nad Wisłą są przykładem długookresowych badań rozwoju ruchów masowych w obrębie strefy brzegowej sztucznego zbiornika wodnego, oraz zależności między warunkami klimatycznymi a geomorfologicznymi.



Ryc. 4. Wykres kumulacyjny przemieszczeń na wybranych reperach osuwiska centralnego w latach 1970–2011

Cumulative displacement graph for selected benchmarks of the central landslide in the years 1970–2011

## Piśmiennictwo / References

- Alonso E.E., Pinyol N.M., Puzrin A.M., 2010, *Catastrophic slide: Vaiont Landslide, Italy*, [w:] E.E. Alonso, N.M. Pinyol, A.M. Puzrin (red.), *Geomechanics of Failures. Advanced Topics*, Springer, Netherlands, s. 33–81.
- Banach M., 1977, *Rozwój osuwisk na prawym zboczach doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 124.
- Banach M., 1985, *Geodynamika zbocza doliny Wisły w Dobrzyniu*, Przegląd Geograficzny, 57, 4, s. 527–551.
- Banach M., 1994, *Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 161.
- Banach M., 2004, *Ewolucja strefy brzegowej zbiorników zaporowych*, Dokumentacja Geograficzna, 31, s. 11–12.
- Banach M., 2006, *Changes in geomorphology of new shoreline after the filling of the Włocławek artificial Lake*, Prace Geograficzne UJ, 116, s. 23–32.
- Banach M., Spanila T., 2000, *Geodynamic evolution of water reservoir banks*, Acta Montana, Institute of Rock Structures and Mechanics AS CR, Series A, 15, 116, s. 45–66.
- Deng J., Wei J., Min H., Tham L.G., Lee C.F., 2005, *Response of an old landslide to reservoir filling: A case history*, Science in China, Series E: Engineering & Materials Science, 48, s. 27–32.
- Deying L., Kunlong Y., Chin L., 2010, *Analysis of Baishuihe landslide influenced by the effects of reservoir water and rainfall*, Environment and Earth Sciences, 60, s. 677–687.

- Fawu Wang F., Peng X., Zhang Y., Huo Z., Takeuchi A., Araiba K., Wang G., 2006, *Landslides and slope deformation caused by water impoundment in the Three Gorges Reservoir, China*, IAEG Paper, The Geological Society of London, 137, s. 1–13.
- Gatto L.W., Doe W.W., 1987, *Bank conditions and erosion along selected reservoirs*, Environmental Geology and Water Sciences, 9, 3, s. 143–154.
- Genevois R., Ghirotti M., 2005, *The 1963 Vaiont Landslide*, Giornale di Geologia Applicata, 1, s. 41–52.
- Gierszewski P.J., Szmańda J.B., 2010, *Litodynamiczna interpretacja warunków akumulacji osadów dennych Zbiornika Włocławskiego*, [w:] T. Ciupa, R. Suligowski (red.), *Woda w badaniach geograficznych*, Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Instytut Geografii, Kielce, s. 169–177.
- Glazik R., 1978, *Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie*, Dokumentacja Geograficzna, 2–3.
- He K., Li X., Yan X., Guo D., 2008, *The landslides in the Three Gorges Reservoir Region, China and the effects of water storage and rain on their stability*, Environmental Geology, 55, s. 55–63.
- Jones F.O., Embody D.R., Peterson W.L., 1961, *Landslides along the Columbia River Valley, Northeastern Washington*, U.S. Geological Survey Professional Paper, 367.
- Kaczorowska Z., 1962, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*, Prace Geograficzne, IG PAN, 33.
- Kaczmarek H., 2010a, *Analiza zdjęć lotniczych oraz wyników pomiarów geodezyjnych w badaniach dynamiki strefy brzegowej sztucznych zbiorników wodnych – Zbiornik Jeziorsko, rzeka Warta*, Landform Analysis, 19, s. 19–26.
- Kaczmarek H., 2010b, *Przekształcenia brzegów Zbiornika Pakoskiego – skutki dla wybranych element środowiska przyrodniczego* [w:] J. Kordowski, D. Brykała, A. Bartczak, H. Kaczmarek, M. Słowiński, *Antropogeniczne i naturalne przemiany środowiska geograficznego województwa kujawsko-pomorskiego – wybrane przykłady*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 223, Warszawa, s. 81–92.
- Kaczmarek H., Tyszkowski S., 2009, *Using of the aerial and ground photogrammetry in monitoring shore zone of Jeziorsko Reservoir (Warta River, Central Poland)*, Geomorphologia Slovaca et Bohemica, 2, s. 7–12.
- Kozyreva E.A., 2001, *Sovriemiennyye opolznievyye processy v bieriegovoj zonie Bratskogo Vodochranilišča i gieodinamičeskij monitoring*, Strojenije litosfery i gieodinamika, Irkuck, s. 194–195.
- Loo H., 2006, *Reactivation Of An Old Landslide In Response To Reservoir Impoundment And Fluctuations*, University of Hong Kong, PhD Thesis Manuscript.
- Madej J., 1981, *Obliczeniowa prognoza stateczności skarpy wiślanej w Dobrzyniu n/Wisłą*, [w:] *Stateczność skarpy wiślanej i metody jej zabezpieczenia*, Towarzystwo Naukowe Płockie, Płock, s. 83–96.
- Meissner K., 1967, *Własności inżyniersko-geologiczne iltów poznańskich rejonu Konina*, Biuletyn IG, 231.
- Migoń P., 2006, *Geomorfologia*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Nazarov N.N., 2006, *Geografičeskoje izučenie bieriegov i akvatori kamskich vodochranilišč*, Geografičeskij viestnik, Naučnyj žurnal Permskogo Universitieta, 2, s. 18–36.
- Nazarov N.N., 2008, *Geodinamika poberiežii vodochranilišč Piermskogo kraja*, Poligraf-komplekt, Perm.
- Ostaficzuk S., 1998, *Tło neotektoniczne Skarpy Płockiej*, [w:] L. Wysokiński, *Przemieszczenia Skarpy Płockiej – konferencja naukowo-techniczna, Płock, 22 maja 1998 r*, Instytut Techniki Budowlanej, Warszawa, s. 81–94.



- Ovčinnikov G.I., Trzcinskij J.B., Pavlov S. H., 1999, *Izmienienije geologičeskoj sriedy v zonach ulijania Angro-Jenisejskich vodochranišč*, Izdatielstvo Nauka, Novosibirsk.
- Panizzo A., De Girolamo P., Di Risio M., Maistri A., Pataccia A., 2005, *Great landslide events in Italian artificial reservoirs*, *Natural Hazards and Earth System Science*, 5, s. 733–740.
- Pinyol N., Alonso E., Corominas J., Moya J., 2012, *Canelles landslide: modelling rapid draw-down and fast potential sliding*, *Landslides*, 9, s. 33–51.
- Reservoir Landslides: Investigation and Management: Guidelines and Case Histories*, 2002, International Committee on Large Dam (ICOLD), Commission Internationale des Grands Barrages, Paris.
- Riedel J.L., 1997, *Lake Roosevelt National Recreation Area. Water Resources Scoping Report*, National Park Service, Department of the Interior, Fort Collins-Denver-Washington.
- Riemer W., 1995, *Landslides and reservoirs*, [w:] D.H. Bell (red.), *Proceedings of the Sixth International Symposium on Landslides, 10–14 February 1992, Christchurch, 3, Additional papers, reports, discussion*, International Association of Engineering Geology, Balkema Publishers, Rotterdam.
- Schuster R.L., 1979, *Reservoir induced landslides*, *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 20, s. 8–15.
- Schuster R.L., Wieczorek G.F., 2002, *Landslide tiggers and types*, [w:] J. Rybář, J. Stemberk, P. Wagner (red.), *Landslides: Proceedings of the 1st European Conference on Landslides, Prague, Czech Republic, June 24–26*, Balkema Publishers, Taylor & Francis, Prague, s. 59–78.
- Spanila T., 1996, *Landslides and abrasion processes on the shoreline of weater reservoir*, [w:] K. Senneset (red.), *Landslides*, Balkema, Rotterdam, s. 579–583.
- Spanila T., Horsky O., Banach M., 2002, *Slides and sliding in the waters reservoirs banks*, [w:] *Proceedings of the 1st European Conference on Landslides, Prague, Czech Republic, June 24–26*, Balkema Publishers, Taylor & Francis, Prague, s. 315–319.
- Rybář J., 1974, *Prediction of slope failure on water reservoir banks*, *Bulletin IAEG, Krefeld*, 16, s. 64–67.
- Trzcinski J.B., Demianovic N.I., 1977, *Opolzni Angarskich vodochranišč*, [w:] *Izučienije bie-riegov vodochranišč Sibiri*, Nauka. Sibirijskoje Otdielienie, Novosibirsk, s. 97–117.
- Tyszkowski S., 2012, *Rekonstrukcja dynamiki oraz próba określenia czynników inicjujących ruchy osuwiskowe we Wiągu (dolina dolnej Wisły)*, *Prace i Studia Geograficzne WGiSR UW*, 49, s. 211–219.
- Van Asch Th.W.J., Malet J.P., Bogaard T.A., 1999, *The effect of groundwater fluctuations on the velocity pattern of slow-moving landslides*, *Natural Hazards and Earth System Science*, 9, 3, s. 739–749.
- Wang F.W., Wang G., Sassa K., Takeuchi A., Araiba K., Zhang Y, Peng Z, 2005, *Displacement monitoring and physical exploration on the shuping landslide reactivated by impoundment of the Three Gorges Reservoir, China*, [w:] K. Sassa, H. Fukuoka, F.W. Wang, G. Wang (red.), *Landslides. Risk Analysis and Sustainable Disaster Management. Proceedings of the Fourth ICL Symposium*, Springer, Washington, s. 313–319.
- Wang F.W., Zhang Y.M., Huo Z.T., Matsumoto T., Huang B.L., 2004, *The July 14, 2003 Qianjiangping landslide, Three Gorges Reservoir, China*, *Landslide*, 1, 2, s. 157–162.
- Wilun Z., 2007, *Zarys geotechniki*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- WP/WLI, 1993, *The International Geotechnical Societes (UNESCO) Working Party for World Landslide Inventory. Multilingual Landslide Glossary*, The Canadian Geotechnical Society. BiTech Publishers LTD, Richmond BC, Canada, s. 1–7.

- Wysokiński L., 2006, *Ocena stateczności skarp i zboczy*, Instrukcje, Wytyczne, Poradniki, 424, Instytut Techniki Budowlanej, Warszawa.
- Varnes D.J., 1978, *Slope movement types and processes*, [w:] R.L. Schuster, R.J. Krizek (red.), *Landslides. Analysis and Control. Transportation and Road Research Board*, National Academy of Sciences, Washington, D.C., Special Report, 176, s. 11–33.
- Vichas C., Skourtis C., Stiros S., 2001, *Kinematics of a landslide over The Polyphyton Reservoir (Greece)*, [w:] *10th International Symposium of Deformation Measurements. International Federation of Surveyors, Orange, 19-22 March 2001, California, USA*, s. 71–77.
- Xue G., Xu F., Wu Y., Yu Y., 2009, *Bank slope stability evaluation for the purpose of Three Georges Dam construction*, [w:] F. Wang, T. Li (red.), *Landslide Disaster Mitigation in Three Georges Reservoir, China*; Environmental Science and Engineering, Springer, Berlin, s. 41–86.
- Zhang T., Yan E., Cheng J., Zheng Y., 2010, *Mechanism of reservoir water in the deformation of Hefeng Landslide*, *Journal of Earth Science*, 21, 6, s. 870–875.

[Wpłynęło: lipiec; poprawiono: wrzesień 2012 r.]

## MIECZYŚLAW BANACH, HALINA KACZMAREK, SEBASTIAN TYSZKOWSKI

### DEVELOPMENT OF LANDSLIDES IN THE SHORE ZONES OF RESERVOIRS, AS EXEMPLIFIED BY THE CENTRAL LANDSLIDE AT DOBRZYŃ-ON-THE-VISTULA, WŁOCLAWEK RESERVOIR

This paper presents the results of a research on the dynamics and above-average activation of the central landslide at Dobrzyń-on-the-Vistula in 2011, as this has developed in the shore zone of the Włocławek Reservoir in the context of a landform that has now been studied continuously for over 40 years. Landslides in the coastal zones of reservoirs are commonly-occurring forms. They constitute both old-reactivated and new forms. The greater part of them form or are activated during the periods of the construction or initial filling of a reservoir. Such forms seldom develop along the shores of older reservoirs already in existence for several decades.

The main factor activating old landslides, as well as contributing to the development of new forms during the filling of a new reservoir is a decline in the cohesion of soil that finds itself below the water level in a reservoir, with simultaneous low soil cohesion above the water level. The part of a slope below the new water level in a reservoir is thus particularly relevant to study of the phenomenon in question.

The factor destabilizing a slope during the reservoir-filling phase is increased slope inclination due to flooding and abrasion of the slope in its bottom part. Previously, this part of the platform played a stabilizing role in respect of the entire slope.

Moreover, frequent causes of landslide activation are the marked fluctuations of water level in reservoirs, as well as extreme hydrometeorological phenomena. Landslides often remain active through the whole lifetime of a reservoir, as their movement has apredominantly pulsating character, with activation periods interspersed with periods of stability.

Created in 1969, Poland's Włocławek Reservoir is the country's largest in terms of area (70 km<sup>2</sup>) and its second-largest in terms of volume (376 million m<sup>3</sup>). The right, precipitous slope of the reservoir consists of strongly folded (geol.) Neogene and Pliocene clays and sand-covered Pleistocene glacial and fluvioglacial deposits. It so happened that more major landslide processes had been put in motion even before the dam forming the reservoir was built. Currently, nearly 32% of the total length of the reservoir's right shore (i.e. a stretch of some 14.5 km) is affected by mass movements. One of the most interesting and largest landslides is the central landslide at Dobrzyń-on-the-Vistula. It is 220 metres long and 60 to 90 meters wide, with area of about 2 ha. It is located in the axis of a syncline and was active long before the Włocławek Reservoir came into existence.

Geodetic monitoring of this form has been carried out from the time of creation of the reservoir through to the present. The dimensions to the dislocation of the central landslide recorded between April 2010 and February 2011 were on a scale not recorded at any time during the 40-year period of monitoring of progress with the dynamics of this form. These values can only be compared with the largest displacements occurring here in the early 1970s, the first years after the filling of the reservoir.

The total volume of the dislocation over the period of 10 months of greatest landslide activity (from April 2010 to February 2011) reached 13.2–23.1 m. In turn, in the course of three months in which the greatest dynamics were displayed (December 2010 – February 2011), the horizontal dislocations within the landslide amounted to 10.0–19.4 m. In the period 2005–9 engineering works were carried out within the landslide (surface water drainage and supporting of the embankment). This might have resulted in long-lasting accumulation of tension in the rock massif.

Overlap between an extremely major and sudden drop in water level in the Włocławek Reservoir and above-average high and prolonged rainfall in the summer of 2010 led to imbalance and consequent movement of the landslide. The unusually heavy rainfall occurring in November and December 2010 (with totals respectively three times or twice the long-term values) combined with thaw of snow and marked changes of air temperature unfavorable to the stability of slopes. It was this combination of factors that led to extremely (unprecedentedly) major slope movements.

The landform has been stable since spring 2011, but its shape may suggest a further development, caused by the infiltration of rainwater and snowmelt in particular. The dislocations of the central landslide in late 2010 and 2011, as described in the article, are excellent examples of extreme events occurring within a form that had otherwise remained in a state of dynamic equilibrium for many years.

