

## **Stacjonarne badania procesów egzogenicznych w strefie brzegowej Zbiornika Brackiego (południe Syberii Wschodniej)**

**Egzogenic processes on shoreline of Brack Reservoir – stationary researches  
(South Part of East Siberia)**

**Halina Kaczmarek\*, Oksana A. Mazaeva\*\*, Elena A. Kozyreva\*\*, Viktoria A. Khak\*\***

*\*Zakład Geomorfologii i Hydrologii Nizów, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk, Toruń, halina@geopan.torun.pl*

*\*\*Laboratorium Geologii Inżynierskiej i Geoekologii, Instytut Skorupy Ziemskiej, Rosyjska Akademia Nauk, Irkuck, Rosja*

**Zarys treści:** Strefa brzegowa Zbiornika Brackiego na rzece Angarze jest niezwykle ciekawym przykładem złożonego kompleksu procesów egzogenicznych z wyraźnym wpływem antropopresji, będącej wynikiem utworzenia zbiornika wodnego i jego eksploatacji. Badania monitoringowe, rozpoczęte jeszcze przed utworzeniem zbiornika, wskazują na transformację i intensyfikację przebiegu procesów egzogenicznych zachodzących na tym obszarze przed utworzeniem zbiornika (procesy osuwiskowe, procesy krasowe, erozja liniowa), objęcie nimi kolejnych terenów, wcześniej pasywnych, jak również pojawienie się procesów nowych, przedtem nie występujących w tym regionie (procesy eoliczne, procesy abrazyjno-akumulacyjne). Badania te prowadzone są przez pracowników Instytutu Skorupy Ziemskiej RAN, a od kilku lat, w ramach dwustronnych umów, uczestniczą w nich również pracownicy Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.

**Słowa kluczowe:** procesy egzogeniczne, strefa brzegowa, procesy abrazyjno-akumulacyjne, ruchy masowe, osuwiska, sufozja, procesy krasowe, erozja wązowa, Zbiornik Bracki

**Abstract:** The Brack Reservoir on Angara river was created in 1967. It is the second in terms of capacity (170 km<sup>3</sup>) and surface (5,500 km<sup>2</sup>) man-made lake on Earth. Monitoring tests, that started before the reservoir has been created, gives the information about transformation and intensification of exogenous processes occurring in this area, in comparison to state before reservoir creation (landslides, karst, erosion processes). Those processes have taken new areas. Additionally on this area new processes have appeared as result of reservoir exploitation (eolian processes, accumulation-abrasive processes).

**Key words:** egzogenic processes, shoreline, accumulation-abrasion processes, mass movement, landslides, piping, karst processes, gully erosion, Brack Reservoir

### **Wstęp**

Procesy egzogeniczne to procesy geologiczne kształtujące powierzchnię Ziemi, spowodowane czynnikami zewnętrznymi (Skoczyła 1999, Mizerski 2000). O ich rodzaju czy intensywności decydują warunki lokalne, tj. budowa geologiczna, uwarunkowania klimatyczne czy ukształtowanie terenu. Bardzo często są one modyfikowane i intensyfikowane

działalnością człowieka (Graniczny 2006). Przykładem złożonego kompleksu współdziałających na siebie procesów egzogenicznych z wyraźnym wpływem antropopresji jest strefa brzegowa Zbiornika Brackiego – jednego z największych sztucznych zbiorników wodnych na Ziemi.

Procesy egzogeniczne zachodzące w bezpośrednim otoczeniu Zbiornika Brackiego są przedmiotem wieloletnich stacjonarnych badań monitoringowych,

które rozpoczęto jeszcze przed utworzeniem Zbiornika Brackiego. Zasadnicze, badane tu procesy to: procesy eoliczne, krasowe, osuwiskowe, abrazyjno-akumulacyjne i erozyjne. W różnych okresach systematyczne, coroczne badania prowadzono na 77 fragmentach brzegu. Wykonywali je głównie pracownicy Instytutu Skorupy Ziemskiej RAN w Irkucku. Od 2004 r., w ramach umowy dwustronnej, prowadzone są również międzynarodowe, rosyjsko-polskie badania monitoringowe<sup>1</sup> mające na celu ocenę dynamiki procesów egzogenicznych zachodzących w obrębie wybranych fragmentów strefy brzegowej tego zbiornika. Wspólne badania terenowe skupiają się na obszarze testowym Raswiet (ryc. 1), gdzie występuje złożony kompleks wzajemnie na siebie oddziałujących procesów egzogenicznych (Mazaeva i in. 2011).

W artykule przedstawiono wyniki badań nad dynamiką wybranych procesów egzogenicznych w monitorowanych fragmentach strefy brzegowej Zbiornika Brackiego. Opisano ich charakter oraz zachodzące współzależności i transformację wynikającą z utworzenia i funkcjonowania zbiornika. Oparto się na danych z literatury, oraz pomiarach własnych autorów artykułu wykonywanych od 2000 r.

## Obszar badań

Zbiornik Bracki na rzece Angarze (południe Syberii Wschodniej) utworzony został w 1967 r. Jest on drugim pod względem objętości (170 km<sup>3</sup>) i powierzchni (5500 km<sup>2</sup>) sztucznym zbiornikiem na Ziemi.

Jest to zbiornik nizinny, o sezonowym i wieloletnim reżimie eksploatacyjnym. Średnia głębokość akwenu wynosi 31 m, a maksymalna 150 m. Roczne stany wody zmieniają się w zakresie od 1,3 do 4 m, a w wieloleciu w granicach 10 m, z wyraźnymi kilkuletnimi okresami niskich stanów wody (Ovčinnikov 2003). W cyklu rocznym stany maksymalne przypadają na okres jesienny, a minimalne występują wczesną wiosną, najczęściej w kwietniu.

Zbiornik ten leży na obszarze Południowego Przyangarza. Jest to strefa klimatu wybitnie kontynentalnego umiarkowanie chłodnego, z ujemnymi wartościami średnich rocznych temperatur powietrza. Wahają się one od -1,1 do -3,2°C. Najchłodniejszym miesiącem jest styczeń, ze średnimi temperaturami od -22,9 do -26,8°C, a najcieplejszym lipiec, ze średnimi temperaturami powietrza 17-18°C. Okres bez ujemnych temperatur powietrza trwa zaledwie 112 dni. Średnia roczna suma opadów wynosi 406 mm, a ich rozkład w ciągu roku jest nierównomierny.

60-70% opadów przypada na okres letni z maksimum w lipcu (Bierkin i in. 1993). Dane meteorologiczne ze Stacji Meteorologicznej w Balagansku wskazują na występowanie latem deszczów ulewnych i nawałnych o intensywności opadu przekraczającej 2 mm min<sup>-1</sup> (3 lipca 2007 r., opad o intensywności 2,1 mm min<sup>-1</sup>). Minimum opadów występuje w marcu. Na obszarze tym przez blisko pół roku, od początku listopada do końca kwietnia, średnio przez 154-168 dni, występuje pokrywa śnieżna o miąższości 10-25 cm (Bierkin i in. 1993). Jest to strefa znacznego sezonowego przemarzania gruntu sięgająca do 2,5-3 m głębokości. Odmarzanie gruntów rozpoczyna się tu na przełomie marca i kwietnia, rzadko przed zanikiem pokrywy śnieżnej (Lesnikov, Šac 1983). W takich warunkach klimatycznych Zbiornik Bracki pozostaje zlodzony przez okres 5-6 miesięcy (Ovčinnikov i in. 1999). Na terenie tym dominują wiatry z sektora zachodniego i południowo-zachodniego, które są prostopadłe do linii brzegowej zbiornika (Ovčinnikov, Karnauchova 1985).

W wynoszącej ponad 6000 km długości strefie brzegowej Zbiornika Brackiego odsłaniają się piaskowce z przewarstwieniami gipsu, mułowce, dolomity i margle wieku kambryjskiego i jurajskiego, często wykształcone w postaci łupków. Odsłaniające się w klifach skały są silnie zwiertzałe. Lokalnie brzeg kształtuje się w utworach czwartorzędowej terasy Angary, którą budują: piaski, żwiry, piaski gliniaste i gliny piaszczyste.

## Procesy egzogeniczne

### Procesy abrazyjno-akumulacyjne

Pomimo ponad 40-letniego okresu eksploatacji Zbiornika Brackiego jego brzegi nadal znajdują się w fazie kształtowania. Abrazja brzegów po najintensywniejszym kilkuletnim początkowym okresie eksploatacji zbiornika przebiega w sposób cykliczny, nawiązujący do zmian rzędnych piętrzenia zbiornika. W trwających zazwyczaj kilka lat okresach o wysokich stanach wody procesy abrazyjne zachodzą intensywniej niż w okresach niskich stanów wody. Obecnie długość brzegów abrazyjnych wynosi 2056 km, tj. 34%, i udział ten nadal wzrasta. W zależności od odporności skał średnia szerokość rozmytego brzegu wynosi od 80 m w piaskowcach do 140-200 m w utworach mułkowatych (Ovčinnikov, Agafonov 1999). Oszacowano, że średni ubytek materiału w strefie brzegowej, powstały w wyniku procesu abrazyj, wynosi ponad 21 m<sup>3</sup> z jednego metra bieżącego brzegu, a lokalnie dochodzi do 2000 m<sup>3</sup> (Vika i in.

<sup>1</sup> Projekt: Egzogenic processes as anthropopression indicators in water reservoirs' influence zone, 2008-2010. Umowa dwustronna nr 85. Egzogenic processes as anthropopression indicators in water reservoirs' influence zone - continuation, 2011-2013. Koordynator: Rosyjska Akademia Nauk - E. Kozyreva; Polska Akademia Nauk - H. Kaczmarek.

2000, Ovčinnikov 2003). Materiał ten, akumulowany jest w obrębie płycizny przybrzeżnej, prowadząc do wzrostu jej szerokości.

Badania pozwalające na oszacowanie obecnego tempa recesji klifu prowadzone są przez autorów artykułu na obszarze testowym Raswiet. Obejmują 2-kilometrowej długości, prawy, abrazyjny fragment brzegu zbiornika w okolicach miejscowości Raswiet (Zatoka Osy). Towarzyszy mu aktywny klif o wysokości 4–5 m. Jest to jeden z najintensywniej abradowanych fragmentów brzegu zbiornika. Od momentu utworzenia zbiornika do 1996 r., tj. w okresie 1967–1996, brzeg cofnął się tu o 40–95 m, maksymalnie 130 m, tj. średnio rocznie od 1,4 do 4,5 m (Ovčinnikov i in. 1999). Brzeg rozwija się w obrębie utworów czwartorzędowej terasy rzeki Angary, którą budują mulki piaszczyste o bardzo dużej podatności na degradację. Powierzchnia terasy, łagodnie nachylona w kierunku zbiornika, 2–10°, ma mało urozmaiconą rzeźbę. Natomiast u podstawy klifu rozciąga się ponad 200-metrowej szerokości, okresowo wynurzająca się platforma przybrzeżna. Recesja klifu następuje tutaj głównie w efekcie abrazyjnego brzegu, w mniejszym stopniu osypywania, splukiwania i odpadania materiału. Badania terenowe wykonane w latach 2006–2008 pozwalają stwierdzić, że tempo recesji klifu nadal jest bardzo duże i wynosiło: od 2,5 do 8 m w latach 2006–2007 (bardzo wysoki poziom wody w zbiorniku, osiągający podstawę klifu) i poniżej 1 m w latach 2007–2008 (niski poziom wody w zbiorniku, nie osiągający podstawy klifu).

Nadal obserwowane na Zbiorniku Brackim intensywne przekształcanie brzegów w efekcie procesu abrazyjnego pomimo długiego, ponad 40-letniego już okresu jego eksploatacji, jest zbieżne z wynikami badań prowadzonych na innych sztucznych zbiornikach wodnych cechujących się dużymi, kilkumetrowymi, cyklicznie zachodzącymi wahaniami stanów wody (Gatto, Doe 1987, Jibson i in. 1994, Joeckel, Diffendal 2004, Grobelska 2006, Swenson 2006).

### Procesy eoliczne

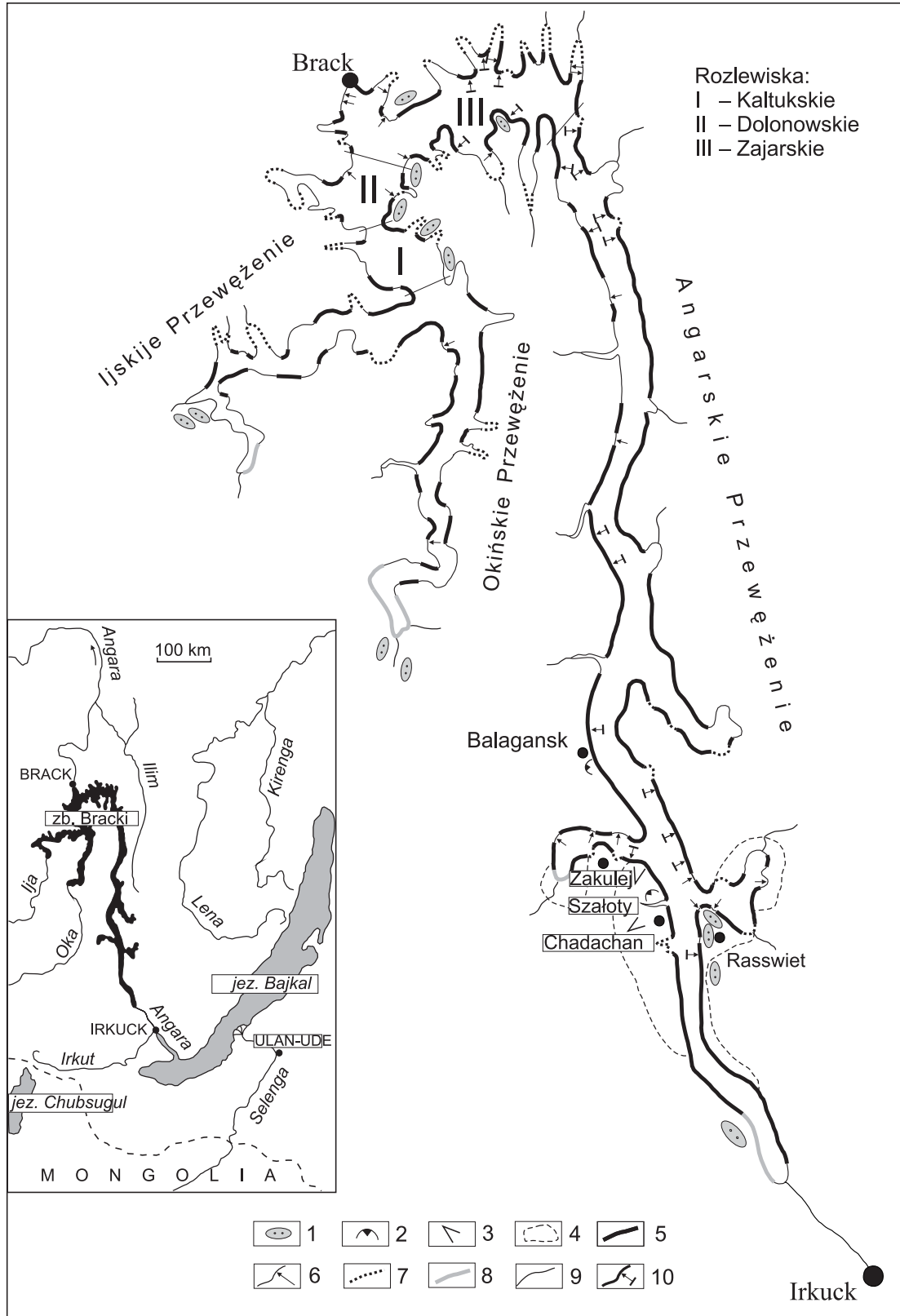
W efekcie utworzenia Zbiornika Brackiego i kształtowania się nowej strefy brzegowej w strefie przybrzeżnej pojawiły się współczesne formy eoliczne będące przejawem zachodzących tu procesów eolicznych.

Wielkoskalowe formy eoliczne rozwijają się obecnie na okresowo osuszanej płyciznie przybrzeżnej zbiornika, którą tworzą piaski drobno- i średnioziarniste, akumulowane w rezultacie rozmywania teras w ujściowych odcinkach rzek: Angary, Oki i Ii, zbudowanych z utworów gliniasto-piaszczystych i piaszczystych, jak również rozmywania starych form eolicznych w rozszerzeniach dolin rzecznych. Ponadto sporadycznie formy eoliczne tworzą się na płyciznie przybrzeżnej powstającej w efekcie rozmywania pia-

skowców środkowomamyrskich ordowiku. Formy te zbudowane są z piasków średnio- i gruboziarnistych (Ovčinnikov 1998). Najrozleglejsze pola pokrywy eolicznych występują w Rozlewisku Dolonowskim i Kaltukskim w Zatoce Okinskiej, w górnej części Angarskiego, Okinskiego i Ijskiego Przewężenia oraz na lewym brzegu Rozlewiska Zajarskiego (Logáčev i in. 1964) (ryc. 1).

Na prawym brzegu południowej części Zbiornika Brackiego, pod wpływem wiatrów z kierunku północno-zachodniego i zachodniego, rozwijają się wzdłużbrzegowe formy piaszczyste. Występują one zarówno u podstawy abrazyjnych klifów, przylegając do nich, oraz powyżej ich górnej krawędzi. W zależności od zalesienia lub nie stoku przylegającego do zbiornika piaski eoliczne powyżej górnej krawędzi klifu tworzą bądź to rozległe, płaskie pokrywy i grzędy w obrębie stoków niezalesionych, bądź też przyjmują formę wydmy w obrębie stoków zalesionych. Wydmy to formy niewysokie, 1,5–3 m, asymetryczne. Na zalesionym stoku, bezpośrednio za wydmami, w pasie o szerokości 20–30 m zachodzi akumulacja piasków eolicznych, których miąższość nie przekracza 5 cm. W pobliżu krawędzi klifu, w obrębie starych pokrywy eolicznych pokrytych obecnie roślinnością trawiastą, rozwija się tzw. rzeźba pogryziona – niewielkie, negatywne formy terenu sprzyjające koncentracji wód roztopowych i sukcesywnemu niszczeniu klifu. W efekcie deflacji piasku powstają obniżenia o powierzchni 15–25 m<sup>2</sup>, a bugry umocnione roślinnością, jako bardziej odporne, zostają niezmiennione. W obrębie klifu powszechnie obserwuje się szczeliny mrozowe wtórnie wypełnione piaskiem eolicznym (Chak V.A 2006, Khak i in. 2007).

Duża intensywność procesów eolicznych zachodzących w obrębie strefy brzegowej Zbiornika Brackiego jest w głównej mierze wynikiem wahań stanów wody, które w wieloletniu wynoszą 10 m. Nie mniejszą rolę odgrywają tu również aktywne procesy abrazyjno-akumulacyjne zachodzące w strefie brzegowej zbiornika, zapewniające ciągłą dostawę materiału piaszczystego w obręb strefy brzegowej będącej obszarem dostawy dla procesów eolicznych. Procesy eoliczne mają tu charakter cykliczny, bezpośrednio związany z okresami niskich stanów wody w zbiorniku (ryc. 2). Minimalne stany wody występują w okresie wiosenno-letnim, który jest jednocześnie okresem intensywnych wiatrów sprzyjających rozwojowi procesów eolicznych. W zależności od amplitudy wahań stanów wody zmienia się szerokość okresowo osuszonej płycizny przybrzeżnej. Przy niskich stanach wody materiał piaszczysty budujący płyciznę przybrzeżną podlega deflacji, co prowadzi do rozwoju w jej obrębie form eolicznych. Natomiast przy wysokich stanach wody w zbiorniku zachodzi tu tzw. etap przygotowawczy dla przyszłej energii wiatru. Wówczas następuje tu rozmywanie brzegu i akumulacja świeżo wykształconego luźnego materiału na



**Ryc. 1.** Obszar badań

Obszary rozwoju procesów: 1 – eolicznych, 2 – osuwiskowych, 3 – erozyjnych, 4 – krasowych. Genetyczne typy brzegów: 5 – abrazyjny (w tej liczbie abrazyjno-obrywowy, abrazyjno-osypiskowy, abrazyjno-osuwiskowy, abrazyjno-krasowy, abrazyjno-zapadliskowy, abrazyjny z eolicznym przekształceniem), 6 – akumulacyjny, 7 – biogeniczny, 8 – erozyjny, 9 – neutralny, 10 – forma akumulacyjna (na podstawie materiałów: Grešičkov, Puliajevskij 1963, Ovčinnikov, Trzcinskij, Pavlov 1999, Ovčinnikov 2003)

**Fig. 1.** Study area

Area of processes development: 1 – aeolian, 2 – landslides, 3 – erosion, 4 – karst. Genetic types of shore: 5 – abrasion, 6 – accumulation, 7 – biogenic, 8 – erosion, 9 – neutral, 10 – accumulative form (base on: Grešičkov, Puliajevskij 1963; Ovčinnikov, Trzcinskij, Pavlov 1999, Ovčinnikov 2003)

plycinnie przybrzeżnej, która w kolejnym okresie niskich stanów wody w zbiorniku zostanie obnażona, osuszona i będzie podlegała deflacji.

Na podstawie sześciu przekrojów poprzecznych utworów eolicznych w terenie wydmy w sąsiedztwie obszaru testowego Raswiet, autorzy stwierdzili niektóre prawidłowości akumulacji osadów eolicznych w Zbiorniku Brackim. Badane utwory eoliczne stanowią piaski o różnej granulometrii (drobno- i średnioziarniste) i barwie, rzadko wykazujące warstwowanie. Na podstawie występujących w przekrojach pięciu kopalnych poziomów humusowych udało się stwierdzić przebieg procesów eolicznych od początku kształtowania wydmy, wydzielić etapy oraz tempo akumulacji eolicznej. Przyjęto, że powstawanie poziomów humusowych zachodziło w okresach wysokich stanów wody w zbiorniku. Dlatego też poziomy humusowe skorelowano z okresami wysokich stanów wody: 1973–1974, 1984–1989, 1994–1995, 2001 i 2006 r.

Początkowy etap rozwoju procesów eolicznych (1967–1968), w pierwszym roku funkcjonowania Zbiornika Brackiego, cechuje się nieznaczną akumulacją utworów piaszczystych w obrębie strefy brzegowej w efekcie denudacji eolicznej w okresie wiosenno-letniego obniżenia poziomu wody w zbiorniku, a następnie rozmywaniem tych form oraz brzegu w okresie jesiennym, przy normalnym stanie wody w zbiorniku. W ten sposób na początku 1969 r. osuszona pływiczna przybrzeżna stanowiła obszar dysponujący wystarczającą ilością materiału dla działalności wiatru.

Etap I (1969–1972). Etap ten związany jest z niskimi stanami wody w zbiorniku. Dochodziło wówczas do osuszania pływicznej przybrzeżnej na przestrzeni 150–300 m i jej obniżenia w wyniku deflacji. Akumulacja utworów eolicznych zachodziła zarówno w obrębie klifu, niwelując go, jak i na powierzchni przyległego stoku, tworząc niewielkie obszarowo pokrywy piaszczyste o miąższości dochodzącej do 50 cm. W wielu miejscach, na połączonych fragmentach brzegu, zaczęły rozwijać się wydmy (Vika i in. 2000). Tempo ich akumulacji było największe w całym badanym okresie i wynosiło 11 cm rok<sup>-1</sup>. Można to wyjaśnić występowaniem na powierzchni platformy przybrzeżnej w początkowym okresie funkcjonowania zbiornika największej ilości materiału piaszczystego, który nie uległ jeszcze wywianiu.

Etap II (1975–1983). W okresie tym doszło do stopniowego obniżenia poziomu wody w zbiorniku do wartości 10 m poniżej Normalnego Poziomu Piętrzenia (NPP). W rezultacie osuszona została pływiczna przybrzeżna na szerokości do 150 m wzdłuż brzegu przyległego i do 700 m wzdłuż brzegu przyległego. W wyniku deflacji obszary te uległy znacznemu obniżeniu (Ovčinnikov 1998). Tempo akumulacji eolicznej zmniejszyło się z 5 do 2 cm rok<sup>-1</sup>, w związku z brakiem dostawy w rejon pływ-



**Ryc. 2.** Transport eoliczny z powierzchni okresowo osuszonej części platformy przybrzeżnej poza krawędź klifu, Zbiornik Bracki, 2009 r. (fot. V.A. Khak)

**Fig. 2.** Eolian transport under cliff top from periodically drained part of shore platform, Brack Reservoir, 2009 (fig. V.A. Khak)

ny przybrzeżnej świeżego materiału piaszczystego w tym całym, dziewięcioletnim okresie niskich stanów wody w zbiorniku.

Etap III (1990–1993). Następuje dalszy wzrost miąższości piasków na wydmach i ich wkroczenie w kompleksy leśne, a także akumulacja utworów eolicznych u podstawy klifu, zaś na połączonych stokach wzrost powierzchni pokrywy eolicznych. Tempo akumulacji eolicznej w tym okresie wzrosło i wynosiło 5–8 cm rok<sup>-1</sup>. Ten etap rozwoju procesów eolicznych został poprzedzony pięcioletnim okresem wysokich stanów wody w zbiorniku, 1 m poniżej NPP, kiedy to w obrębie pływicznej przybrzeżnej zachodziła intensywna akumulacja materiału piaszczystego z abradowanego brzegu (Ovčinnikov 1998).

Etap IV (1996–2000). Tempo akumulacji eolicznej wynosiło 5 cm rok<sup>-1</sup> (Khak i in. 2007).

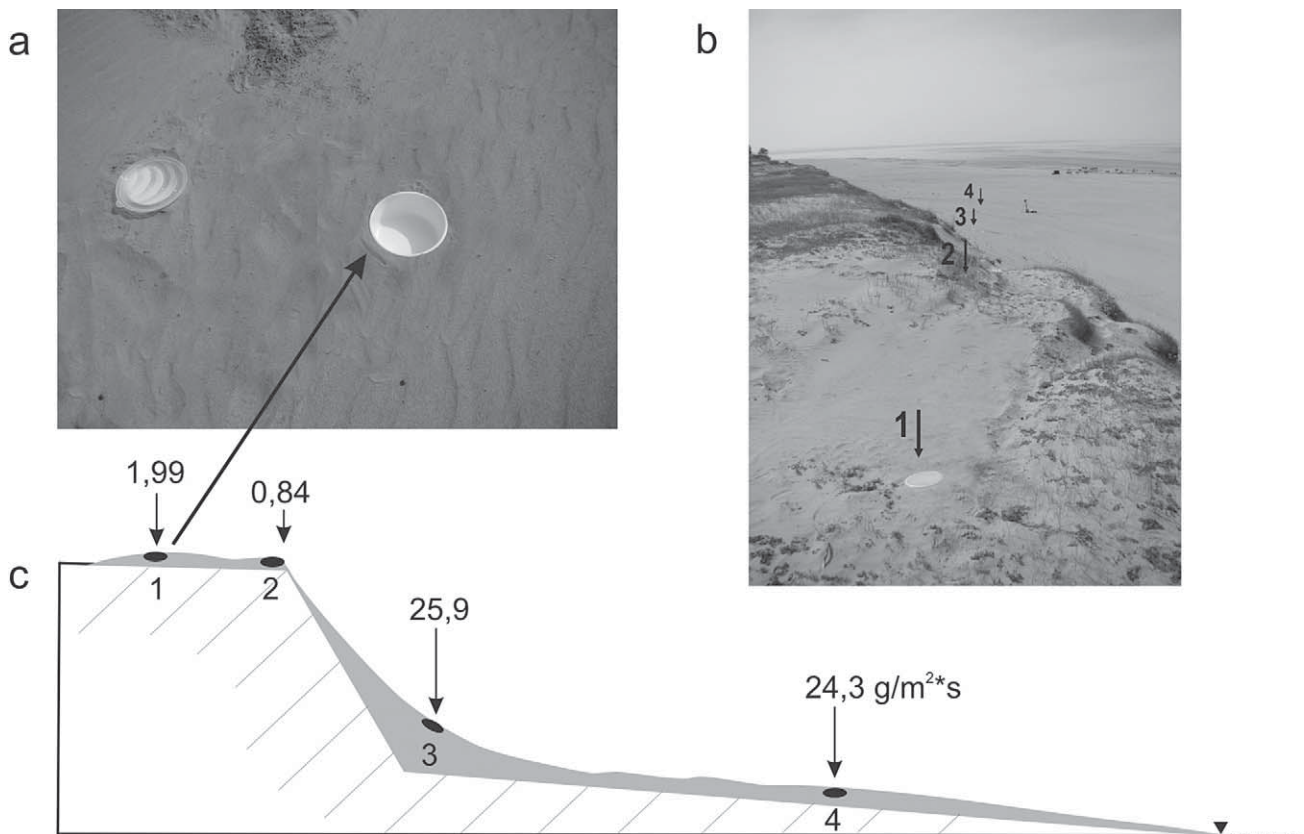
Etap V (2002–2005). Tempo akumulacji eolicznej wynosiło 4 cm rok<sup>-1</sup>.

Etap VI (2008–2009). Tempo akumulacji eolicznej wynosiło 5 cm rok<sup>-1</sup>.

Średnie tempo akumulacji w obrębie wydmy dla całego okresu eksploatacji zbiornika wynosiło na dystalnych końcach wydmy 4 cm rok<sup>-1</sup>, natomiast w części środkowej 10 cm rok<sup>-1</sup>.

W celu określenia tempa obecnej akumulacji eolicznej materiału piaszczystego w 2010 r. autorzy artykułu rozpoczęli na obszarze testowym Raswiet pomiary terenowe, z wykorzystaniem cylindrycznych łapaczek, zagłębionych do poziomu powierzchni topograficznej. Efektywność łapaczek została określona w stosunku do ich średnicy i wyrażona w g m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>. Łapaczki umiejscowiono na różnych geomorfologicznie wyrażonych elementach rzeźby terenu:

1. stok przylegający do klifu,
2. korona klifu,



**Ryc. 3.** Eksperymentalne pomiary transportu eolicznego (fot. V.A. Khak): a – łapaczka cylindryczna, pogrążona do poziomu pokrywy eolicznej, b – przekrój o kierunku północno-zachodnim z czterema łapaczkami, c – schematyczny przekrój strefy brzegowej z wynikami pomiarów

**Fig. 3.** Experimental sand transport measurements (fig. V.A. Khak): a – circle shape trap, squeeze into the sand topography level, b – cross-section north-west direction with four sand traps, c – schematic shoreline cross-section with measurements results

3. podstawa klifu,  
 4. płycizna przybrzeżna,  
 wzdłuż profilu dominującego kierunku wiatru (ryc. 3). Badania przeprowadzono dla trzech kierunków wiatru: N, NW i W, dla prędkości w zakresie 6–10 m s<sup>-1</sup>. Wstępne wyniki badań wskazują, że największa efektywność transportu eolicznego występuje dla wiatru z NW o prędkości 10 m s<sup>-1</sup>. Największą wydajność transportu eolicznego (aeolian sand transport), zgodnie z założeniami, odnotowano u podstawy klifu, będącego swoistą zaporą morfologiczną, i wynosiła ona 25,9 g m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>. W obrębie osuszonej płycizny przybrzeżnej eoliczny transport piasku wynosił niewiele mniej, bo 24,3 g m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>. Zdecydowanie niższe wartości odnotowano na linii korony klifu – 0,84 g m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>, oraz na przyległym stoku – 1,99 g m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>. Powyższe wartości są zbliżone do notowanych dla wydm kształtujących się obecnie w strefie brzegowej Morza Czarnego i Śródziemnego (Goldsmith 1990, Vespremeanu-Stroev, Preoteasa 2007).

### Procesy osuwiskowe

W efekcie utworzenia Zbiornika Brackiego w dolinie rzeki Angary doszło do zatopienia wielu obszarów osuwiskowych. Większość osuwisk występujących obecnie w strefie brzegowej zbiornika to formy odziedziczone, których początki sięgają końca plejstocenu, kiedy to miało miejsce formowanie się środkowego kompleksu teras rzeki Angary. Z utworzeniem sztucznego zbiornika wodnego związana jest zmiana całego kompleksu procesów i zjawisk wpływających na ogólne warunki geologiczno-inżynierskie terenu. Wzrost wilgotności powierzchniowych warstw gruntu prowadzi do jego rozmakania oraz zmian właściwości fizyko-mechanicznych, sprzyjając rozwojowi nowych oraz aktywizacji istniejących osuwisk.

Pod względem genetycznym dominują tu osuwiska typu blokowego wyciskania (ang. *lateral spread*, Tržinskij i in. 1969). Ważnym i niezbędnym warunkiem rozwoju tego typu osuwisk jest dwuwarstwowa budowa geologiczna stoków, gdzie plastyczne, skłonne do deformacji utwory mułkowo-ilaste zalegają w spągu utworów litych, zwartych.

Wszystkie odziedziczone osuwiskowe fragmenty brzegu Zbiornika Brackiego cechuje wzrost aktywizacji procesu, w stosunku do stanu sprzed utworzenia zbiornika (Ovčinnikov i in. 1999). W południowej części zbiornika, gdzie występują skały siarczano-węglanowe, osuwiskowe fragmenty brzegu mają podobną historię powstania i rozwoju. We wszystkich badanych przypadkach w przekrojach geologicznych obserwuje się obecność przewarstwień skał gipsowo-anhydrytowych, z aktywnym procesem wietrzenia. Skały te występują najczęściej na głębokości 10–12 m poniżej powierzchni terenu, tj. na rzędnej obecnego normalnego poziomu wody w zbiorniku. To właśnie z tą warstwą związane są współczesne ruchy osuwiskowe. Przykładowo na prawym brzegu Zatoki Szałoty występują dwa odziedziczone fragmenty osuwiskowe. Formy te, według Palszina (Bratskoje vodohraniliscie... 1963), to stare, ustabilizowane masywy pozostające w stadium głębokiego pełzania. Aktywność tych form została zakończona po uformowaniu się w dnie doliny serii teras angarskich. Ich stabilizacja uległa zaburzeniu w efekcie utworzenia Zbiornika Brackiego i jego eksploatacji. Obecnie na tych fragmentach brzegu zachodzą aktywne ruchy osuwiskowe, o czym świadczą: świeże skarpy wtórne, sufozjno-krasowe zapadliska, szczeliny itp. Deformacja takich stoków następuje w efekcie spływania i odpadania bloków skalnych (ryc. 4).

Na rozwój serii nisz osuwiskowych w Szałotach oddziałuje kilka czynników, wśród których główną rolę odgrywa wietrzenie skał węglanowych, zalegających obecnie w strefie zmiennego nawodnienia. Bezpośrednio na poziomie normalnego piętrzenia zbiornika, na głębokości 10–11 m od powierzchni terenu, występuje warstwa zwietrzliny dolomitowej (mączki). W obrębie tej warstwy zachodzą deformacje plastyczne prowadzące do przemieszczania się nadległych bloków skalnych. W efekcie napelnienia i

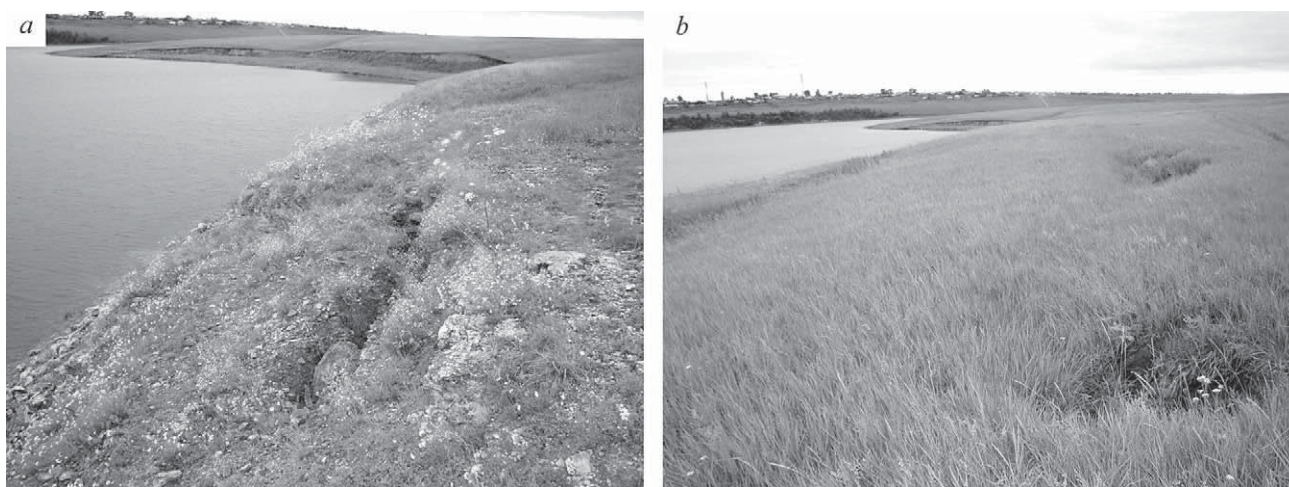
eksploatacji Zbiornika Brackiego, przy naprzemiennym nawadnianiu i osuszaniu skał, zachodzi ich fizyko-chemiczna transformacja:

dolomit > mączka dolomitowa > glina jaskiniowa.

W wyniku wietrzenia skał węglanowych (dolomitów) w składzie mineralicznym luźnych skał residuum może dominować uwodniona mika, czego przejawem jest pęcznienie gruntów i obniżenie ich wytrzymałości na obciążenia dynamiczne. Mączka dolomitowa cechuje się niską wytrzymałością na obciążenia dynamiczne, a przy uwodnieniu przechodzi w stan ciekły, co wyjaśnia przyczynę przemieszczania się bloków skalnych. Dynamika rozwoju krasowo-osuwiskowych fragmentów brzegu zależy od tempa wietrzenia skał węglanowych.

Coroczne badania w rejonie Zatoki Szałoty i ich analiza wskazują na pojawienie się kolejnych, nowych nisz wtórnych oraz formowanie się jeszcze jednej strefy spękań położonej wyżej na stoku. Potwierdza to dużą aktywność procesów osuwiskowych. Przy wysokich stanach wody w zbiorniku dochodzi tu do rozmywania deluwii zakumulowanych u podstawy stoku oraz samej podstawy stoku, który cofa się do 3 m rok<sup>-1</sup> (2003–2004). W strefach spękań zachodzi osiadanie powierzchni terenu do 15 cm rok<sup>-1</sup>. Natomiast powyżej, na skłonie, obserwuje się zaburzenia darni, jak również pojawianie się szeregu zapadlisk typu sztolni. Zapadliska te mają niewielkie rozmiary, 40×40 cm, jednak znaczną głębokość dochodzącą do 3 m. Ich lokalizacja wyznacza zasięg nowej strefy osuwiskowej. Mechanizmem przemieszczania się tego blokowego osuwiska jest głębokie, powolne pełzanie.

Proces aktywizacji osuwisk wynikający z utworzenia Zbiornika Brackiego i wahań stanów wody będących następstwem jego eksploatacji jest zróżnicowany, jednak powszechnie widoczny (Kozyreva 2001). W okresie poprzedzającym utworzenie zbior-



Ryc. 4. Przejawy aktywności procesów osuwiskowych i krasowych: a – szczelina osuwiskowa, b – szereg zapadlisk krasowych wzdłuż linii brzegowej Zbiornika Brackiego (fot. E.A. Kozyreva)

Fig. 4. Visible trappings of landslide and karst processes: a – landslide crevice, b – karst holes along shore of Brack Reservoir (photo E.A. Kozyreva)



**Ryc. 5.** Osuwisko Bałaganskie (fot. E.A. Kozyreva)  
**Fig. 5.** Balagansk Landslide (photo E.A. Kozyreva)

nika, 1962–1967, średnie tempo przemieszczenia się osuwisk o tzw. głębokiej strefie pełzania wynosiło  $0,5\text{--}0,4\text{ mm rok}^{-1}$  (Tržinskij, Demânovic 1977). Obecnie tempo to wzrosło wielokrotnie. Osuwiska w południowej części zbiornika, rozwijające się w starszych utworach podłoża, przemieszczały się ze stałą prędkością od  $1,7$  do  $3\text{ cm rok}^{-1}$  w latach 1977–1995.

Aktualnie w strefie brzegowej zbiornika rozwijają się osuwiska na obszarach wcześniej nieosuwiskowych. Jednym z nich jest osuwisko nazwane Bałaganskim, które rozwinęło się w 1993 r. na lewym, wysokim brzegu Rozszerzenia Bałaganskiego (ryc. 1). Powstało ono w obrębie utworów górnokambryjskich. Osuwisko o rozciągłości  $370\text{--}400\text{ m}$  wzdłuż brzegu i szerokości ponad  $100\text{ m}$  objęło stok o wysokości  $25\text{ m}$ . W obrębie tego osuwiska bardzo dobrze wyrażone są elementy jego rzeźby, tj. główna nisza osuwiskowa, trzy poziomy skarp położone w odległości od  $18$  do  $32\text{ m}$  oraz liczne szczeliny (ryc. 5). Istotną rolę w rozwoju tego osuwiska odgrywa proces abrazji brzegu. Na obszarze tym szerokość zbiornika wynosi  $5,5\text{ km}$ . W okresie bezlodowym dominują tutaj wiatry z sektora północno-zachodniego –  $66\%$  (informacja ustna G.I. Ovčinnikova), które wzbudają

dzają fale docierające do brzegu pod kątem zbliżonym do  $90^\circ$ . Fale te w strefie płytkiej przybrzeżnej formują prądy wzdłużbrzegowe i prądy wsteczne, przeciwne do kierunku falowania (Ovčinnikov, Karnauhova 1985), co sprzyja intensywnej abrazji dystalnej części osuwiska. Dotychczas zupełnemu rozmyciu uległa pierwsza i znacznemu druga nisza wtórna. Bez względu na to, głównym czynnikiem rozwoju tego osuwiska jest abrazja brzegu, jednak istotną rolę odgrywa tu również wietrzenie skał powierzchniowych.

### Procesy krasowe

Teren położony w południowej części Zbiornika Brackiego, zarówno wzdłuż jego prawego, jak i lewego brzegu, ma zbliżoną budowę geologiczną. W przekrojach geologicznych zaznacza się obecność skał gipsowo-anhydrytowych, z odziedziczonymi formami krasowymi. W obszarze występowania skał węglanowych obserwuje się podparcie wód podziemnych w strefie  $12\text{--}25\text{ km}$  od zbiornika (Bratskoe vodohraniliše... 1963, Ovčinnikov 1999). Na podstawie profili elektrooporowych, w pasie o szerokości  $400\text{ m}$  od linii brzegowej, stwierdzono obecność depresji kra-



sowych wypełnionych luźnym, uwodnionym materiałem. W efekcie eksploatacji zbiornika, w strefie okresowej aeracji, uzależnionej od stanów wody w zbiorniku, aktywnie zachodzą współczesne procesy krasowe. Na powierzchni terenu procesy krasowe przejawiają się obecnością zapadlisk krasowych, suchych dolin, szczelin, jam i jaskiń. W bezpośrednim otoczeniu Zbiornika Brackiego po jego utworzeniu stwierdzono intensyfikację procesów krasowych oraz powiększenie obszaru nimi objętego (Kozyreva, Trzhtsin'skiy 2004). Obserwuje się wzrost rozmiarów form odziedziczonych, istniejących przed utworzeniem zbiornika, jak również pojawianie się form nowych. Ponadto, w całym okresie eksploatacji Zbiornika Brackiego intensywność procesów krasowych nie zmniejsza się. W pierwszym okresie eksploatacji zbiornika Filippov (1981) stwierdził pojawianie się 5–9 zapadlisk krasowych na 1 km<sup>2</sup> rocznie. Formy te corocznie są odnawiane. W obrębie klifów, w których występują wychodnie skał krasowiejących, bezpośrednio na kontakcie z wodą, rozwijają się efemeryczne jaskinie (ryc. 6). W ciągu jednego okresu wysokiego poziomu wody w zbiorniku wzdłuż tektonicznych i litologicznych nieciągłości mogą roz-

wijać się formy krasowe, które osiągają od 0,1 do 1,2 m szerokości i od 0,5 do ponad 6 m głębokości. Sporadycznie na obszarze Chadachan formy te osiągają 30 m długości przy wysokości „wejścia” 2 m. W procesie krasowienia gipsu według Filippova (1981) główną rolę odgrywa nie tyle jego skład chemiczny, ile cechy strukturalno-teksturalne, obecność mikro-szczelin, zawartość materiału gruntowego itd.

### Erozja wązozowa – formy krasowo-erozyjne

W strefie brzegowej Zbiornika Brackiego występują liczne formy krasowo-erozyjne. Wiele z nich to formy odziedziczone, które w następstwie utworzenia zbiornika i wahań jego stanów wody uległy aktywizacji, wchodząc w kolejny cykl rozwoju. Pojawiły się również formy nowe. W obszarach występowania zasolonych gipsowych i węglanowych utworów kambryjskich zachodzi współoddziaływanie procesów erozyjnych i krasowych.

Wśród form krasowo-erozyjnych w strefie brzegowej Zbiornika Brackiego wyróżnia się stare formy krasowo-erozyjne, reprezentowane przez suche doliny wykorzystywane przez cieki okresowe, oraz



**Ryc. 6.** Efemeryczne jaskinie w aktywnym klifie Zbiornika Brackiego (fot. E.A. Kozyreva).

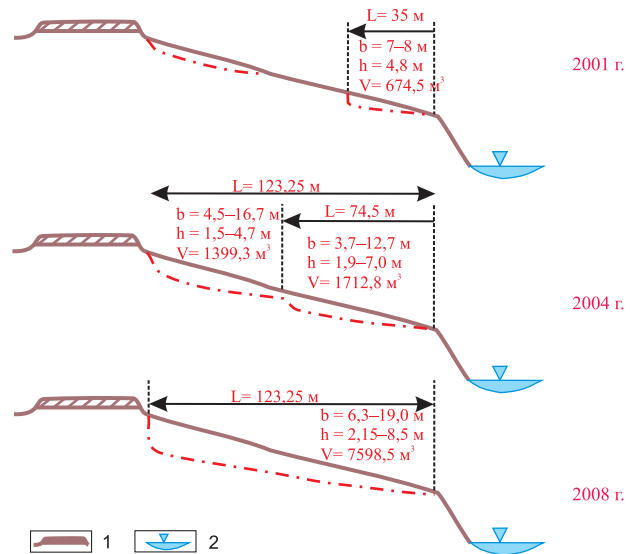
**Fig. 6.** Ephemeral caves in active cliff of Brack Reservoir (photo E.A. Kozyreva)

współczesne, aktywne krasowo-sufozyjno-erozyjne zapadliska i wąwozy (Nikiforova, Filippov 1980).

Rozwój form krasowo-erozyjnych związany jest z występowaniem skał krasowięjących, współcześnie łatwo podlegających rozmywaniu. Dodatkowo czynnikiem wpływającym na współzależność procesów krasowych i erozyjnych jest ich związek ze strefami spękań tektonicznych. Dlatego też w strefach występowania zakrytego krasu formy erozyjne stanowią oryginalne „szczeliny”, jednocześnie tworząc drogi migracji wód powierzchniowych w głąb krasowięjącego masywu.

Jeden z obszarów, gdzie współistnieją procesy krasowe i erozyjne, położony jest na północno-wschodnim, prawym stoku wspomianej już Zatok Szaloty, w odległości około 1,5–2 km na północny zachód od wsi Chadachan. Denudacyjno-erozyjny stok o nachyleniu 10–15° z lekko falistą powierzchnią na kontakcie ze zbiornikiem przechodzi w abrazyjny klif o nachyleniu 40°. Występują tutaj utwory gipso-solno-węglanowej formacji dolnego i środkowego kambru. Utwory te porożcinane są gęstą siecią spękań o przebiegu równoleżnikowym i południkowym. W rzeźbie terenu spękania te wyrażają się łagodnymi rynkami, z którymi związana jest większość występujących tutaj powierzchniowych form krasowych. Utwory czwartorzędowe na powierzchni terenu reprezentowane są przez mułkowo-ilaste piaski gliniaste i gliny piaszczyste o miąższości 2–10 m. Na obszarze tym szeroko rozprzestrzenione są różnowiekowe zapadliskowe, sufozyjno-zapadliskowe i sufozyjne leje pochodzenia krasowego.

Jedna z istniejących tutaj ciekawszych form krasowo-erozyjnych rozwija się w deluwialnych mułkowo-ilastych piaskach gliniastych, o miąższości 4,8 m, zalegających na zwietrzałych skałach węglanowo-gipsowych. Forma ta powstała w efekcie połączenia się dwóch mniejszych form, funkcjonujących w jednej linii. Początki rozwoju tej formy sięgają roku 1976. Wówczas to na skraju wybudowanej pół roku wcześniej drogi pojawiło się zapadlisko krasowe, które pomimo systematycznego zasypywania gruntami corocznie się odnawiało. W 2001 r. na stoku poniżej opisanego zapadliska odnotowano istnienie kolejnej formy, wówczas już o długości 35 m (ryc. 7). Miała



Ryc. 7. Forma krasowo-erozyjna, Chadachan; Zbiornik Bracki (materiały O. Mazaeva)

1 – droga, 2 – poziom wody w zbiorniku, b – szerokość, h – głębokość, L – długość, V – objętość

Fig. 7. Erosion-karst gully, Khadahan, Brack Reservoir (date O. Mazaeva)

1 – road, 2 – water level in reservoir, b – width, h – depth, L – length, V – volume

ona workowaty kształt, z górną częścią łukowatą, o średnicy 7–8 m. Forma ta łączy się bezpośrednio z aktywnym klifem Zbiornika Brackiego. Na jej zboczach i w górnej jej części występowały liczne nagromadzenia oderwanych i spływających po dnie bloków skalnych. Forma ta rozwija się błyskawicznie głównie w górę stoku. W okresie trzech lat jej długość podwoiła się i wynosi 74,5 m. Ponadto następuje jej poszerzenie i pogłębienie się. Dodatkowo w 2004 r. stwierdzono połączenie w jedną obu części omawianej formy krasowo-erozyjnej (ryc. 7). Forma rozciągająca się pomiędzy drogą a aktywnym klifem osiągnęła 123,2 m długości. Jej objętość wynosi ponad 3100 m<sup>3</sup> (tab. 1). W kolejnych latach, do 2010 r., zachodził dalszy rozwój omawianej formy, poprzez jej pogłębienie i poszerzenie. W 2011 r. po raz pierwszy odnotowano nieznaczne zmniejszenie szerokości i głębokości badanej formy w następstwie stabilizacji procesu erozji (ryc. 8, tab. 1, pomiary własne). Drugą możliwą przyczyną odnotowanego zmniejszenia ob-

Tabela 1. Parametry formy krasowo-erozyjnej w otoczeniu Zbiornika Brackiego, Chadachan

Table 1. Parameters of karst-erosion form in surroundings of Brack Reservoir shore zone, Khadahan

Rok	2004		2008		2010		2011	
parametr	min.	maks.	min.	maks.	min.	maks.	min.	maks.
b szerokość (m)	3,7	16,7	6,3	19,0	7,4	18,9	7,2	19,9
h głębokość (m)	1,5	7,0	2,2	8,5	2,3	8,9	2,0	8,8
V objętość (m <sup>3</sup> )	3112,1		7598,4		7686,6		7215,2	



**Ryc. 8.** Stabilizacja formy krasowo-erozyjnej (wąwóz) w Chadachanie, 2011 r. (fot. V.A Pjellinjena)  
**Fig. 8.** Stabilization of erozion-karst gully in Khadahan, 2011 (fig. V.A Pielliniena)

jętości formy mogą być błędy pomiarowe wynikające z zasypywania wąwozu śmieciami przez okolicznych mieszkańców.

Od 1982 r. na stoku po drugiej stronie drogi, powyżej wspomnianej formy, rozwija się drugie zapadlisko krasowe. W jego rozwoju istotną rolę odgrywa nie tyle sufozja, ile erozja liniowa wodami opadowymi i roztopowymi. W 2004 r. forma ta osiągnęła już 32 m długości, a na jej zboczach rozwinęły się cztery erozyjno-sufozyjne rynny. Tempo przyrastania form wąwozowych rozwijających się od krawędzi abrazyjnego klifu w głąb płaskich, nachylonych pod kątem 2–5° powierzchni teras Angary, zbudowanych z utworów piaszczysto-gliniastych, w pierwszych latach funkcjonowania Zbiornika Brackiego według Nikiforovej i Leshnikova (1980) wynosiło 3–4 m rok<sup>-1</sup>. Do napełnienia Zbiornika Niżnie-Kamskiego tempo przyrastania form wąwozowych wynosiło 4–5 m rok<sup>-1</sup> w utworach czwartorzędowych i do 1,5 m rok<sup>-1</sup> w permskich łupkach ilastych (Pečierkin 1969). W efekcie utworzenia zbiornika odnotowano wielokrotny wzrost tempa przyrostu tych form. W czwartorzędowych utworach mułkowo-piaszczystych formy wąwozowe przyrastały 38 m rok<sup>-1</sup> (Pečierkin 1969).

## Podsumowanie

Utworzenie Zbiornika Brackiego spowodowało podniesienie poziomu wód gruntowych w jego bezpośrednim otoczeniu w strefie o szerokości 12–25 km. Dodatkowo jego obecna eksploatacja powoduje w cyklu rocznym kilkumetrowe wahania poziomu wody zarówno w zbiorniku, jak i wód podziemnych w jego bezpośrednim otoczeniu. W efekcie obserwujemy intensyfikację oraz modyfikację przebiegu procesów egzogenicznych występujących na tym obszarze jeszcze przed utworzeniem zbiornika, jak również ich rozwój na nowych obszarach. Powstanie nowego akwenu to także pojawienie się zupełnie nowych procesów, związanych z kształtowaniem się strefy brzegowej zbiornika: procesów abrazyjno-akumulacyjnych i eolicznych, które zajął się z procesami już wcześniej tutaj zachodzącymi. Obecnie dominującym w obrębie strefy brzegowej Zbiornika Brackiego procesem egzogenicznym jest abrazja brzegu.

## Literatura

Atlas Irkutsk. Irkutskâ Oblas . 1997. Izdatel'stvo Novosibirskaja Kartografičeskaâ Fabrica Roskartografii, Novosibirsk.

- Berkin N.S., Filippova S.A., Boarkin V.M., Naumova A.M., Rudenko G.V., 1993. Irkutskâ oblast (Prirodnyje usloviâ administrativnyh rajonov), Irkutsk.
- Bratskoe vodohranilise. Inziniernaâ geologiâ terri-torii. 1963. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
- Chak W.A., 2006. Niektóre cechy rozwoju procesu eolicznego na różnych odcinkach linii brzegowej Zbiornika Brackiego. W: B. Nowaczyk (red.), Morfologiczne i sedimentologiczne skutki działalności wiatru. Poznań: 17–23.
- Filippov V.M., 1981. Eksperimentalnoje izucenie processov vyselačivania sulfatnyh porod Prian-gar'â. Niekotorye voprosy geomorfologii Vostocnoj Sibiri. Irkuck: 131–140.
- Gatto L.W., Doe W.W., 1987. Bank conditions and erosion along selected reservoirs. *Environmental Geology and Water Sciences*, 9, 3: 143–154.
- Goldsmith, V., Rosen, P., Gertner, Y., 1990. Eolian transport measurements, winds, and comparison with theoretical transport in Israeli coastal dunes. W: K. Nordstrom, N. Psuty, B. Carter (red.), Coastal Dunes: Form and Processes. Wiley, London: 79–101.
- Graniczny M., 2006. Exogenic geological processes as a landform shaping factor. W: I.S. Zetsker (red.), Exogenic Geological Processes As a Landform-Shaping Factor. Springer, III: 171–181.
- Grobelska H., 2006. Ewolucja strefy brzegowej zbiornika pakoskiego. *Prace Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania* 205: 1–122.
- Jibson R.W., Odum J.K., Staude J., 1994. Rates and Processes of Bluff Recession Along the Lake Michigan Shoreline in Illinois. *Journal of Great Lakes Research* 20 (1): 135–152.
- Joeckel R.M., Diffendal R.F., 2004. Geomorphic and Environmental Change Around a Large, Aging Reservoir: Lake C.W. McConaughy, Western Nebraska, USA. *Environmental and Engineering Geoscience* 10 (1): 69–90.
- Khak V.A., Kozyreva E.A., Trzhcinsky Y.B., 2007. Eolation dynamics in the shore of artificially impounded bodies (by the example of Bratsk water reservoir, Russia). *Bulletin of the Geological Society of Greece* 40: 1449–1456.
- Kozyreva E.A. 2001. Sovremennyje opolznevyje processy v beregovoj zone Bratskogo vodohranilisa i geodinamiceskij monitoring. *Strojenie litosfery i geodinamika*, Irkutsk: 194–195.
- Kozyreva E.A., Trzhcinsky J.B., 2004. Karst and its correlation with other geological processes (with reference to the zone of influence of Bratsk Reservoir). *Newsletter., Guangxi normal university press., China* 4 C: 67–82.
- Lesikov F.N., Šac M.M., 1983. Merzlye porody juga Srednej Sibiri. Nauka, Novosibirsk.
- Logačev N.A., Lomonosov T.K., Klimanova V.M., 1964. Kajnozojskie otloženia Irkutskogo Amfiteatra. Nauka.
- Mazaeva O, Kaczmarek H, Khak V.A, Kozyreva E.A, 2011. The short-term changes of gully erosion forms in the context of the water level fluctuations in the Bratsk reservoir (Russia). *Landform Analysis* 17: 117–123.
- Mizerski W., 2000. Geologia dynamiczna dla geografów. PWN.
- Nikiforova G.P., Filippov V.M., 1970. Razvitie karstovo-erozionnyh processov na pobereže Bratskogo vodohranilisa. Bieriega vodohranilišč Tiezisy dokladov k piatomu covjeseniu po izucieniu beregov sibirskih vodohranilis. Irkutsk: 42–43.
- Nikiforova G.P., Lešikov F.N., 1970. Kacestvnyye pokazateli razvitiâ ovragov na pobereže Bratskogo vodohranilisa. W: *Metodičeskie aspekty prognozirovania prirodnyh âvlenij Sibiri*. Nauka, Novosibirsk: 42–46.
- Ovčinnikov G.I. 1998. Niekotorye zakonomernosti raspredelenâ nanosov na ošušennyh otmielâh i beregovykh sklonah Bratskogo vodohranilisa pod vozdejstvom vetrovyh i volnovykh faktorov. W: *Współczesne procesy eoliczne*. Sosnowiec: WNoZ US, SGP: 61–72.
- Ovčinnikov G.I, 2003. Dinamika beregovoj zony Angarskich vodochranilis. *Avtoreferat*, Irkutsk.
- Ovčinnikov G.I., Agafonov B.P., 1999. Razvite eolovyh procesov na beregah oz. Baikal i Bratskom vodohranilise i ih rol v dinamike beregovoj zony. W: O.V. Kašmenskaâ (red.), *Berega morej i vnutrennyh vodojemov. Aktualnye problemy geologii, geomorfologii i dinamiki*, Izdatielstvo SO RAN, Naučno-Izdatelskij Centr OIGGM, Novosibirsk: 150–161.
- Ovčinnikov G.I., Karnauhova G.A., 1985. Pri-brežnyje nanosy i donnye otloženiâ Bratskogo vodochranilisa. Nauka, Novosibirsk.
- Ovčinnikov G.I., Tržcinskij J.B., Pavlov S. H., 1999. Izmienienie geologiceskoj sredy v zonah vliâniâ Angaro-Jenisejskich vodohranilis. *Izdatelstvo Nauka, Novosibirsk*.
- Pečerkin I.A., 1969. Geodinamika poberežij Kam-skich vodochranilis. *Geologičeskie procesy*. Perm.
- Skoczylas J., 1999. *Wstęp do geologii*. UAM Poznań.
- Swenson M.J., Wu C.H., Edil T.B., Mickelson D.M., 2006. Bluff Recession Rates and Wave Impact Along the Wisconsin Coast of Lake Superior. *Journal of Great Lakes Research* 32 (3): 512–530.
- Tržcinskij J.B., Demânovič N.I., 1977. Opolzni Angarskich vodohranilis. W: *Izucenie beregov vodohranilis Sibiri*. Izdatelstvo Novosibirsk: 97–117.
- Tržcinskij J.B., Budz M.D., Zarubin N.E., 1969. Opolzni, sieli, termokarst w Vostocnoj Sibiri i ich inżynerno-geologiceskie znaczne. *Izdatelstvo Nauka*.

Vespremeanu-Stroe A., Preoteasa L., 2007. Beach-dune interactions on the dry-temperate Danube delta coast. *Geomorphology* 86(3–4): 267–282.

Vika S., Ovčinnikov G.I., Tržcinskij J.B., Tyc A., Szczypek T., 2000. Razvite prirodnyh processov na beregach Bratskogo vodochranilisa. RAN, Sibirskoe Otdelene, Institut Zemnoj Kory, Irkutsk.