

Renata GRUCA-ROKOSZ

Politechnika Rzeszowska, Katedra Inżynierii i Chemii Środowiska
al. Powstańców Warszawy 12, 35-959 Rzeszów
e-mail: renatagr@prz.edu.pl

Zbiorniki zaporowe jako źródło emisji gazów cieplarnianych

Obserwowane w ostatnich latach globalne ocieplenie klimatu stymuluje badania dotyczące emisji gazów szklarniowych do atmosfery zarówno ze środowisk wodnych, jak i lądowych. Za główną przyczynę efektu cieplarnianego uważa się nadmierną emisję CO₂ i CH₄. Nie ma wątpliwości, że oceany pełnią kluczową rolę w globalnej wymianie gazów, ale istnieją też mocne dowody, że wody śródlądowe (zwłaszcza zbiorniki zaporowe) mogą odgrywać nieproporcjonalną do swej wielkości rolę w globalnej dynamice gazów szklarniowych. Zachodzące w zbiornikach zaporowych procesy rozkładu materii organicznej są bowiem źródłem emisji dwóch głównych gazów szklarniowych: metanu i ditlenku węgla. Oszacowano, że ok. 7% gazów szklarniowych emitowanych ze źródeł antropogenicznych stanowią gazy węglowe emitowane ze zbiorników zaporowych.

W pracy zebrano informacje dotyczące emisji węglowych gazów szklarniowych ze zbiorników zaporowych w różnych strefach klimatycznych. Opisano mechanizmy tworzenia, ścieżki transportu oraz główne przemiany tych gazów w ekosystemach słodkowodnych.

Słowa kluczowe: metan, ditlenek węgla, gazy cieplarniane, efekt cieplarniany, zbiorniki zaporowe

Wprowadzenie

Ditlenek węgla (CO₂) jest najważniejszym antropogenicznym gazem cieplarnianym. Jego roczna emisja wzrosła między 1970 a 2004 r. o 80%, od 21 do 38 gigaton (Gt) i stanowiła w 2004 roku 77% wszystkich emisji antropogenicznych gazów cieplarnianych. Wzrost emisji CO₂eq był znacznie wyższy w okresie 1995-2004 (0,92 Gt CO₂eq rocznie) niż w latach 1970-1994 (0,43 Gt CO₂eq rocznie). Globalne stężenie CO₂ w atmosferze wzrosło od przedindustrialnych wartości wynoszących od około 280 do 379 ppm w 2005 roku. Roczny wzrost stężenia CO₂ w ciągu ostatnich 10 lat był większy (1995-2005 średnia: 1,9 ppm rocznie) niż na początku ciągłych, bezpośrednich pomiarów stężenia tego gazu w atmosferze (1960-2005 średnia: 1,4 ppm rocznie).

Innym równie ważnym gazem szklarniowym jest metan (CH₄), który jest odpowiedzialny za około 20% ocieplenia wywołanego przez działalność człowieka na Ziemi. Pomimo że CH₄ utrzymuje się w powietrzu znacznie krócej niż CO₂, jego potencjał tworzenia efektu cieplarnianego (GWP - *Global Warming Potential*) jest

23 razy wyższy niż CO₂. Globalne atmosferyczne stężenie CH₄ wzrosło od przed-industrialnych wartości wynoszących od około 715 do 1732 ppb na początku lat 90. aż do 1774 ppb w 2005 r. Tempo wzrostu spadło od początku 1990 roku, po tym okresie całkowita emisja (suma antropogenicznych i naturalnych źródeł) jest prawie stała.

Wzrost stężenia antropogenicznego CO₂ i innych gazów szklarniowych w atmosferze ziemskiej w ciągu ostatniego stulecia spowodował wzrost średnich temperatur powietrza i jeśli te tendencje utrzymają się, mogą mieć duży wpływ na środowisko i czynniki socjogospodarcze [1].

W świetle problemu globalnego ocieplenia klimatu naukowcy prowadzą intensywne badania nad emisją gazów cieplarnianych do atmosfery zarówno ze środowisk wodnych, jak i lądowych [2-9]. Jak wiadomo, kluczową rolę w globalnej wymianie gazów pełnią oceany, ale istnieją też mocne dowody, że wody śródlądowe (zwłaszcza zbiorniki zaporowe) mogą odgrywać nieproporcjonalną do swej wielkości rolę w globalnej dynamice gazów szklarniowych. Osady dennie są bowiem składnicą materii organicznej transportowanej do zbiornika oraz produkowanej w środowisku wodnym, która, ulegając rozkładowi, może przyczyniać się do wzrostu stężenia gazów cieplarnianych w atmosferze. Oszacowano, że zbiorniki zaporowe absorbują globalnie 2,5% antropogenicznej emisji węgla, ale globalna emisja węgla z ich powierzchni jest 60% wyższa niż ilość, którą mogą kumulować [10].

1. Globalny geochemiczny cykl węgla

Węgiel wymieniany jest pomiędzy czterema sferami: biosferą, litosferą, hydrosferą i atmosferą. W biosferze rośliny pobierają CO₂ z atmosfery w procesie fotosyntezy i przekształcają go w materię organiczną. Około 1/3 węgla jest gromadzona jako celuloza w pniach i gałęziach drzew, a 2/3 węgla gromadzi się w glebie jako humus, martwa materia organiczna. Rozkład materii organicznej (oddychanie/remineralizacja) powoduje zawrót CO₂ do atmosfery. W stanie niezakłóconym fotosynteza i oddychanie są ze sobą w równowadze.

CO₂ jest wymieniany pomiędzy atmosferą i oceanami poprzez fizyczne i biologiczne procesy. Proces wymiany fizycznej, nazywany pompą rozpuszczalności, jest napędzany przez gradient stężeń pomiędzy powietrzem i oceanami. Podczas wymiany CO₂ jest rozpuszczony w wodzie powierzchniowej i transportowany w głąb oceanu poprzez masy wodne. Wypływające wody głębinowe zawierają CO₂ do atmosfery. „Pompa biologiczna” jest procesem, w którym morski fitoplankton pobiera CO₂ ze strefy eufotycznej i przekształca go w materię organiczną. Po obumarciu porcje rozpuszczonej i cząstkowej materii organicznej transportowane są do głębszych warstw wód przez masy wodne, skutecznie zatrzymując węgiel z atmosfery nawet do 1000 lat. Około 1% materii organicznej nie ulega remineralizacji i jest zatrzymany na dnie morza. W geologicznej skali czasowej (10⁴-10⁶ lat) te morskie osady są albo wydzielane przez wulkanizm, albo ewentualnie wyniesione

przez ruchy tektoniczne i poddawane działaniu tlenu atmosferycznego (suszenie na powietrzu atmosferycznym), w rezultacie CO₂ jest uwalniany do atmosfery i cykl się zamyka [10].

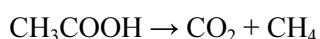
Węgiel nieorganiczny również bierze udział w długoterminowym obiegu, który jest procesem bardzo powolnym. W jego wyniku węgiel jest uwięziony na długie lata w skałach osadowych i metamorficznych. Na skutek wulkanizmu oraz procesów wietrzenia i erozji może wrócić do atmosfery.

2. Produkcja i losy dwutlenku węgla i metanu w zbiornikach zaporowych

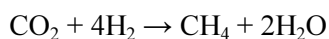
Podczas piętrzenia zbiornika zaporowego zalewa się pewien obszar łądu (gleby), który pokryty jest roślinnością (drzewa, rośliny, martwa roślinna materia organiczna). W istniejącym już zbiorniku materia organiczna produkowana jest w procesie produkcji pierwotnej (materia autochtoniczna) oraz dostarczana ze zlewni (allochtoniczna). Zgromadzony w zbiorniku materiał organiczny obumiera i deponuje się w osadach dennych, gdzie jest rozkładany przez bakterie. Tak długo, jak dostępny jest O₂, jest on zużywany do mineralizacji materii organicznej, a produktem końcowym tego procesu jest CO₂. Stratyfikacja wód często utrudnia dyfuzję O₂ w głąb zbiornika, dlatego w wodach hipolimnionu często występują warunki beztlenowe. Poza tlenem w procesie mineralizacji materii organicznej mogą brać udział również inne utleniacze, takie jak: NO₃⁻, Fe³⁺, Mn⁴⁺, SO₄²⁻ [11]. Proces mineralizacji materii organicznej w warunkach tlenowych przebiega wg reakcji: C₆H₁₂O₆ + 6O₂ → 6CO₂ + 6H₂O. W przypadku braku utleniaczy materia organiczna rozkładana jest przez metanogeniczne bakterie w procesie fermentacji, a produktem końcowym tego procesu są CO₂ i CH₄: C₆H₁₂O₆ → 3CO₂ + 3CH₄.

Biogeniczny CH₄ jest tworzony przez dwa główne procesy: fermentację octanową [12] i redukcję CO₂ [13]. Pierwszy z mechanizmów jest bardziej powszechny w słodkowodnych (ubogich w siarczany) środowiskach z dużą ilością łatwo dostępnej materii organicznej [14].

Z hydrolitycznego rozkładu octanu powstaje CO₂ i CH₄:



Octan może być także utleniony do CO₂ i H₂O i wtedy CO₂ może być metabolicznie zredukowany do CH₄, przy czym źródłem elektronów jest wodór [15]:



W większości środowisk naturalnych przeważnie zachodzi fermentacja metanowa oparta na rozkładzie kwasu octowego lub redukcji CO₂, a udział pozostałych substratów organicznych jest znikomy. Jednak ważnymi substratami dla metanogenów mogą być również grupy metylowe innych związków, takich jak: metanol, metyloamina, metylosiarczek [16]. W systemach słodkowodnych tworzenie metanu w wyniku redukcji CO₂ jest początkowo procesem mniej ważnym, który nabiera zna-

czenia dopiero wtedy, gdy inne substraty zaczynają się wyczerpywać, wówczas metanogeny (z wyjątkiem obligatoryjnych metylotrofów) zaczynają redukować ditlenek węgla [15]. Szacuje się, że fermentacja octanowa w ekosystemach słodkowodnych jest mechanizmem odpowiedzialnym z grubsza w 50÷70% za tworzenie metanu [17, 18].

Ilość metanu transportowana do atmosfery poprzez granicę faz woda-powietrze zazwyczaj nie jest równoważna produkcji w osadach, gdyż część wyprodukowanego metanu może być utleniona, a dwoma głównymi akceptorami elektronów są O_2 i SO_4^{2-} . Podczas utleniania metanu zachodzą następujące reakcje:



Przy czym pierwsza reakcja jest dominująca w warunkach tlenowych, w osadach albo w kolumnie wody, a w drugiej reakcji CH_4 jest utleniany beztlenowo przez bakterie redukujące siarczany, zanim opuści osad [19]. Wyniki prowadzonych badań w różnych ekosystemach słodkowodnych pokazują, że proces utleniania CH_4 przez metanotroficzne bakterie może konsumować od 50 do nawet więcej niż 95% CH_4 dyfundującego ze stref produkcyjnych [18, 20, 21].

Do rozróżnienia źródeł pochodzenia CH_4 , mechanizmu transportu gazu oraz znaczenia procesu utleniania CH_4 wykorzystuje się badania składu izotopowego węgla. Rozkład izotopów węgla podczas wychwytu i metabolizmu związków węgla przez metanogenezę jest kontrolowany przede wszystkim przez kinetyczny efekt izotopowy (KIE). Generalnie dla każdego związku cząsteczki o izotopowo niższej masie (np. $^{12}CH_3COOH$ w przeciwieństwie do $\delta^{13}CH_3COOH$) reagują szybciej i są w związku z tym wykorzystywane częściej niż gatunki izotopowo cięższe. Powoduje to silne zubożenie biogenicznego metanu w ^{13}C w stosunku do prekursora [15]. Podczas hydrogenotroficznej metanogenezy preferowany jest izotopowo lżejszy węgiel, a podczas fermentacji octanowej efekt izotopowy jest mniej wyraźny. W związku z tym metan produkowany w wyniku fermentacji octanowej ma wartość $\delta^{13}C-CH_4$ w zakresie od -65 do -30% , natomiast $\delta^{13}C$ metanu produkowanego poprzez redukcję CO_2 ma wartość w zakresie od -110 do -60% [22]. Pomocne w określeniu mechanizmów tworzenia CH_4 są również wartości $\delta^{13}C$ współlistniejącego z nim CO_2 . Rozdział izotopów węgla pomiędzy $\delta^{13}C-CO_2$ i $\delta^{13}C-CH_4$ może być wyrażony jako współczynnik frakcjonowania $\alpha_C = (\delta^{13}C-CO_2 + 1000)/(\delta^{13}C-CH_4 + 1000)$. Wielkość α_C związanego z metanogenezą w środowiskach morskich waha się w zakresie od 1,05 do 1,1 (najczęściej są to wartości 1,07 i 1,08), zaś w ekosystemach słodkowodnych wartość tego wskaźnika mieści się w zakresie od 1,04 do 1,055 [15].

Na podstawie znajomości $\delta^{13}C$ współlistniejących ze sobą CO_2 i CH_4 można nie tylko rozróżnić ścieżki metanogenezy, ale także ocenić konsumpcję metanu. Utlenianie metanu powoduje bowiem wyraźny, silny spadek rozdzielania izotopów węgla. W ostatniej fazie zużycia współczynnik frakcjonowania α_C osiąga wartości pomiędzy 1,005 i 1,025 [15].

Czynnikami, które mają wpływ na metanogenezę oraz szybkość transportu metanu z naturalnych mokradeł, są [23]: zasolenie, potencjał redox, zawartość nutrientów i składników organicznych w osadach, stężenie substratów i produktów końcowych, produkcja pierwotna, szybkość wiatru, ciśnienie atmosferyczne oraz temperatura.

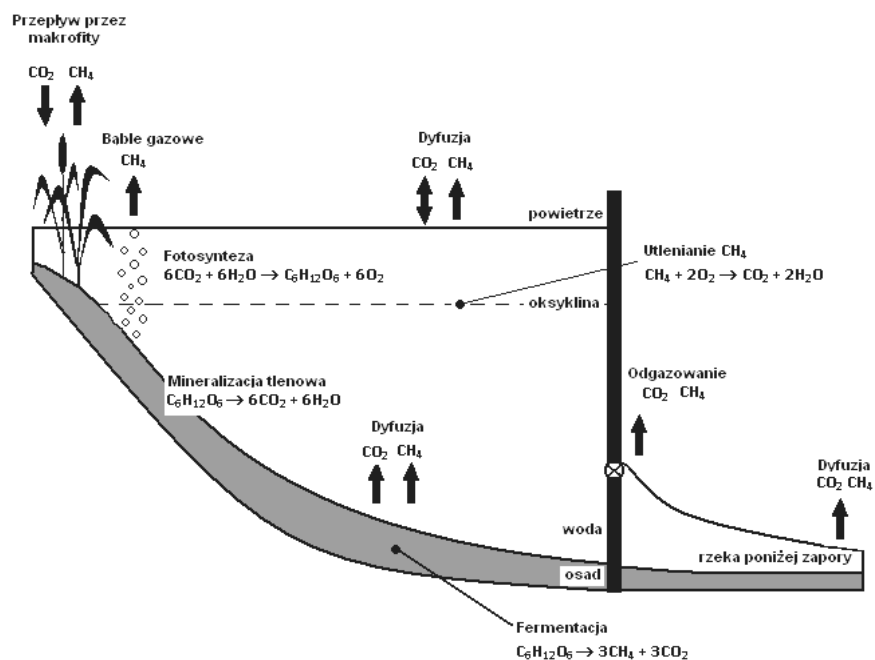
CO₂ jest produkowany nie tylko w osadach dennych, ale również w tlenowej kolumnie wody podczas oddychania i rozkładu materii organicznej. Głównym ujemnym źródłem CO₂ jest metanogeneza (redukcja CO₂), produkcja pierwotna oraz emisja do atmosfery. Wysoka produkcja pierwotna w zbiorniku, a co za tym idzie - wysoka eutrofizacja, stanowi ujemne źródło CO₂ bez względu na wiek i szerokość geograficzną. Wysokie zasilanie w nutrieny, zwłaszcza fosfor, indukuje wzrost produkcji pierwotnej. Wówczas proces fotosyntezy dominuje nad procesem oddychania, w którym węgiel organiczny zostanie utleniony, redukując tym samym wartość CO₂, który może być emitowany do atmosfery [24]. Gdy na granicy faz woda-powietrze stężenie rozpuszczonego, wolnego CO₂ jest niższe od stężenia równowagowego, wówczas może być on uzupełniany z atmosfery. Obniżenie stężenia wolnego CO₂ jest wynikiem wychwytywania go przez organizmy, a efektem tego zjawiska jest wzrost pH wody, który wynika z przesunięcia równowagi w kierunku HCO₃⁻ i CO₃²⁻. Podczas wysokoprodukcyjnych dni pH wody może wzrastać do wartości nawet powyżej 10 [25].

Skład izotopowy rozpuszczonego węgla nieorganicznego ($\delta^{13}\text{C-DIC}$ *dissolved inorganic carbon*) pozwala rozszyfrować procesy wpływające na jego produkcję w ekosystemach wodnych. Oddaje zasadnicze źródła tych substancji w wodzie: atmosferyczny CO₂, rozkład materii organicznej i rozpuszczanie minerałów węglanowych oraz ich transformacje związane z fotosyntezą i respiracją. Dodatkowo ewolucja $\delta^{13}\text{C-DIC}$ wzdłuż drogi przepływu oddaje względną intensywność fotosyntetycznej asymilacji i respiracji. Obserwacje $\delta^{13}\text{C-DIC}$ muszą być poparte odpowiednimi obserwacjami fizykochemicznych własności wody, w szczególności jej zasadowości. Mineralizacja materii organicznej lub rozpuszczanie CaCO₃ w osadach jeziornych uwalnia do wody porowej DIC (DIC \equiv H₂CO₃⁰ + HCO₃⁻ + CO₃²⁻), który jest izotopowo podobny do źródeł, czyli do węgla organicznego w osadach i CaCO₃. DIC uwalniany przez metanogenezę w wysoce redukcyjnych osadach jest wzbogacony w ¹³C w stosunku do węgla organicznego w osadach [22]. Preferencyjne wychwytywanie lżejszego izotopu węgla ¹²C w procesie fotosyntezy powoduje wzrost wartości $\delta^{13}\text{C-DIC}$ w epilimnionie, zaś CO₂, będący produktem mineralizacji materii organicznej, charakteryzuje się niższą wartością $\delta^{13}\text{C-DIC}$ [26].

Podsumowując, ditlenek węgla może być produkowany zarówno w warunkach tlenowych, jak i beztlenowych, w zalanych glebach i osadach dennych oraz w kolumnie wody, konsumowany zaś jest głównie przez producentów wodnych w eufotycznych strefach zbiorników. Metan zaś jest gazem produkowanym w warunkach beztlenowych, głównie w osadach dennych.

3. Drogi emisji węglowych gazów cieplarnianych ze zbiorników zaporowych

Jak pokazano na rysunku 1, emisja metanu i ditlenku węgla ze zbiorników zaporowych do atmosfery może następować poprzez: 1) dyfuzyjny przepływ z powierzchni wody, 2) uwalnianie bąbli gazowych (ebulicja) w płytkich partiach zbiorników zaporowych, 3) przepływ przez rośliny, 4) odgazowanie strumienia wody tuż poniżej zapory, 5) dyfuzyjny przepływ wzdłuż biegu rzeki poniżej zapory.



Rys. 1. Produkcja i ścieżki transportu CH_4 i CO_2 w zbiorniku zaporowym

Gdy gazy osiągną powierzchnię wody, mogą dyfundować do atmosfery. Dyfuzja CO_2 i CH_4 do atmosfery zależy od gradientu stężeń na granicy faz woda-powietrze i prędkości transferu gazu [27]. Ponadto okresowe zmiany, takie jak wiatr i opady deszczu mają wpływ na szybkość wymiany gazowej [28]. Wiatr o niewielkiej sile wydaje się nie mieć wpływu na proces wymiany gazów, ale silny prowadzi do zwiększonej turbulencji w zbiorniku, a tym samym zwiększonego przepływu gazu do atmosfery [29]. Temperatura jest również czynnikiem, mającym wpływ na wymianę gazową na granicy faz woda-powietrze. W wysokich temperaturach zwykle odnotowuje się zwiększony przepływ gazów, a zwłaszcza CH_4 do atmosfery [30-32].

Tworzące się w osadach dennych pęcherzyki gazów mogą być uwalniane do kolumny wody, gdy suma ciśnień cząstkowych rozpuszczonych gazów jest wyższa niż ciśnienie hydrostatyczne. Pęcherzyki gazów mogą przenikać przez kolumnę wody i być uwalniane do atmosfery. Większość badań pokazuje, że głównym skład-

nikiem pęcherzyków gazowych jest metan, a ilość ditlenku węgla jest minimalna i stanowi do ok. 2% objętości [5, 18, 33-35].

Nagle uwolnienie wody z głębokiego zbiornika poprzez turbiny powoduje nagłą zmianę ciśnienia i temperatury. W wyniku tego ogromne ilości CO_2 i CH_4 są uwalniane do atmosfery [36]. Ponieważ nagle następuje zmiana ciśnienia i uwolnienie gazów, bakterie metanotroficzne nie zdążą utlenić CH_4 do CO_2 [37]. Według [29], około dwie trzecie CH_4 zawartego w wodzie po przejściu przez turbinę uchodzi do atmosfery.

W rzece poniżej zapory obserwuje się wzrost turbulencji wody w stosunku do wody zbiornika. Ponieważ woda w rzece jest dobrze wymieszana, gazy mogą łatwiej dyfundować i szybciej przechodzić do powietrza atmosferycznego. W przypadku trzech tropikalnych zbiorników zaporowych: Samuel, Balbina i Petit Saut emisja metanu z rzeki poniżej zapory stanowiła od 5 do 33% całkowitej emisji z powierzchni zbiornika (dyfuzja + ebulicja), a emisja ditlenku węgla tą samą drogą wynosiła 20% (Samuel) i 7% (Balbina) [38].

4. Metody pomiaru i obliczeń różnych dróg emisji gazów

- Przepływ metanu i ditlenku węgla na granicy faz woda-powietrze w zbiornikach zaporowych lub rzekach poniżej zapory:
 - Pływające komory („floating chambers”, „static chambers”). Komory pływające (statyczne) można sobie wyobrazić jako pudełka, które otwartą stroną położone są na wodzie tak, aby gazy z wód powierzchniowych mogły dyfundować do środka komory. Są one zazwyczaj wyposażone w pływające pontony, a wewnątrz komór umieszczone są zasilane bateriami wiatraki. Gazy do chromatograficznej analizy pobiera się przez zawór zamknięty silikonową septą. Przepływy gazów wyrażone w $\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ($\text{mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) oblicza się z liniowej regresji zmiany stężenia gazu w komorze w funkcji czasu, uwzględniając powierzchnię i objętość komory [32]. Przepływ mierzony za pomocą komór statycznych jest sumą przepływu dyfuzyjnego i ebulicji [39].
 - Obliczanie w oparciu o gradient ciśnienia parcjalnego lub stężenia danego gazu w powietrzu oraz w wodzie i współczynnik wymiany gazu, który zależy od prędkości wiatru, szybkości przepływu wody, opadów i temperatury [40, 41]. Przepływ (wyrażany dla CO_2 w $\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, a dla CH_4 w $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) = $= k_x (C_w - C_p)$, gdzie C_w i C_p to stężenie gazu odpowiednio w wodzie i powietrzu, a k_x jest współczynnikiem wymiany gazu obliczanym ze wzoru: $k_x = k_{600} (\text{Sc}/600)^{-x}$. Sc jest liczbą Schmidta, która jest zależna od temperatury (t). $\text{Sc}(\text{CO}_2) = 1911,1 - 118,11t + 3,4527t^2 - 0,04132t^3$, $\text{Sc}(\text{CH}_4) = 1897,8 + -114,28t + 3,2902t^2 - 0,03906t^3$. k_{600} jest współczynnikiem wymiany gazu, wyrażanym w $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$, znormalizowanym dla CO_2 w wodach słodkich dla liczby Schmidta równej 600: $k_{600} = 2,07 + (0,215 \cdot U_{10}^{1,7})$. U_{10} to szybkość wiatru na wysokości 10 m wyrażana wzorem: $U_{10} = 1,22 \cdot U_1$, gdzie U_1 jest prędkością wiatru przy powierzchni wody i wyrażana jest w $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$.

- Przepływ metanu i ditlenku węgla na granicy faz osad-woda nadosadowa oblicza się z pierwszego prawa dyfuzji Ficka [42]: $J = -\phi D_s (dc/dz)$, gdzie: J jest dyfuzyjnym przepływem, ϕ oznacza porowatość, D_s to współczynnik dyfuzji dla danego gazu w osadach dennych i dc/dz - zmiana stężenia danego gazu wraz z głębokością. D_s można obliczyć dwoma sposobami. Według Bernera [43], $D_s = D_0 \cdot \theta^{-2}$, gdzie: D_0 jest molekularnym współczynnikiem dyfuzji gazu w czystej wodzie, a θ^2 oznacza tzw. „krętość” osadów. Krętość osadów oblicza się, używając empirycznej formuły zaproponowanej przez Sweertsa [44], dla środowisk słodkowodnych ma ona postać: $\theta^2 = -0,73\phi + 2,17$. Według Lermana [45], $D_s = D_0 \cdot \phi^2$, gdzie: D_0 jest molekularnym współczynnikiem dyfuzji gazu w czystej wodzie, a ϕ oznacza porowatość osadów.
- Ebulicję (uwalnianie bąbli gazowych) ze zbiorników zazwyczaj mierzy się za pomocą odwróconych lejków wypełnionych wodą [33].
- Przepływ metanu przez roślinność i wymiana ditlenku węgla przez rośliny może być mierzona w przezroczystych i ciemnych komorach [46].
- Odgazowanie poniżej zapory obliczane jest jako różnica pomiędzy stężeniem gazu powyżej i poniżej zapory pomnożona przez przełyk turbiny, czyli objętość strumienia wody przepływającego przez turbinę w ciągu sekundy [47].

5. Emisja węglowych gazów cieplarnianych ze zbiorników zaporowych w różnych strefach klimatycznych

W literaturze można znaleźć stosunkowo dużo informacji na temat emisji gazów cieplarnianych ze zbiorników zaporowych zlokalizowanych w tropikalnej oraz borealnej strefie klimatycznej. Nieliczne doniesienia dotyczą strefy umiarkowanej. Ilość gazów cieplarnianych uwalnianych przez poszczególne zbiorniki zaporowe waha się znacznie (tab. 1). We wszystkich strefach klimatycznych emisja CO_2 jest wyższa niż emisja CH_4 . Jak wynika z zebranych danych, emisja zarówno CO_2 , jak i CH_4 ze zbiorników borealnych jest niewielka w porównaniu z emisją ze zbiorników zlokalizowanych w tropikalnej i umiarkowanej strefie klimatycznej. Ma to zapewne związek z temperaturą wody (badania w zbiornikach strefy umiarkowanej prowadzone były w okresie wysokich temperatur) [48].

Oprócz ogromnych różnic emisji gazów szklarniowych w różnych strefach klimatycznych obserwuje się także znaczące różnice w emisji tych gazów pomiędzy różnymi zbiornikami w tej samej strefie. Świadczy to o tym, że nie tylko temperatura, ale i inne czynniki regulują emisję gazów cieplarnianych do atmosfery. Jednym z takich czynników jest z pewnością zasobność osadów dennych w materię organiczną. Nie bez znaczenia jest też jej pochodzenie. Wyniki badań emisji metanu oraz składu izotopowego węgla i azotu w osadach dennych zbiornika zaporowego w Nieliszu (Polska) pozwoliły stwierdzić, że łatwiej rozkładalna materia pochodzenia autochtonicznego jest lepszym substratem dla procesu metagenezy niż materia pochodzenia terygenicznego [49]. Głony rozkładają się do metanu i ditlenku węgla 10 razy szybciej niż lignoceluloza [50].

Tabela 1

Wielkość emisji węglowych gazów cieplarnianych z powierzchni zbiorników zaporowych w różnych strefach klimatycznych (w nawiasach średnie wartości przepływów)

Zbiornik	CO ₂	CH ₄	Źródło
	mg · m ⁻² · d ⁻¹	mg · m ⁻² · d ⁻¹	
Strefa borealna			
Grand Rapids (Kanada)	-347÷7260 (624)	-0,07÷27,72 (0,58)	[40]
Jenpeg (Kanada)	-926÷2126 (316)	-0,07÷10,81 (1,11)	[40]
Kettle (Kanada)	-723÷5646 (514)	-0,19÷0,97 (-0,01)	[40]
McArthur (Kanada)	-1057÷3556 (367)	-0,03÷7,15 (0,04)	[40]
EM-1 (Kanada)	-4÷19676 (2426)	-0,04÷8,18 (0,77)	[40]
RDP (Kanada)	-234÷9380 (665)	-0,05÷6,38 (0,49)	[40]
LG-2 (Kanada)	45÷6509 (661)	-0,09÷2,56 (0,14)	[40]
Lokka (Finlandia)	484÷3212 (1518)	5,28÷118,4 (22,96)	[53]
Porttipahta (Finlandia)	880÷2288 (1540)	2,56÷4,8 (3,52)	[53]
Strefa umiarkowana			
Wohlen (Szwajcaria)		(855)	[54]
Solina (Polska)	-914,32÷648,12	0	[32]
Wilcza Wola (Polska)	3893,12÷4161,52	31,84÷451,52	[32]
Rzeszów (Polska)	2042,04÷7150,44	735,68÷3849,76	[32]
Nielisz (Polska)		255,68÷6141,60	[49]
Turawa (Polska)		(40,96) ebulicja	[55]
Sulejów (Polska)		(45,92) ebulicja	[55]
Włocławek (Polska)		(411,2) ebulicja	[55]
Siemianówka (Polska)		(705,92) ebulicja	[55]
F.D. Roosevelt (USA)	-852÷251 (-462)	1,6÷8,2 (3,2)	[56]
Dworshak (USA)	-2278÷-720 (-1195)	0,6÷14,8 (3,4)	[56]
Shasta (USA)	351÷2150 (1247)	-1,5÷29,2 (9,5)	[56]
Wallula (USA)	-1629÷1060 (-349)	3,5÷17,0 (9,0)	[56]
Strefa tropikalna			
Miranda (Brazylia)	16,03÷61182,5 (4980)	20,002÷4747,6 (262,4)	[35]
Tres Marias (Brazylia)	-10060÷41,4 (-142)	0,901÷1446 (382,2)	[35]
Barra Bonita (Brazylia)	1614÷33424 (6434)	3,102÷50 (19,2)	[35]
Segredo (Brazylia)	0,0021÷46859 (4789)	0,006÷93 (9,9)	[35]
Xingó (Brazylia)	29,004÷89203,06 (9837)	3,31÷157 (29,99)	[35]
Samuel (Brazylia)	2313,004÷16348,5 (8087)	4,9001÷2442 (183,6)	[35]
Tucurui (Brazylia)	1314,002÷142724 (10433)	0,04÷108,9 (205,4)	[35]
Itaipu (Brazylia)	-2646÷7980,74 (1205)	1,4÷50,04 (12,9)	[35]
Serra da Messa (Brazylia)	-630,87÷5902,2 (1316)	-3,8÷1011,3 (121)	[35]
Petit Saut (Gujana Francuska)	580÷10498 (4460)	4,96÷3800 (1140)	[57]
Nam Ngum (Laos)	-932,8÷-118,8	1,6÷9,6	[47]
Nam Leuk (Laos)	-466,4÷1680,8	12,8÷190,4	[47]

Kolejnym czynnikiem mającym wpływ na emisję gazów cieplarnianych ze zbiorników zaporowych jest wiek zbiornika [24]. Uważa się, że bezpośrednio po zalaniu zbiornika następuje duża emisja gazów szklarniowych, która z czasem nieco się obniża i utrzymuje na stosunkowo stałym poziomie przez cały okres życia zbiornika. Literatura pokazuje, że w młodszych zbiornikach (mniej niż 15 lat) głównym źródłem węgla jest zatopiona biomasa [51]. Oszacowano, że dla zbiorników borealnych maksimum emisji gazów szklarniowych następuje od 3 do 5 roku po zatrzymaniu wody [52]. Wyniki badań dwóch tropikalnych zbiorników Nam Ngum i Nam Leuk [47] potwierdzają, że wiek może być znaczącym czynnikiem regulującym emisję gazów szklarniowych. W przypadku pierwszego zbiornika, który został zalany w 1971 roku bez większego usunięcia biomasy, mierzone przepływy gazów szklarniowych były znacznie niższe niż w przypadku innych tropikalnych zbiorników, a dla CO₂ były to nawet wartości ujemne, wobec czego oszacowano, że zbiornik może pochłaniać węgiel z atmosfery w ilości $-53 \pm 35 \text{ Gg C} \cdot \text{rok}^{-1}$. Drugi zbiornik powstał znacznie później (1999 rok) po częściowym usunięciu i wypaleniu roślinności. Mierzona emisja gazów po 10 latach od zalania była wciąż wysoka i porównywalna z wartościami otrzymanymi dla innych zbiorników tropikalnych. W zeutrofizowanych systemach (bez względu na ich wiek) obserwuje się dużą emisję metanu [24, 48]. Obfite zasilanie w nutrieny przyspiesza produkcję pierwotną, a, jak wspomniano już wcześniej, glony są lepszym substratem dla procesu metanogenezy. Wzmocniony proces fotosyntezy może jednak zmniejszać ilość CO₂, który mógłby emitować do atmosfery.

Według wstępnych szacunków wszystkie sztuczne zbiorniki zaporowe emitują $321 \text{ Tg C} \cdot \text{rok}^{-1}$, co stanowi około 7% gazów szklarniowych emitowanych ze źródeł antropogenicznych [48]. Szacunki te jednak mogą być zaniżone z uwagi na to, że do obliczeń wzięto pod uwagę jedynie emisję z powierzchni kilku zbiorników zaporowych. Jak pokazały późniejsze badania, uwalnianie CO₂ i CH₄ poniżej zapory (bezpośrednio za turbinami wodnymi i w wyniku dyfuzyjnego przepływu z odpływem) może znacząco przyczyniać się do emisji gazów cieplarnianych z tropikalnych zbiorników [38]. Według Guérin i wsp. [38], średnia emisja CH₄ dla trzech tropikalnych zbiorników (Petit Saut, Balbina i Samuel) powyżej zapory wynosiła $48 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, a poniżej zapory $960 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$. W przypadku CO₂ wielkości te wynosiły odpowiednio $11\,176$ i $37\,796 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$.

Barros i wsp. [24] obliczyli, że elektrownie wodne stanowią 20% wszystkich sztucznych zbiorników zaporowych i emitują rocznie 48 Tg C w postaci CO₂ i 3 Tg C w postaci CH₄, co stanowi 16% emisji ze sztucznych zbiorników zaporowych i 4% globalnej emisji węgla z ekosystemów słodkowodnych (naturalnych i stworzonych przez człowieka).

Elektrownie wodne przez długi czas były uważane za „czyste” źródło energii, niemające wpływu na globalne ocieplenie. Jednakże ostatnie badania pokazały, że mogą one stanowić znaczący udział w emisji gazów szklarniowych i nie są „przyjazne” dla klimatu. Wciąż istnieje wiele kontrowersji dotyczących globalnego

wpływu tych emisji. Niektórzy naukowcy udowadniają, że są one znaczące i mają wpływ na zmianę klimatu, a inni twierdzą, że dane są mocno przesadzone.

Według Duchemina i wsp. [58], średnia emisja netto dla borealnych zbiorników zaporowych wynosi od 20 do 60 g CO₂eq na wygenerowaną kilowatogodzinę, zaś emisja netto z tropikalnych jezior mieści się w zakresie 200÷3000 g CO₂eq na kWh. Dla porównania gazownia spalająca gaz w cyklu mieszanym emituje około 430÷635 g CO₂eq na kWh (łącznie z ulatnianiem się metanu podczas jego wydobywania i przesyłania).

Tabela 2

Udział różnych metod wytwarzania energii elektrycznej w globalnym ociepleniu [52]

Źródło energii	Emisja g CO ₂ eq · kWh ⁻¹
Węgiel	940÷1340
Olej	690÷890
Gaz	650÷770
Elektrownia nuklearna	8÷27
Ogniwa fotowoltaiczne	81÷260
Elektrownia wiatrowa	16÷120
Arktyczne zbiorniki zaporowe	33
Tropikalne zbiorniki zaporowe	6÷2100

Rezultaty obliczeń wskazują, że wpływ nowoczesnego zakładu gazowniczego na ocieplenie jest od 5 do 8 razy większy niż wysokoemisyjny zbiornik borealny, ale tropikalny zbiornik może mieć 66-krotnie większy wpływ na globalne ocieplenie niż gazownia. W tabeli 2 przedstawiono udział różnych metod wytwarzania energii elektrycznej w globalnym ociepleniu.

Podsumowanie

Jak pokazano powyżej, rola tropikalnych zbiorników zaporowych w globalnym ociepleniu jest znacząca. Wstępne badania emisji węglowych gazów szklarniowych do atmosfery z kilku zbiorników zaporowych południowo-wschodniej Polski [32, 39, 42] wykazały, że emisja metanu do atmosfery może osiągać równie wysokie wartości jak w tropikalnej strefie klimatycznej. Dotyczy to głównie zbiorników w znacznym stopniu zdegradowanych. W związku z planami tworzenia nowych zbiorników zaporowych wciąż potrzeba wielu badań, które oszacują rolę tych ekosystemów w globalnym ociepleniu. Dokładne określenie emisji gazów szklarniowych ze zbiorników jest jednak zadaniem bardzo trudnym. Błędne pomiary wynikają bowiem z ogromnych różnic przestrzennych, sezonowych oraz tworzenia i ucieczki pęcherzyków CH₄, które są trudne do określenia ilościowego.

Pozyskanie wyczerpujących informacji na temat produkcji węglowych gazów cieplarnianych w osadach dennych zbiorników zaporowych zlokalizowanych w umiarkowanej strefie klimatycznej oraz określenie mechanizmów kontrolujących ich tworzenie oraz przepływy przez granice faz: osad-woda nadosadowa i woda-atmosfera znacznie wzbogaci wiedzę na temat funkcjonowania ekosystemów wodnych i stanowić będzie ważne ogniwo w globalnym bilansie węgla.

Podziękowanie

Praca została wykonana w ramach umowy N N305 077836.

Literatura

- [1] IPCC Climate Change, Synthesis Report 2007.
- [2] Adams D.D., Baudo R., Gases (CH₄, CO₂ and N₂) and pore water chemistry in the surface sediments of Lake Orta, Italy: acidification effects on C and N gas cycling, *J. Limnol.* 2001, 60, 1, 79-90.
- [3] Rastogi M., Singh S., Pathak H., Emission of carbon oxide in soil, *Current Science* 2002, 82, 5, 510-517.
- [4] Haese R.R., Meile C., van Cappellen P., de Lange G.J., Carbon geochemistry of cold seeps: Methane fluxes and transformation in sediments from Kazan mud volcano, eastern Mediterranean Sea, *Earth and Planetary Science Letters* 2003, 212, 361-375.
- [5] Matthews C.J.D., Joyce E.M., St. Louis V.L., Schiff S.L., Venkiteswaran J.J., Hall B.D., (Drew) Bodaly R.A., Beaty K.G., Carbon dioxide and methane production in small reservoirs flooding upland boreal forest, *Ecosystems* 2005, 8, 267-285.
- [6] Søvik A.K., Kløve B., Emission of N₂O and CH₄ from a constructed wetland in southeastern Norway, *Science of the Total Environment* 2007, 380, 28-37.
- [7] Krithika R., Purvaja R., Ramesh R., Fluxes of methane and nitrous oxide from an Indian mangrove, *Current Science* 2008, 94, 2, 218-224.
- [8] Wilcock R.J., Sorrell B.K., Emission of greenhouse gases CH₄ and N₂O from low-gradient streams in agriculturally developed catchments, *Water Air Soil Pollut.* 2008, 188, 155-170.
- [9] Rogalski L., Bęś A., Warmiński K., Carbon dioxide emission to the atmosphere from overburden under controlled temperature conditions, *Polish Journal of Environmental Studies* 2008, 17, 3, 427-432.
- [10] Parekh P., A preliminary review of the impact of dam reservoirs on carbon cycling, www.irn.org/basics/conferences/cop10/pdf/CarbonCycle.12.08.04.pdf, 2004.
- [11] Murase J., Sugimoto A., Spatial distribution of methane in the Lake Biwa sediments and its carbon isotopic composition, *Geochemical Journal* 2001, 35, 257-263.
- [12] Barker H.A., On the biochemistry of methane fermentation, *Arch. Microbiol.* 1936, 7, 420-438.
- [13] Takai Y., The mechanism of methane fermentation in flooded paddy soil, *Soil Sci. Plant Nutr.* 1970, 6, 238-344.
- [14] Piker L., Schmaljohann R., Imhoff J.F., Dissimilatory sulfate reduction and methane production in Gotland Deep sediments (Baltic Sea) during a transformation period from oxic to anoxic bottom water (1993-1996), *Aquat. Microb. Ecol.* 1998, 14, 183-193.
- [15] Whiticar M.J., Isotope tracking of microbial methane formation and oxidation, *Mitt. Internat. Verein. Limnol.* 1996, 25, 39-54.

- [16] Oremland R.S., Biogeochemistry of methanogenic bacteria, [In:] Zedler A.J.B. (Ed.) *Biology of Anaerobic Microorganisms*, John Wiley & Son, New York 1988, 641-705.
- [17] Valentine D.L., Chidthaisong A., Rice A., Reeburgh W.S., Tyler S.C., Carbon and hydrogen isotope fractionation by moderately thermophilic methanogens, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 2004, 68, 1571-1590.
- [18] Bergier I., Novo E.M.L., Ramos F.M., Mazzi E.A., Rasesa M.F.F.L., Carbon dioxide and methane fluxes in the littoral zone of a tropical Savanna Reservoir (Corumba, Brazil), *Oecologia Australis* 2011, 15, 3, 666-681.
- [19] Rudd J.W.M., Taylor C.D., Methane cycling in aquatic environments, *Advances in Aquatic Microbiology* 1980, 2, 77-150.
- [20] Sweerts J.-P.R.A., Dekkers T.M.J., Cappenberg T.E., Methane oxidation at the sediment-water interface of shallow eutrophic Lake Loosdrecht and deep meso-eutrophic Lake Vechten, *Mitt. Internat. Verein. Limnol.* 1996, 25, 197-203.
- [21] Juutinen S., Methane fluxes and their environmental controls in the littoral zone of boreal lakes, University of Joensuu, PhD Dissertations in Biology 2004, 110.
- [22] Ogrinc N., Lojen S., Faganeli J., A mass balance of carbon stable isotopes in an organic-rich methane-producing lacustrine sediment (Lake Bled, Slovenia), *Global and Planetary Change* 2002, 33, 57-72.
- [23] Jędrysek M.O., Spatial and temporal patterns in diurnal variations of carbon isotope ratios of earlydiagenetic methane from fresh water sediments, *Chemical Geology* 1999, 159, 241-262.
- [24] Barros N., Cole J.J., Tranvik L.J., Prairie Y.T., Bastviken D., Huszar V.L.M., del Giorgio P., Roland F., Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude, *Nature Geosciences/Advance online publication*, 2011, doi:10.1038/NGEO1211.
- [25] Portielje R., Lijklema L., Carbon dioxide fluxes cross the air-water interface and its impact on carbon availability in aquatic systems, *Limnol. Oceanogr.* 1995, 40, 4, 690-699.
- [26] Myrbo A., Shapley M.D., Seasonal water-column dynamics of dissolved inorganic carbon stable isotopic compositions ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) in small hardwater lakes in Minnesota and Montana, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 2006, 70, 1699-2714.
- [27] Guérin F., Abril G., Significance of pelagic aerobic methane oxidation in the methane and carbon budget of tropical reservoir, *Journal of Geophysical Research* 2007, 112, G03006, doi: 10.1029/2006JG000393.
- [28] Abril G., Guérin F., Richard S., Delmas R., Galay-Lacaux C., Tremblay A., Varfalvy L., Gosse P., Santos M. A., Matvienko B., Carbon dioxide and methane emission and the carbon budget of a 10-year old tropical reservoir (Petit Saut, French Guiana), *Global Biogeochemical Cycles* 2005, 19, doi: 10.1029/2005GB002457.
- [29] Guérin F., Abril G., Serca D., Delon C., Richard S., Delmas R., Tremblay A., Varfalvy L., Gas transfer velocities of CO_2 and CH_4 in a tropical reservoirs and its river downstream, *Journal of Marine Systems* 2007, 66, 161-172.
- [30] Zimov S.A., Voroaev Y.V., Semiletov I.P., Davidov S.P., Prosiannikov S.F., Chapin III F.S., Chapin M.C., Trumbore S., Tyler S., North Siberian Lakes: a methane source fueled by Pleistocene carbon, *Science* 1997, 227, 800-802.
- [31] Xing Y., Xie P., Yang H., Ni L., Wang Y., Rong K., Methane and carbon dioxide fluxes from a shallow hypereutrophic subtropical lake in China, *Atmos. Environ.* 2005, 39, 5532-5540.
- [32] Gruca-Rokosz R., Tomaszek J.A., Koszelnik P., Czerwieniec E., Methane and carbon dioxide emission from some reservoirs in SE Poland, *Limnological Review* 2010, 1, 15-21.
- [33] Huttunen J.T., Lappalainen K.M., Saarijärvi E., Väisänen T., Martikainen P.J., A novel sediment gas sampler and a subsurface gas collector used for measurement of the ebullition of methane and carbon dioxide from a eutrophied lake, *Science of Total Environment* 2001, 266, 153-158.
- [34] Tomaszek J.A., Czerwieniec E., Release of gases from bottom sediment of the Rzeszów Reservoir, Poland, *Environment Protection Engineering* 2004, 30(4), 189-196.

- [35] dos Santos M.A., Rosa L.P., Sikar B., Sikar E., dos Santos E.O., Gross greenhouse gas fluxes from hydro-power reservoir compared to thermo-power plants, *Energy Policy* 2006, 34, 481-488.
- [36] Fearnside P.M., Greenhouse gas emissions from hydroelectric dams: Controversies provide a springboard for rethinking a supposedly 'clean' energy source - An editorial comment, *Climatic Change* 2004, 66, 1, 2.
- [37] Kemenes A., Forsberg B.R., Melack J.M., Methane release below a tropical hydroelectric dam, *Geophysical Research Letters*, 34, L12809, 2007, doi:10.1029/2007GL029479.
- [38] Guerin F., Abril G., Richard S., Burbank B., Reynouard C., Seyler P., Delmas R., Methane and carbon dioxide emission from tropical reservoirs: Significance of downstream rivers, *Geophysical Research Letters* 2006, 33, L21407, doi:10.1029/2006GL027929.
- [39] Kemenes A., Forsberg B.R., Melack J.M., CO₂ emissions from tropical hydroelectric reservoir (Balbina, Brazil), *J. Geophys. Res.* 2011, 116, G03004, doi:10.1029/2010JG001465.
- [40] Demarty M., Bastien J., Tremblay A., Hesslein R.H., Gill R., Greenhouse gas emissions from boreal reservoirs in Manitoba and Quebec, Canada, measured with automated systems, *Environ. Sci. Technol.* 2009, 43, 8908-8915.
- [41] Whitfield C.J., Aherne J., Baulch H.M., Controls on greenhouse gas concentrations in polymictic headwater lakes in Ireland, *Science of Total Environment* 2011, 410-411, 217-225.
- [42] Gruca-Rokosz R., Tomaszek J.A., Koszelnik P., Czerwieniec E., Methane and carbon dioxide fluxes at the sediment-water interface in reservoir, *Polish J. Environ. Stud.* 2011, 20, 1, 81-86.
- [43] Berner R.A., *Early Diagenesis: A Theoretical Approach*, Princeton University Press, Princeton 1980.
- [44] Sweerts J.-P.R.A., Oxygen consumption processes, mineralization and nitrogen cycling at the sediment - water interface of north temperate lakes. Ph.D. thesis, Rijksuniversiteit, Groningen 1990.
- [45] Lerman A., *Geochemical Processes Water and Sediment Environment*, John Wiley and Sons, New York 1979.
- [46] Livingston G.P., Hutchinson G.L., Enclosure based measurement of trace gas exchange: applications and sources of error, [In:] P.A. Matson, R.C. Harris (Eds.), *Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water*, Blackwell Science, Cambridge UK 1995, 14-51.
- [47] Chanudet V., Descloux S., Harby A., Sundt H., Hansen B. H., Brakstad O., Serca D., Guérin F., Gross CO₂ and CH₄ emissions from the Nam Ngum and Nam Leuk sub-tropical reservoirs in Lao PDR, *Science of Total Environment* 2011, 409, 5382-5391.
- [48] St. Louis V.L., Kelly C.A., Duchemin E., Rudd J.W.M., Rosenberg D.M., Reservoir surfaces as sources of greenhouse gases to thatmosphere: a global estimate, *BioScience* 2000, 50, 9, 766-775.
- [49] Gruca-Rokosz R., Tomaszek J.A., Czerwieniec E., Methane emission from Nielisz Reservoir, *Environment Protection Engineering* 2011, 37, 3, 107-116.
- [50] Benner R., Maccubin A.E., Hodson R.E., Anaerobic biodegradation of lignin polysaccharide components of lignocellulose and synthetic lignin by sediment microflora, *Appl. Environ. Microbiol.* 1984, 47, 998-1004.
- [51] Teodoru C., Prairie Y., del Giorgio P., Spatial heterogeneity of surface CO₂ fluxes in a newly created Eastmain-1 reservoir in Northern Quebec, Canada, *Ecosystems* 2010, 14, 28-46.
- [52] Tremblay A., Varfalvy L., Roehm Ch., Garneau M., The issue of greenhouse gases from hydroelectric reservoirs: from boreal to tropical regions, http://www.un.org/esa/sustdev/sdissues/energy/op/hydro_tremblaypaper.pdf (data dostępu 15.09.2010), 2004.
- [53] Huttunen J.T., Alm J., Liikanen A., Juutinen S., Larmola T., Hammar T., Silvola J., Martikainen P.J., Fluxes of methane, carbon dioxide and nitrous oxide in boreal lakes and potential anthropogenic effects on the aquatic greenhouse gas emission, *Chemosphere* 2003, 52, 609-621.

- [54] Delsontro T., McGinnis D.F., Sobek S., Ostrovsky I., Wehrli B., Extreme methane emission from Swiss hydropower reservoir: contribution from bubbling sediments, *Environ. Sci. Technol.* 2010, 44, 2419-2425.
- [55] Trojanowska A., Kurasiewicz M., Potencjał metalogeniczny osadów wybranych zbiorników zaporowych w Polsce (Methanogenic potential of sediments in selected Polish dam reservoirs), [in:] W. Marszelewski (ed.), *Anthropogenic and Natural Transformations of Lakes*, 3, PTLim, Toruń 2009, 229-234.
- [56] Soumis N., Duchemin E., Canuel R., Lucotte M., Greenhouse gas emissions from reservoirs of the western United States, *Global Biogeochemical Cycles* 2004, 18, GB3022, doi:10.1029/2003GB002197.
- [57] Galy-Lacacaux C., Delmas R., Jambert C., Dumestre J-F., Labroue L., Richard S., Gosse P., Gaseous emissions and oxygen consumption in hydroelectric dams: a case study in French Guyana, *Global Biogeochem. Cycle* 1997, 11, 471-483.
- [58] Duchemin É., Lucotte M., St. Louis V.L., Canuel R., Hydroelectric reservoirs as an anthropogenic source of greenhouse gases, *World Resource Review* 2002, 14.

Reservoirs as a Source of Greenhouse Gases Emission

In aspect of global warming, scientists conducting intensive research on greenhouse gas emissions into the atmosphere from both aquatic and terrestrial environments. Excessive emissions of CO₂ and CH₄ are considered as the main cause of the greenhouse effect. There is no doubt that the oceans play a key role in the global exchange of gases, but there are also strong evidences that inland waters (particularly reservoirs) may play a disproportionate to their size role in the global dynamic of greenhouse gases. During the impoundment dam reservoir a certain area of land covered with vegetation is flooded, and in existing reservoir, organic matter is produced in the process of primary production and delivered from the catchment. The collected organic material dies, shall be deposited in the bottom sediments, where it is decomposed by bacteria. Depending on the oxygen conditions, CO₂ or CO₂ and CH₄ are the end product of decomposition. Because during transport of gases to the interface water - atmosphere they are transformed microbiologically, the amount of greenhouse gases released from the sediment is not equal to the size of the emitted into the atmosphere. It was estimated that approximately 7% of greenhouse gas carbon emissions from anthropogenic sources are the gases emitted from reservoirs. The most information in the literature on greenhouse gas emissions from reservoirs, concerns reservoirs which are located in tropical and boreal climatic zone. The few reports on the temperate zone. The results show that both CO₂ and CH₄ emissions from boreal reservoirs are small compared to the ones in the tropics. This is certainly due to the water temperature. Besides the huge difference of emissions in different climate zones also between reservoirs in the same climatic zone the differences in the greenhouse gas emissions can be significant. This indicates that there are other factors that significantly regulate greenhouse gas emissions from reservoirs into the atmosphere. These are: the content and type of organic matter deposited in the bottom sediments and the reservoir age.

Hydroelectric reservoirs have long been considered as "clean" energy source. However, some scientists prove that hydropower is a significant contributor to greenhouse gas emissions and is not "climate-friendly". The results of calculations indicate that the impact of a modern gas plant on the warming is greater than high-emission boreal reservoir, but the tropical reservoir can have tens of times greater impact on the global warming than the gas plant.

In this work the information about the carbon greenhouse gases emissions from reservoirs in different climatic zones is collected. The mechanisms of the formation, transport pathways and main transformation of these gases in freshwater ecosystems were described.

Keywords: methane, carbon dioxide, greenhouse gases, greenhouse effect, reservoirs

