

Hullámozás módosította turbulens impulzusáram mérése és becslése a Balaton légkör-víz határfelületén

Lükő Gabriella*, Torma Péter*, Weidinger Tamás**, Krámer Tamás*

* Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszék, Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, 1111 Budapest, Műegyetem rkp. 3. (E-mail: torma.peter@emk.bme.hu)

** Meteorológiai Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A

Kivonat

A szél keltette hullámozás meghatározó szerepet játszik a légkör-víz határfelületen kialakuló turbulens cserefolyamatoknál. A turbulens impulzus- és hőáramok profil-alapú, fluxus-gradiens eljárással lokálisan számíthatók, ami a Monin-Obukhov-féle hasonlósági elméleten (Monin-Obukhov similarity theory - MOST) alapszik. Az oceanográfiai mérések alapján levezetett összefüggések nem helytállóak kisebb léptékű és erősen meghajrási hossz-limitált sekély tavi környezetben, ahol a kialakuló hullámok jellemzően fiatalabbak, így nagyobb meredekségűek, valamint a fázissebességük is kisebb, mint az óceáni nyílt vízi környezetben. Jelen kutatás alapját a Balaton Keszthelyi-öblében telepített nyíltvízi hidrometeorológiai mérőállomás adatai képezik. Az impulzus- és hőáramokat örvény-kovariancia műszeregyüttes mérte, míg a hullámozást akusztikus vízfelszínkövető rögzítette. A mérések alapján új, sekély tavi, meghajrási hossz-limitált körülményekre alkalmazható légkör-víz határfelületen kialakuló impulzusáramra becslési összefüggéseket vezettünk le. Az eredmények összevetése releváns, hullámozási paramétereket is figyelembe vevő eljárásokkal (pl. a hullámkorral és a hullámmereedséggel módosított Charnock-féle összefüggésekkel) megmutatta, hogy az ellenállási tényező és érdességi magasság általunk levezetett paraméterezései jelentősen eltérnek az oceanográfiai összefüggésektől.

Kulcsszavak

Impulzusáram, hullámozás, szél, érdességi magasság, örvény-kovariancia, Balaton.

Wave-driven turbulent momentum exchange measurement and parameterization at the air-water interface of Lake Balaton

Abstract

Wind-induced waves play a key role in air-lake momentum and heat exchange. Turbulent momentum and heat fluxes can be calculated locally using the profile based, flux-gradient method following the Monin Obukhov Similarity Theory (MOST). The water surface of fetch-limited shallow lakes differ significantly from open ocean circumstances since the wave field is characterized by young and growing waves that are steeper and can collapse by whitecapping at lower wind speeds, and travel with a lower phase velocity. Consequently, momentum (and heat) flux estimation methods arising from oceanographic observations cannot be directly applied. However, few attempts have been made to describe air-water turbulent exchange in case of large, but still fetch-limited shallow lakes. Turbulent flux measurements were performed in the basin of Keszthely in Lake Balaton. Momentum and heat fluxes were measured with eddy-covariance technique at an offshore station, while waves were simultaneously recorded with an underwater, upward looking acoustic surface tracking instrument. In this study, we derive new momentum flux estimation formulations based on the measured wind stress and surface waves which are applicable to strongly fetch-limited conditions. We compare our results with relevant model formulations that attempt to estimate momentum flux using different wave state parameterizations (i.e. wave age and wave steepness modified Charnock formulations) and show that derived drag and roughness length parameterizations differ significantly from oceanographic formulas.

Keywords

Momentum flux, surface waves, wind, roughness length, eddy-covariance, Lake Balaton.

BEVEZETÉS

A légkör-víz határfelületen kialakuló impulzusáram ($\rho \cdot u_*^2$, ahol ρ a levegő sűrűsége) meghatározására két módszert alkalmaznak leggyakrabban. A szél-csúsztatósebesség (u_*) számítható: (i) ellenállási tényező segítségével a szélesebesség függvényében, vagy (ii) a vízfelszín felett kialakuló (stabilitási függvényekkel korrigált) logaritmikus szélesebesség-profil alapján. Ez utóbbi módszert a Monin-Obukhov-féle hasonlósági elmélet (Monin-Obukhov Similarity Theory - MOST) írja le (Weidinger és társai 2000, Kiss és Torma 2014). Az ellenállási tényező (C_D) használata egyszerű, azonban értéke széles skálán mozog 0,0005-0,004 [-] között (lásd a hivatkozásokat a lentebbi ábrákon). A szél-sebesség-profilra épülő módszer esetében a számítás összetettebb, mivel mind az impulzusáram, mind a hullámozó vízfelszín érdességi magassága (z_0) ismeretlenek.

A legelterjedtebb érdességi magasság-becslési módszer a Charnock-féle összefüggés, $z_0 = \alpha \cdot u_*^2/g$, ahol g a nehézségi gyorsulás, α a Charnock-féle tényező, melynek átlagos értéke 0,012-0,018 [-] között változik az irodalomban (Charnock 1955, Garratt 1977, Wu 1980). Vickers és Mahrt (1997) különválasztotta a RASEX program méréseit meghajrási hossz szerint és az ezekből levezetett Charnock-tényezőre $\alpha = 0,018$ -at kapott nagy (15-25 km), $\alpha = 0,073$ -at rövid (2-5 km) meghajrási hossz jellemezte körülmények között. Ismereteink szerint ez az eddigi legmagasabb mért Charnock- α érték. Továbbá, Taylor és Yelland (2001) azt tapasztalta, hogy a meglévő összefüggések, amelyeket oceanográfiai adatsorokra fejlesztettek ki, nem tudják előrejelezni a mért nagyobb felszíni ellenállást az Ontario tóban a nagyon fiatal hullámkorú hullámok esetére.

Utóbbi már számszerűen is rámutat arra, hogy az ellenállási tényező és az érdességi magasság kapcsolatban áll a hullámmási viszonyokkal. A hullámmást jellemezhetjük a hullámmkorral (c_p/u_*) vagy az inverz hullámmkorral (u_*/c_p), ahol c_p a hullám fázissebessége. Az inverz hullámmkor $u_*/c_p = 0,02-0,2$ [-] között változik az oceanográfiai irodalomban, ehhez képest a saját méréseink során, a rövid meghajtási hossz (~3 km) esetén $u_*/c_p = 0,02-0,5$ [-] között alakult. A hullámmkor-alapú paraméterezés fontosságát igazolja, hogy *Lin és társai (2002)* kutatásukban megmutatták, hogy az ellenállási tényező jobban korrelál a hullámmkorral, mint a szélességgel. Több tanulmány pedig előnyben részesíti a hullámmási paraméterek és a *Charnock-féle* összefüggés kombinációját hullámmási függő α -egyenletek levezetésével, habár előnyösebb a hullámmkor közvetlenül összefüggésbe hozni a z_0 érdességi magassággal (vagy annak normalizált értékével), mint az α -tényezővel, mert utóbbi eset önkorrelációval terhelt (*Smith és társai, 1992, Johnson és társai, 1998, Drennan és társai 2003, Fisher és társai 2015*). A hullámmási viszonyokat a hullámmkor mellett a hullámmmeredekséggel is jellemezhetjük (H_s/L), ahol H_s a szignifikáns hullámmmagasság és L a hullámmhossz. A hullámmmeredekség $H_s/L = 0,02-0,06$ [-] között változik mind az irodalomban, mind saját méréseinknél.

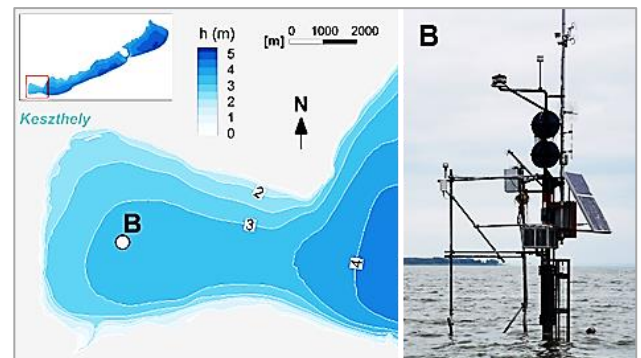
Összefoglalva, a legfőbb különbség a Balaton és az óceáni viszonyok között a rövid meghajtási hossz (*Luettich és társai 1990*). Emiatt a hullámmmezőt nagyon fiatal és magas frekvenciájú hullámmok jellemzik, és a mért inverz hullámmkorok is jóval az irodalmi értékek felett helyezkednek el. Következésképpen, a jelenleg rendelkezésre álló oceanográfiai irodalomból származó összefüggések általánosan nem alkalmazhatók az impulzusáram becslésére erősen meghajtási hossz-limitált környezetben. Az a hipotézisünk, hogy nagyobb a légáramlás ellenállása a fiatalabb és meredekebb hullámmok esetén, mint amilyen nyíltvízi vagy akár partmenti óceáni körülmények között jellemző. Tanulmányunkat az ösztönözte, hogy meghatározzuk az impulzusáramot nagy kiterjedésű, de meghajtási hossz-limitált tóra, illetve olyan becslési összefüggéseket vezessünk le, amelyek közvetlenül alkalmasak hidrodinamikai, illetve meteorológiai modellekben történő alkalmazásra. A tanulmányban meghatározzuk a Balatonra jellemző ellenállási tényezőket és érdességi magasságokat örvény-kovariancia mérési adatainak felhasználásával, majd összevetjük és kiértékeljük a levezetett és az irodalomban fellelhető impulzusáram-becslő összefüggéseket.

TEREPI MÉRÉSEK

A BME Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszéke, más hazai és nemzetközi egyetemekkel együttműködve, 2018-ban másfél hónapig, 2019-ben pedig öt hónapon keresztül üzemeltetett a Balaton Keszthelyi-medencében egy nagyfrekvenciájú víz alatti nyomás-, áramlás- és vízszintmérővel kiegészített meteorológiai mérőállomást (1. ábra).

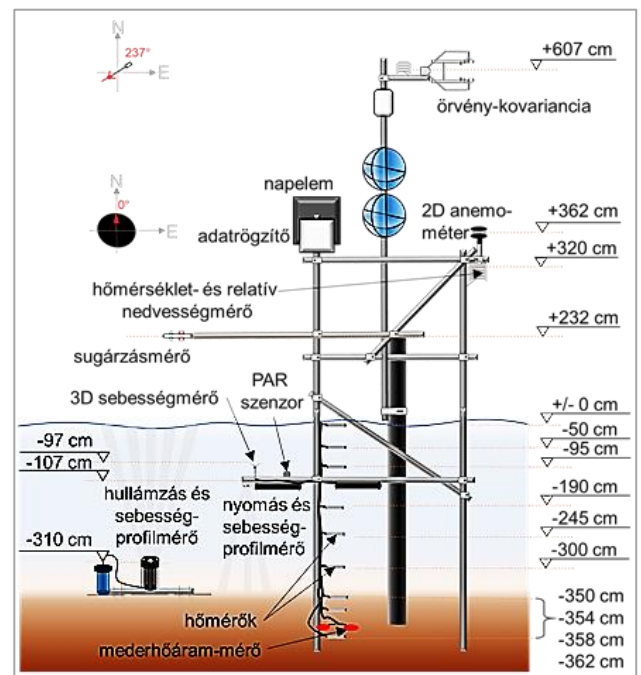
A Balaton sekély tó, az átlagos vízmélysége 3,2 m, vízfelszíne pedig 600 km². A Keszthelyi-medence közepén felállított B jelű mérőállomáson 2-10 km között változik a meghajtási hossz, de az uralkodó ÉÉNY, DNY és

DK-i szélirányok esetén hozzávetőleg 3 km-es meghajtási hossz a jellemző. Az állomás műszerezése a 2. ábrán látható, miszerint a légköri oldalon 10 Hz frekvencián működött egy örvény-kovariancia műszeregyüttes (Campbell CSAT3 szonikus anemométer és Campbell EC150 nyílt utas CO₂/H₂O gázanalizátor). A turbulens áramok mérése rutin meteorológiai mérésekkel voltak kiegészítve, úgymint szél (Gill WindSonic2), léghőmérséklet és relatív nedvességtartalom (Vaisala HMP45). A vízfelszín közelítő hőmérsékletének rögzítése Campbell T107 típusú szenzorral (termisztor) történt egy úszó segítségével ~2 cm-rel a vízfelszín alatt. Emellett a vízfelszín pontos hőmérsékletét Kipp & Zonen CNR4 típusú sugármérő segítségével is rögzítettük, annak visszavert hosszúhullámú sugármérése alapján. A hullámmási viszonyokat egy Nortek Signature1000 típusú ultrahangos berendezéssel mértük, amely a mederfenéken volt elhelyezve és felfelé nézve követte a vízfelszínmozgást 4 Hz felbontással.



1. ábra. A hidrometeorológiai mérőállomás fotója és elhelyezkedése a Keszthelyi-medencében

Figure 1. Hydrometeorological measurement station in the Keszthely basin.



2. ábra. A hidrometeorológiai állomás műszerezettsége a telepítéskori szintekkel

Figure 2. Instrumentation of the hydrometeorological station with heights from the water surface at the time of installation

MÓDSZEREK

A nyers örvény-kovariancia (eddy-covariance – EC) adatokat a Bayreuth Egyetemen fejlesztett Turbulence Knight 3 (TK3) szoftverrel dolgoztuk fel, és számítottuk az impulzusáramokat (Mauder és Foken 2011). A feldolgozás a kiugró értékek eltávolításával kezdődött (a kiszűrt adatok helyén nem történt interpoláció). A további alkalmazott korrekciós számítások a következők voltak: i) kettős forgatás a szélmérő dőlésének korrigálására (McMillen 1988, Wilczak és társai 2001); ii) Moore-korrekció a spektrális veszteség csökkentésére; iii) Schotanus-korrekció felhajtóerő miatt (Foken és társai 2004); iv) Webb-korrekció a sűrűségváltozások hatása miatt (Webb és társai, 1980). A turbulens impulzusáramokat 20 perces átlagokra számítottuk. A mért adatok minőségbiztosítása a Foken és társai (2004) féle értékelési rendszert követi, miszerint az adatokat 9 minőségi osztályba (quality class - QC) soroltuk többféle teszt együttes értékelése alapján. Az osztályozás szerint 1 jelenti a kiváló, 9 a rossz minőséget. A rossz minőségű adatok kiszűrésére alkalmazott küszöbértékek irodalmi ajánlások és érzékenységvizsgálat alapján választottuk meg. Adatot akkor fogadunk el, ha QC < 7 minőségi osztályba kerül és a fluxus variancia (σ_w/u^*) teszt kevesebb, mint 40%-os eltérést mutat a mért és az elméleti értékek között. Ez utóbbi a turbulens viszonyok stacionaritását hivatott biztosítani, ami alapfeltevése az örvény-kovariancia eljárás alkalmazhatóságának. Emellett további két minimum határértéket is előírtunk a stacionárius állapot biztosítására úgy, mint $\Delta U_{10N} < 50\%$ szélesebesség-változás és $\Delta Dir < 30^\circ$ szélirány-változás, ahol U_{10N} a 10 méter magasan mért neutrális szélesebességet jelenti, amely a szakirodalmi összehasonlításokban használatos és Δ pedig két egymást követő 20 perces szélesebesség és szélirány átlag értékei közötti különbséget jelenti. Végül, további két határértéket alkalmaztunk a kis szelek kiszűrésére, mint $U_{10N} > 2$ m/s és $u^* > 5$ cm/s, hogy kizárható legyen a felhajtóerő által dominált szabad konvekció (Abdella és D'Alessio 2005).

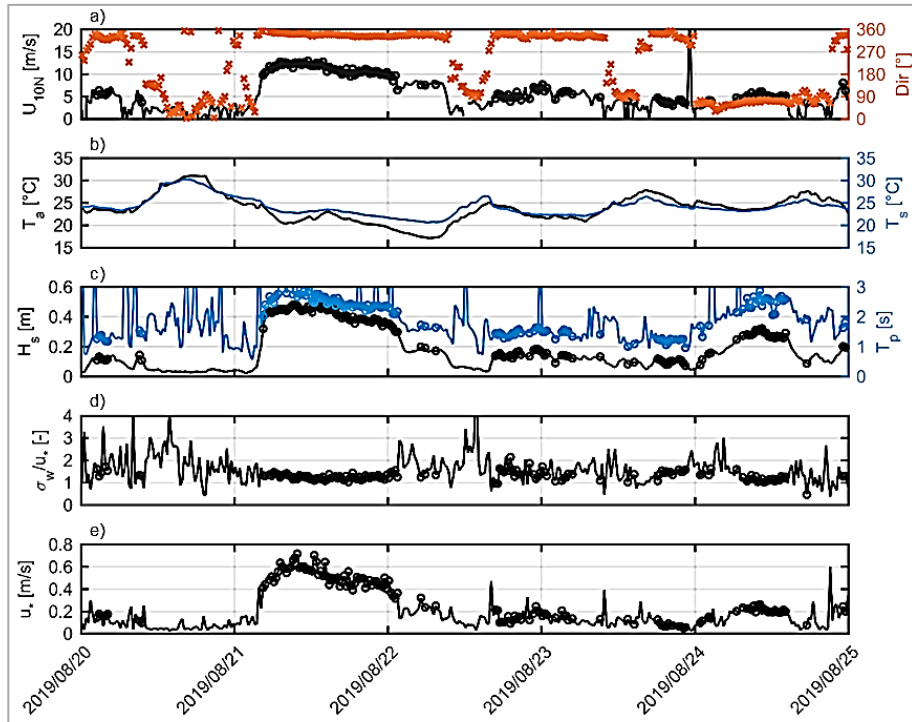
A hullámmagasság viszonyokat az ultrahangos távolságmérés elvén működő Signature műszerből származó nyers vízfelszínmozgás adatai alapján határoztuk meg. A feldolgozást saját fejlesztésű algoritmusok segítségével végeztük, ami tartalmazta az adatok trendmentesítését és a kiugró értékek szűrését (lineáris interpolációval kiegészítve). A hullámmagasság jellemző paramétereit elsősorban spektrális elemzés útján vezettük le, de az ún. zero-crossing módszerrel ellenőriztük a számításokat (Holthuisen 2007, Homoródi és társai 2012). A hullámmagasság statisztikai jellemzőit az EC mérésekkel megegyező 20 perces átlagokra számítottuk. A szignifikáns hullámmagasság (H_s), a periódusidő (T_p) és a hullámhossz (L) mellett további hullámmagasság jellemzőket is kiszámítottuk, mint a hullámkor (c_p/u^*), amely a hullám fázissebesség és a szél-csúsztatósebesség hányadosa, valamint a hullámmelegedésség (H_s/L), azaz a hullámmagasság és a hullámhossz hányadosa. A hullámmagasság adatok esetén is alkalmaztunk szűrést, ami a meghajtási hossz-limitált viszonyokra való szűkítést és a legalább $H_s > 5$ cm hullámmagasságra való szűrést jelentették.

Az ellenállási tényezőre és az érdességi magasságra vonatkozó összefüggések levezetéséhez a következő számításokat végeztük, követve a Monin-Obukhov-féle hasonlósági elméletet: i) megválasztottuk az univerzális stabilitási függvényeket (Dyer 1974), ii) kiszámoltuk az érdességi magasságokat a stabilitási függvényekkel korrigált logaritmikus sebességprofilból, iii) korrigáltuk a szélesebességet a 10 méteres neutrális értékre (U_{10N}), és végül iv) meghatároztuk a 10 méteres neutrális ellenállási tényezőt (C_{D10N}) valamint a Charnock-tényezőt (α). Az ellenállási tényezőre, a Charnock-tényezőre és az érdességi magasságra vonatkozó összefüggéseket kapcsolati görbék illesztésével határoztuk meg, a szélesebesség és a hullámmagasság viszonyokat jellemző paraméterek függvényében.

EREDMÉNYEK ÉS DISZKUSSZIÓ

Hidrometeorológiai jellemzők

A teljes körű adatellenőrzés és minőségbiztosítás eredményeként 2176 megbízható adatponthoz jutottunk. A kiszűrt adatok 90%-ánál a szélesebesség 4 m/s alatti volt, amikor a légköri turbulenciáról már nem mondható el, hogy tisztán mechanikai nyírás által dominált, hanem a hőmérsékleti gradiens okozta felhajtóerő által is befolyásolt. A kiszűrt adatok maradék 10%-ában, pedig a stacionárius állapotra vonatkozó feltétel nem teljesült. A szűrés után a szélesebesség a 2 és 18 m/s közötti tartományba esett. A legkisebb szignifikáns hullámmagasság 5 cm a szűrés miatt, a legnagyobb pedig ~70 cm. A mért szél-csúsztatósebességek 5 és 90 cm/s között alakultak. A mérési időszakban a légköri stabilitást 15%-ban stabil, 44%-ban instabil és 41%-ban neutrális légrétegzettség jellemezte. A 3. ábrán egy rövid időszakon szemléltetjük a mért hidrometeorológiai idősorokat és az alkalmazott szűrőket. A nyers adatokat folytonos vonal, a szűrt adatokat karikák jelölik. Kis szelek esetén megfigyelhető, hogy nem teljesül a stacionárius állapot, amelyet a turbulencia kifejezettségét jellemző fluxus variancia alapján történő szűrés jól kezel (3d. ábra). A függőleges sebesség fluktuáció szórása (σ_w) és a szél-csúsztatósebesség aránya, az ún. integrált turbulencia-karakterisztika, amelynek az értéke pl. neutrális állapot esetén $\sigma_w/u^* \sim 1,25$ (Foken és társai 2004). Ettől való számottevő eltérés esetén az adatot kihagytuk a további vizsgálatokból. Ha a szélesebesség és szélirány akárcsak rövidebb ideig állandósul, ez a feltétel szépen teljesül (pl. 2019. augusztus 22-e esti és 23-a hajnali órákban). A 2019. augusztus 21-i rendkívül erős szélvihar esetén pedig az elméleti érték körüli ingadozás is minimális szórással jár, ami jól mutatja, hogy teljes mértékig a szél keltette nyírás alakítja a turbulencia viszonyokat. A hullámmagasság paraméterek a szélesebesség mellett a széliránytól is függenek a változó meghajtási hosszúnak köszönhetően. A bemutatott idősoron az is jól látható, hogy keleti szélirányból adódó nagy meghajtási hosszúnak köszönhetően is jelentős hullámmagasság figyelhető meg alacsonyabb $U_{10N} \sim 5$ m/s-os szélesebesség mellett is 2019. augusztus 24-én napközben. Összességében tehát egy statisztikailag megbízható adatsor jött létre, amely a szélesebesség, szélirány és légköri stabilitás széles skáláját fedi le, és amely egyaránt kielégíti a mérési módszerrel kapcsolatos elvárásokat, valamint a vizsgált jelenség elméleti alapfeltevéseit.



3. ábra. (a) Szélsebesség (U_{10N}) és szélirány (Dir), (b) léghőmérséklet (T_a) és vízfelszín-hőmérséklet (T_s), (c) szignifikáns hullámagasság (H_s) és periódusidő (T_p), (d) karakterisztikus turbulencia (σ_w/u^*) és az (e) impulzusáram (u^*) időszora.

(Megjegyzés: Folytonos vonallal a nyers és karikával a szűrt adatok jelölve)

Figure 3. Timeseries of (a) wind speed (U_{10N}) and wind direction (Dir), (b) air (T_a) and water surface temperature (T_s), (c) significant wave height (H_s) and wave period (T_p), (d) integral turbulence characteristic (σ_w/u^*) and (e) momentum flux (u^*)

(Note: Raw data are shown with solid line and filtered data with circles)

Ellenállási tényező

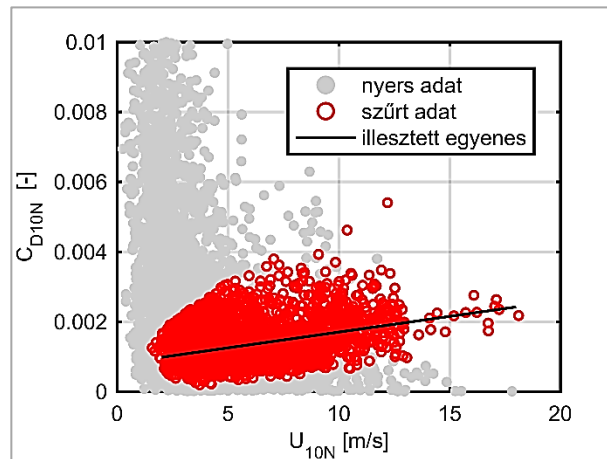
A szakirodalmat követve lineáris kapcsolatot kerestünk az ellenállási tényező és a szélsebesség között immáron a szűrt, minőségbiztosított adatok alapján (4. ábra).

A levezetett ellenállási tényező egyenlete

$$C_{D10N} = (0,80 + 0,09 \cdot U_{10N}) \cdot 10^{-3}.$$

Az összefüggést a jól ismert irodalmi egyenletekkel együtt tüntetjük fel az 5a. ábrán. Megfigyelhető, hogy

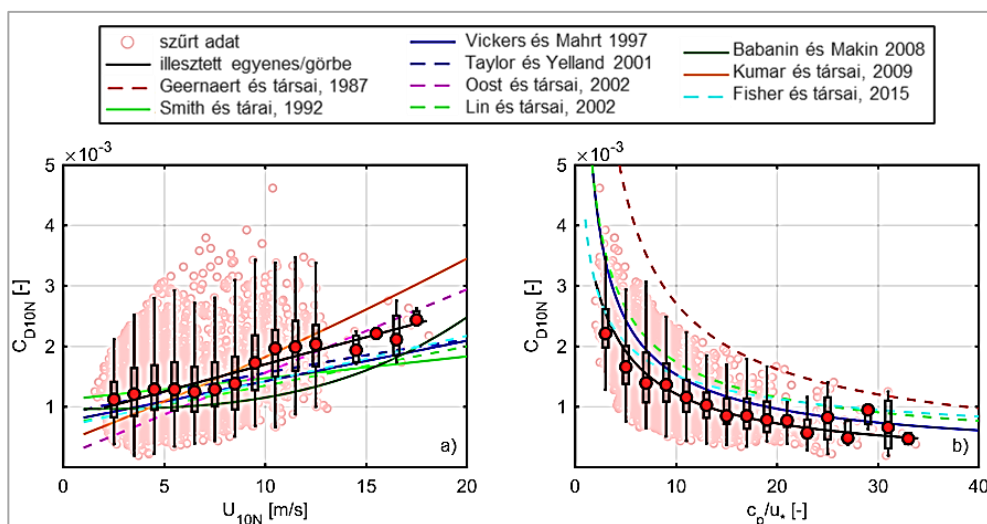
az oceanográfiai összefüggések alábecsülnék az ellenállást az erősen meghajtási hossz-limitált körülmények esetén, különösen a 8-10 m/s-os sebességtartomány felett. Ez azt is jelenti, hogy számottevő az eltérés az egyenesek meredekségében is. Az irodalmi egyenletekben az átlagos konstans $0,68 \cdot 10^{-3}$, míg az átlagos meredekség $0,077 \cdot 10^{-3}$ s/m, amelyek ~20%-kal alacsonyabbak az illesztett egyenesünk paramétereinek képest.



4. ábra. Ellenállási tényező a szélsebesség függvényében

Figure 4. Drag coefficient as a function of wind speed

(Note: filled grey circles represent raw data, while red circles are filtered data)



5. ábra. Ellenállási tényező (a – bal ábra) a szélsősebesség függvényében az illesztett egyenessel és (b – jobb ábra) a hullámkor függvényében az illesztett hatványfüggvénnyel

Figure 5. Drag coefficient (a – on the left) as a function of wind speed with the fitted linear function and (b – on the right) as a function of wave age with the fitted power function

Érdekes kiemelni *Vickers és Mahrt (1997)* összefüggését, ahol hasonlóan rövid volt a meghajtási hossz (2-5 km), és az egyenesük meredeksége is hasonló az általunk levezetettéhez, de az ellenállási tényezők jelentősen alacsonyabbak a teljes szélsősebességtartományban. *Oost és társai (2002)* egyenlete jól becsülné az impulzusáramokat 8-9 m/s feletti szélsősebességek esetén, de túl nagy a meredeksége, így nem tudna megbízható becslést szolgáltatni kisebb szélsősebességek esetén. Az eltérés abból is adódik, hogy 9 km-es meghajtási hossz jellemezte a méréseiket, amely kb. háromszorosa a Keszthelyi-medence nyílt vizét jellemző értékekhez képest. Az 5a. ábrán a méréseink eredményeit csoportosítva, 1 m/s-os intervallumokban ábrázoltuk. A piros kör a mediánt, a dobozok felső és alsó elei a 25 és 75, a függőleges vonalak pedig az 1 és 99%-os percentiliseket jelölik. A 8-9 m/s és a 9-10 m/s osztályok között ugrást figyelhetünk meg az ellenállási tényezőkben. Ez alapján a kisebb szélsősebességek (<8 m/s) esetén konstans ellenállási tényezővel is jól lehetne becsülni az impulzusáramot, viszont a nagyobb szelek (>10 m/s) esetén egy másik egyenest kellene illesztenünk az adatokra. Az ellenállási tényező és szélsősebesség kapcsolata egyértelmű, azonban egyszerűségéből adódóan nem várhatunk tőle rendkívül nagy pontosságot. A bemutatott ábrán látható nagymértékű szórás ($\sigma_{CD} = 0,49 \cdot 10^{-3}$) miatt a szélsősebesség mellett más paraméterek bevonására is szükség van ahhoz, hogy az impulzusáram pontosabban becsülhető legyen a hullámzás befolyásolta légkör-víz határfelületen.

Több tanulmányban vizsgálták a hullámkor-alapú ellenállási tényező becslését. A felállított ellenállási tényező - hullámkor kapcsolat jelentősebben eltér az irodalmi görbektől (5b. ábra)

$$C_{D10N} = 0,01 \cdot \left(\frac{c_p}{u_*} + 2 \right)^{-0,85},$$

amelyek következetesen felülbecsülnék az impulzusáramot a Balaton felett, viszont a szórás kisebbre adódott ($\sigma_{CD} = 0,36 \cdot 10^{-3}$). A hivatkozott kapcsolati görbék (5a. és 5b. ábrák) az oceanográfiai adatokból származnak, ahol a hul-

lámzási viszonyokat érett hullámok jellemzik (tipikusan $c_p/u_* > 15$). Az irodalmi mérések nem tartalmazzák a Balatonra jellemző hullámkor-tartományt, ezért az azokra illesztett görbék túl meredekes lesznek nagyon fiatal hullámok esetén és érvényüket veszítik. Így a hullámkort figyelembe vevő, szakirodalmi adatok alapján kapott összefüggés ellentmond a szélsősebesség alapján történő becsléssel, ami megerősíti azt a feltételezésünket, hogy szükség van új összefüggések levezetésére a meghajtási hossz-limitált és fiatal hullámokkal jellemzett környezetben.

Érdességi magasság

Fizikailag jól megalapozott impulzusáram-becslési módszer a Monin-Obukhov-féle hasonlósági elmélet, amely konstans csúsztatófeszültséggel jellemezhető és a légköri stabilitás függvényében változó, logaritmikushoz közeli profilokat feltételez a vízfelszín felett. A vízfelszín ellenállását az érdességi magassággal jellemezhetjük, amely a hullámzás függvényében dinamikusan változik. A legelterjedtebb a *Charnock-féle* összefüggés ($z_0 = \alpha \cdot u_*^2/g$) megadja a vízfelszín érdességi magasságát a szél-csúsztatósebesség és a Charnock-tényező ismeretében. Legegyeszerűbb esetben ez az α -tényező konstans. Az EC-ből származó u_* és a MOST alkalmazásával meghatároztuk α értékét minden szűrt, 20 perces átlagra vonatkozó adatra. Végresultátumban a mért értékek átlaga $\alpha = 0,035$ -re adódott. Ez körülbelül háromszorosa az irodalmi átlagértékeknek, amelyek 0,012-0,018 között változnak; *Edson és társai (2013)* szerint felső határa 0,028, ugyanakkor *Vickers és Mahrt (1997)* által levezetett 0,073-as értékénél kisebb. Az eredmények így is igazolják hipotézisünket, miszerint meghajtási hossz-limitált környezetben nagyobb a felszíni ellenállás, mint óceáni körülmények között.

Az ellenállási tényező hullámzással mutatott kapcsolatot, illetve az irodalmi példákat látva, módosított Charnock-összefüggést vezettünk le, amely már a hullámzás hatását is figyelembe veszi (6. ábra).

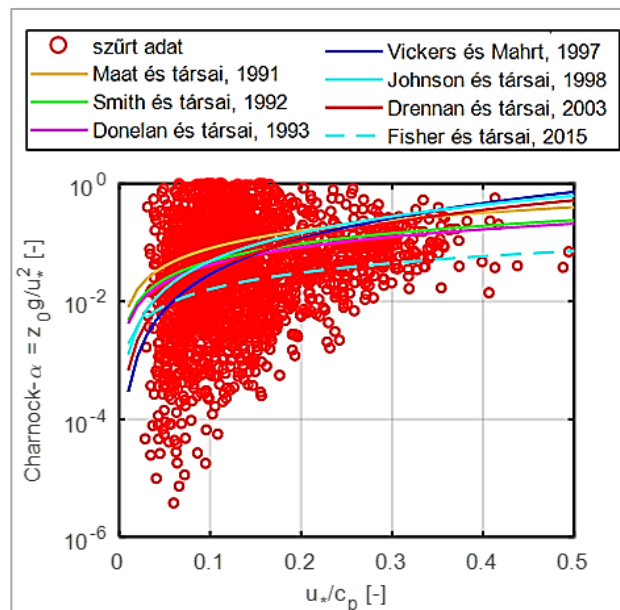
Azonban a Charnock-összefüggésben rejlő önkorrreláció miatt előnyösebb a mért érdességi magasságokat köz-

vetlenül a hullámszás paraméterekkel kapcsolatba hozni (Johnson és társai 1998, Drennan és társai 2003). Az önkoreláció abból adódik, hogy α -t a mérésekből a Charnock-összefüggést átrendezve kapjuk meg az $\alpha = z_0 \cdot g / u_*^2$ egyenletből. Amennyiben α és c_p / u_* között függvénykapcsolatot keresünk, akkor α értéke már önmagában hordozza u_* -ot és így félrevezető a két változó közötti korreláció. Végeredményben gyenge kapcsolatot találtunk a Charnock-tényező és az inverz hullámskor között (6. ábra), ami megerősítette azt a törekvésünket, hogy az érdességi magasságot hozzuk közvetlenül kapcsolatba az egyes hullámszásjellemzőkkel. Egyfelől az érdességi magasságnak gyakorlatilag nem volt kapcsolata a hullámsmeredekséggel

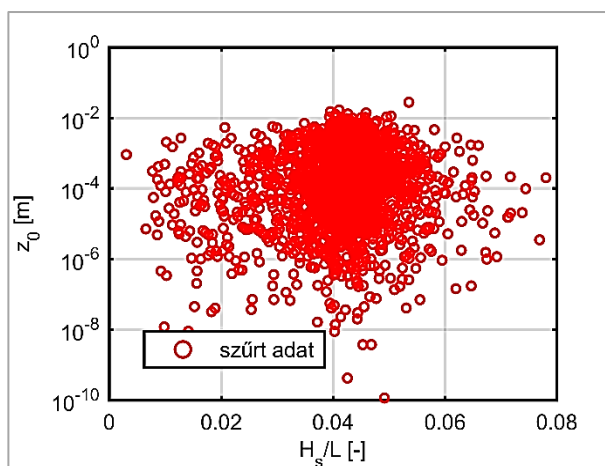
(7. ábra), ugyanakkor az inverz hullámskorral már erős korrelációt mutatott (8. ábra). A 8. ábrán a mérések eredményeit a pontfelhő mellett $0,025 u_* / c_p$ intervallumokban is ábrázoltuk, szintén a mediánt és az 1, 25, 75 és 99%-os percentiliseket jelölve. Az impulzusáram becslés céljából hatványfüggvényt illesztettünk a 2176 db mérési pontra:

$$z_0 = 0,02 \cdot \left(u_* / c_p - 0,04 \right)^2,$$

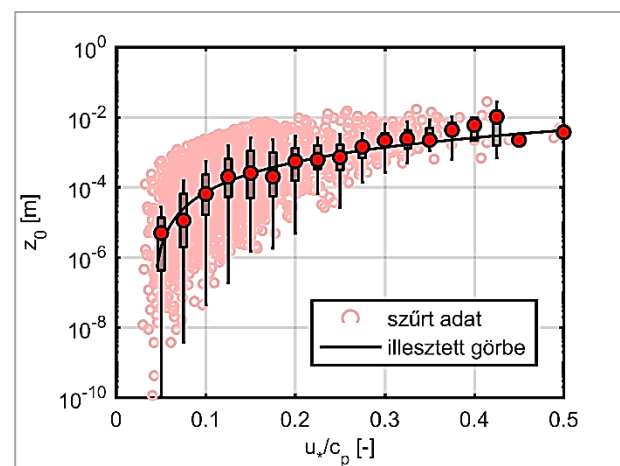
amelyek amellet, hogy meglehetősen szórnak, aszimptotikus viselkedést mutatnak és közelítik a maximális 5 mm-es érdességi magasságot. Ahogy ezt a görbe is mutatja, minél fiatalabb a hullám, annál nagyobb az érdességi magassága.



6. ábra. Charnock- α az inverz hullámskor függvényében az irodalmi összefüggésekkel
Figure 6. Charnock- α as a function of inverse wave age with the literature functions



7. ábra. Érdességi magasság a hullámsmeredekség függvényében
Figure 7. Roughness length as a function of wave steepness

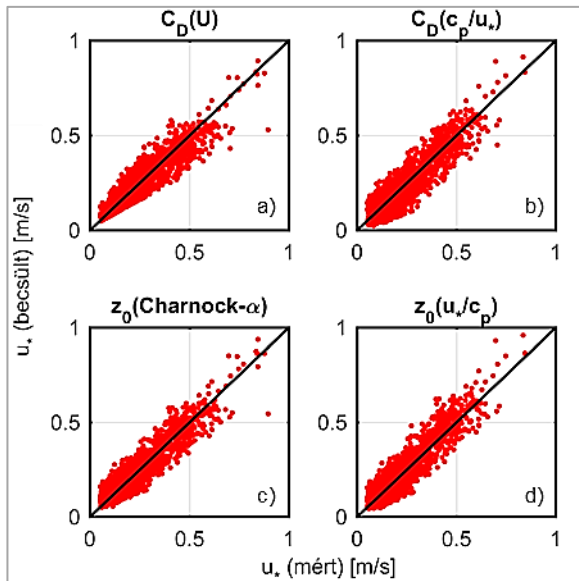


8. ábra. Érdességi magasság az inverz hullámskor függvényében az illesztett hatványfüggvényt
Figure 8. Roughness length as a function of inverse wave age with the fitted power function

Impulzusáram becslése

Az ellenállási tényezők és érdességi magasság-összefüggések kiértékeléséhez elvégeztük a szél-csúsztatóse-

besség becslését és összevetettük az EC műszeregységek által mért értékekkel (9. ábra).



9. ábra. A mért és a négy vizsgált becslési módszerrel kapott szél-csúsztatósebesség

Figure 9. Measured and estimated friction velocities by the analyzed four estimation methods

Az ellenállási tényező és szélsébség kapcsolat ($C_D(U)$) alapján C_D -ből egyszerűen kifejezhető volt a becsült u_* érték ($u_*^2 = C_{D10N} \cdot U_{10N}^2$), amit négyzetre emelve és megszorozva a légsűrűséggel megkapjuk az impulzusáramot. Az ellenállási tényező - hullámkor kapcsolat ($C_D(c_p/u_*)$) kiértékelése csak iterációs úton lehetséges, hiszen a hullámkor maga is függ a szél-csúsztatósebességtől. A szűrt adatok mindegyikénél legfeljebb nyolc lépés alatt konvergált az iteráció. Az ellenállási tényezőkkel történő szél-csúsztatósebesség becslés eredményeit a 9a. és 9b. ábrák mutatják be. A további két becslési módszer a MOST alapján történt, ahol a szél-sebességprofil szintén iterációs úton határoztuk meg (Kiss és Torma 2014). A 9c. és 9d. ábrákon a konstans Charnock-tényezővel ($z_0(\alpha)$), illetve a inverz hullámkoros ($z_0(u_*/c_p)$) érdességi magasság-közelítés alkalmazásával kapott eredményeket ábrázoltuk. A becslések jó eredményt adtak, amelyeket az 1. táblázatban összefoglalt pontossági mutatók igazolnak. A determinációs együttható, $R^2 = 0,84-0,87$, míg az átlagos négyzetes középhiba $RMSE = 0,050-0,055$ m/s között változik. Nincsenek nagy eltérések a becslési pontosságok között, ami azt mutatja, hogy mindegyik módszer alkalmas sekély tavak impulzusáram-becslésére. Az egyszerűbb Charnock-konstanssal történő módszer egyáltalán nem múlja alul a hullámkoros paraméterezést ~3 km meghajtási hossz esetén, azonban a térbeli változékonyság fontos és vizsgálandó. Lükő és társai (2019) bemutatták több mérőállomás adatainak bevonásával, hogy Charnock- α értéke nem állandó a tavon, amelynek következtében egy értékkel nem végezhetünk pontos, teljes tóra kiterjedő becslést. Ugyanakkor a hullámkor figyelembe tudja venni a térbeli változékonyságot, és azzal pontosan becsülhető az impulzusáram térbeli eloszlása is. A konstans értékkel kapott igazán jó egyezés oka, hogy a jellemző szélirányok esetében a meghajtási hossz történetesen közel ugyanaz, mivel az állomás az öböl közepén helyezkedett el.

1. táblázat. Alkalmazott impulzusáram-becslési módszerek pontossági mutatói

Table 1. Evaluation metrics of applied momentum flux estimation methods

	Ellenállási tényező		Monin-Obukhov-féle hasonlósági elmélet	
	$C_D(U)$	$C_D(c_p/u_*)$	$z_0(\text{Charnock-}\alpha)$	$z_0(u_*/c_p)$
R^2 [-]	0,86	0,84	0,87	0,86
RMSE [m/s]	0,051	0,055	0,050	0,053

ÖSSZEFOGLALÁS ÉS KONKLÚZIÓK

Örvény-kovariancia és akusztikus hullámzásmérő segítségével igazoltuk hipotézisünket, miszerint a vízfelszín ellenállása fiatal hullámok esetén, azaz meghajtási hossz limitált körülményben jelentősen nagyobb, mint nyíltvízi óceáni körülmények között. A meghajtási hossz korlátozottságának következtében nagyon fiatal hullámok alakulnak ki, ami tipikus jellemzője a közepes és nagy kiterjedésű édesvízi tavaknak, mint amilyen a Balaton. A leggyakrabban használt impulzusáram-számító módszerek, az ellenállási tényező alapú paraméterezés és a Monin-Obukhov-féle hasonlósági elméleten alapuló gradiens-módszer, mind jól működnek meghajtási hossz limitált körülményben is a paramétereik megfelelő illesztése után. Az újonnan levezetett paraméterek összesen több, mint hat hónapnyi feldolgozott mért adatsorból származnak, amelyből szigorú minőségellenőrzési szűrők segítségével megbízható adatokat használtunk fel. Fontos megjegyezni, hogy a tanulmányunkban nem foglalkoztunk az impulzusárammal kis szelek esetén. A kis szeles időszakok ugyan az adatsor 75%-át teszik ki, azonban nem gerjesztenek számottevő vízmozgást. Ismereteink szerint erre irányuló kutatásokat eddig csak szintén óceáni körülmények között végeztek (Edson és társai 2007). A Monin-Obukhov-féle hasonlósági elméleten alapuló profil módszer fizikailag jól megalapozott, habár meg kell határoznunk hozzá a légköri stabilitási függvényeket és az érdességi magasság modellt, amely leírja a hullámzó vízfelszín aerodinamikai ellenállását. Az örvény-kovariancia méréseket felhasználva felülvizsgáltuk a Charnock-tényezőt meghajtási hossz-limitált körülmények között. Ennek értéke $\alpha = 0,035$ -re adódott, amely sokkal magasabb, mint az irodalomban található értékek. Az érdességi magasság - inverz hullámkor kapcsolatát is sikerült meghatároznunk, amely definíciójából fakadóan mentes a szél-csúsztatósebesség önkorrelációjától. Mindkét érdességi magasságra vonatkozó összefüggés hasonlóan jó eredményt ad az impulzusáram lokális becslésekor. Mivel a hullámkor egy meghajtási hosszról erősen függő térbeli változó, így a hidrodinamikai modellek ezzel az összefüggéssel az impulzusáram térbeli változékonyságát is figyelembe tudják venni.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A mérési program a 120551 számú OTKA és a Tét_16-1-2016-0034 számú első horvát-magyar mikrometeorológiai kutatási együttműködés keretében zajlott. A meteorológiai méréseket a GINOP-2.3.2-15-2016-0005 és a GINOP-2.3.2-15-2016-00005 pályázati program is segítette. A publikáció az Innovációs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-19-2 Új Nemzeti Kiválóság Program pályázatának támogatásával készült. Emellett a második és negyedik szerző esetében a tanulmány alapjául szolgáló kutatást az

Emberei Erőforrások Minisztériuma által meghirdetett Felsőoktatási Intézményi Kiválósági Program is támogatta, a BME FIKP-VÍZ tématerületi programja keretében.

IRODALOMJEGYZÉK

- Abdella, K., D'Alessio, S. J. D. (2005). On the parameterization of the roughness length for the air-sea interface in free convection. *Environmental Fluid Mechanics*, 4(4), 451–453. <https://doi.org/10.1007/s10652-005-1668-8>
- Charnock, H. (1955). Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 81, 639–640. <https://doi.org/10.1002/qj.49708135027>
- Donelan, M. A., Dobson, F. W., Smith, S. D. Anderson, R. J. (1993). On the Dependence of Sea Surface Roughness On Wave Development. *Journal of Physical Oceanography* 23, 2143–2149. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023<2143:OTDOSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<2143:OTDOSS>2.0.CO;2)
- Drennan, W. M., Graber, H. C., Hauser, D., Quentin, C. (2003). On the wave age dependence of wind stress over pure wind seas. *Journal of Geophysical Research*, 108(C3), 8062. <https://doi.org/10.1029/2000JC000715>
- Dyer, A. J. (1974). A review of flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorology* (Vol. 7). <https://doi.org/10.1007/BF00240838>
- Edson, B. J., Crawford, T., Crescenti J., Farrar T., Frew, N., Gerbi, G., Helms, C., Hristov, T., Khelif, D., Jessup, A., Li, M., Mahrt, L., McGillis, W., Plueddemann, A., Shen, L., Skillingstad, E., Stanton, T., Sullivan, P., Sun, J., Trowbridge, J., Vickers, D., Zappa, C. (2007). The Coupled Boundary Layers and Air-Sea Transfer Experiment in Low Winds. *Bulletin of the American Meteorological Society* 88(3)-341-356 <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-3-341>
- Edson, J. B., Jampana, V., Weller, R. A., Bigorre, S. P., Plueddemann, A. J., Fairall, C. W., Miller, S. D., Mahrt, L., Vickers, D., Hersbach, H. (2013). On the exchange of momentum over the open ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 43(8), 1589–1610. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0173.1>
- Fisher, A. W., Sanford, L. P., Suttles, S. E. (2015). Wind Stress Dynamics in Chesapeake Bay: Spatiotemporal Variability and Wave Dependence in a Fetch-Limited Environment. *Journal of Physical Oceanography*, 45(10), 2679–2696. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-15-0004.1>
- Foken, T., Gockede, M., Mauder, M., Mahrt, L., Amiro, B., Munger, W. (2004). *Handbook of Micrometeorology: A Guide for surface flux measurement and analysis: Chapter 9: Post-filed data quality control*. In Handbook of Micrometeorology. Kluwer Academic Publisher, 181–208. <https://doi.org/10.1007/1-4020-2265-4>
- Garratt, J. R. (1977). Review of drag coefficients over oceans and continents. *Monthly Weather Review*, 105, 915–929. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1977\)105<0915:RODCOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1977)105<0915:RODCOO>2.0.CO;2)
- Geernaert, G. L., Larsen, S. E., Hansen, F. (1987). Measurements of the Wind Stress, Heat Flux, and Turbulence Intensity during Storm Conditions over the North Sea. *Journal of Geophysical Research* 92(C12):13127. <https://doi.org/10.1029/JC092iC12p13127>
- Holthuisen, L. H. (2007). *Waves in Oceanic and Coastal Waters*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511618536>
- Homoródi, K., Józsa, J., Krámer, T., Ciraolo, G., Nasello, C. (2012). Identifying wave and turbulence components in wind-driven shallow basins. *Periodica Polytechnica Civil Engineering*, 56(1), 87–95. <https://doi.org/10.3311/pp.ci.2012-1.10>
- Johnson, H. K., Højstrup, J., Vested, H. J., Larsen, S. E. (1998). On the dependence of sea surface roughness on wind waves. *Journal of Physical Oceanography*, 28(9), 1702–1716. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<1702:OTDOSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<1702:OTDOSS>2.0.CO;2)
- Kiss M., Torma P. (2014). Az energiaáramok fluxus gradiens eljárás alapú becslése örvény-kovariancia mérésekből. *Hidrológiai Közlemény*, 94(4), 48–56.
- Lin, W., Sanford, L. P., Suttles, S. E., Valigura, R. (2002). Drag coefficients with fetch-limited wind waves. *Journal of Physical Oceanography*, 32(11), 3058–3074. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<3058:DCWFLW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<3058:DCWFLW>2.0.CO;2)
- Luettich, R.A., Harleman, D.R.F., Somlyódy, L. (1990). Dynamic Behavior of Suspended Sediment Concentration in a Shallow Lake Perturbed by Episodic Wind Events, *Limnology and Oceanography* 35(5), 1050–1100.
- Lükő G., Torma P., Krámer T., Weidinger T., Vecenaj Z., Grisogono B. (2019). Observation of wave-driven air-water turbulent momentum exchange in a large but fetch-limited shallow lake. *EMS Annual Meeting Abstracts*. EMS2019-552
- Maat, N., Kraan, C., Oost, W. A. (1991). The Roughness of Wind Waves. *Boundary-Layer Meteorology*, 54(1–2), 89–103. <https://doi.org/10.1007/BF00119414>
- Mauder, M., Foken, T. (2011). Documentation and Instruction Manual of the Eddy-Covariance Software Package TK3. *Arbeitsergebnisse*, 3(46), 60, ISSN 1614-8916. <https://doi.org/10.5281/zenodo.20349>
- McMillen, R. T. (1988). An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, 43(3), 231–245. [doi:10.1007/BF00128405](https://doi.org/10.1007/BF00128405)
- Oost, W. A., Komen, G. J., Jacobs, C. M. J., Van Oort, C. (2002). New evidence for a relation between wind stress and wave age from measurements during ASGAMAGE. *Boundary-Layer Meteorology*, 103(3), 409–438. <https://doi.org/10.1023/A:1014913624535>
- Smith, S. D., Anderson, R. J., Oost, W. A., Kraan, C., Maat, N., De Cosmo, J., Katsaros, K. B., Davidson, K. L., Bumke, K., Hasse, L., Chadwick, H. M. (1992). Wind Stress and Drag Coefficients. *Boundary-Layer Meteorology*, 60, 109–142. doi.org/10.1007/BF00122064
- Taylor, P. K., Yelland, M. J. (2001). The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves. *Journal of Physical Oceanography*, 31(2), 572–590. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<0572:TDOSSR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<0572:TDOSSR>2.0.CO;2)

Vickers, D., Mahrt, L. (1997). Fetch Limited Drag Coefficients. *Boundary-Layer Meteorology*, 85(1), 53–79. <https://doi.org/10.1023/A:1000472623187>

Webb, E. K., Pearman, G. I., Leuning, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(447), 85–100. <https://doi.org/10.1002/qj.49710644707>

Weidinger, T., Pinto, J., Horváth, L. (2000). Effects of uncertainties in universal functions, roughness length, and displacement height on the calculation of surface layer

fluxes. *Meteorologische Zeitschrift*, 9(3), 139–154. <https://doi.org/10.1127/metz/9/2000/139>

Wilczak, J. M., Oncley, S. P., Stage, S. A. (2001). Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorology*, 99(1), 127–150. <https://doi.org/10.1023/A:1018966204465>

Wu, J. (1980). Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions - A revisit. *Journal of Physical Oceanography*, 10, 727–740. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<0727:WSCOSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<0727:WSCOSS>2.0.CO;2)

A SZERZŐK



LÜKŐ GABRIELLA infrastruktúra-építőmérnöki mesterszakos hallgató a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszéken. e-mail: gabriella.luko@gmail.com

TORMA PÉTER egyetemi docens, Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszék, e-mail: torma.peter@emk.bme.hu

WEIDINGER TAMÁS egyetemi docens, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológia Tanszék. e-mail: weidi@caesar.elte.hu

KRÁMER TAMÁS egyetemi docens, Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszék, e-mail: kramer.tamas@emk.bme.hu