Optikai és mikrohullámú földmegfigyelési adatok integrációja és agrohidrológiai értékelése

MTA doktori értekezés

Vekerdy Zoltán

2020. december

dc_1722_19

Tartalom

1	Beve	ezetés
	1.1	Műholdas megfigyelőrendszerek és műholdhidrológia 2
	1.2	Agrohidrológiai modellezés5
	1.3	A kutatás célkitűzései és módszere
2	Műh	oldas agrohidrológia és adatintegráció – irodalmi áttekintés
	2.1	Az elektromágneses sugárzás és a hidrológiai paraméterek kapcsolata
	0.0	
	2.2	Paroigas
	2.5 9.4	Tatajnedvesseg 10 Folgráni vártostol 20
	2.4	reiszini viztestek
	2.4	2 Vizifolgaja mogogi no vizim ilveja je tivonomi za tivo
	2.4	Z Vizielszin magassaga, vizielyseg és teriogat
2.5 Térinform		1 A Diritélia Fild les est sié
2.5.1 A Digitalis Fold koncepcio		A Digitalis Fold koncepcio A Digitalis Fold koncepcio
	2.0	alrendszerei
	2.5	.3 A térinformatikai adatintegráció szintjei26
3	Miki	rohullámú és optikai felvételek integrációja I.: A vízstressz
	figye	elembevétele a párolgás SEBS modellel történő monitorozása során29
	3.1	A SEBS modell paraméterezése
	3.1	.1 A modell bemeneti adatai
	3.1	.2 A kutatásba bevont adatok
	3.2	A szenzibilis hőáram számításának módosítása36
3.2.1 A S 3.2.2 A <i>k</i> 3.2.3 A v		.1 A SEBS ellenőrzése helyszíni mérésekkel
		.2 A $k\!B^{\!-\!1}$ paraméter módosítása
		.3 A változtatások hatásának vizsgálata
	3.2	.4 A SEBS-SM pontosságának ellenőrzése42
	3.3	A SEBS-SM alkalmazásának eredményei48
	3.4	Nagy felbontású ET idősorok különböző felbontású adatokból50
	3.5	A SEBS-SM-hez hasonló kutatások55

_____(i)

dc_1722_19

	3.5.1	SEBS és az egyforrású felszíni energiamérlegen alapuló modellek egyéb fejlesztési irányai	55
	3.5.2	További megoldások a vízstressz figyelembevételére	56
	3.6 A	datintegrációs szintek a SEBS alapú modellezésben	57
4	Mikroh modelle	uullámú és optikai felvételek integrációja II.: Belvízmegfigyelés és ezés	59
	4.1 A	belvizek távérzékelése	61
	4.1.1	Rövid történeti áttekintés	61
	4.1.2	A belvíz űrfelvételekkel való azonosításának lehetőségei	63
	4.2 Te	esztterület és adatok	66
	4.2.1	Meteorológiai viszonyok	68
	4.2.2	Talajok	70
	4.2.3	Talajnedvesség	72
	4.2.4	Növénytakaró és mezőgazdasági adatok	72
	4.2.5	Távérzékelési adatok	73
	4.3 Ű	rfelvételek előfeldolgozása	75
	4.3.1	Optikai felvételek előfeldolgozása	76
	4.3.2	Mikrohullámú felvételek előfeldolgozása	78
	4.4 A	radar-visszaverődés függése a beesési szögtől	78
	4.4.1	A beesési szög hatásának vizsgálata a tesztterületen	80
	4.4.2	A radar vegetációs index és a normalizálási kitevő összefüggése	84
	4.5 Be	elvíztérképezés radarfelvételekkel	89
	4.5.1	Belvíz-lehatárolás intenzitás-szegmentálással	90
	4.5.2	Az elöntéstérkép ellenőrzése optikai felvételekkel	94
	4.6 A	belvízkialakulás modellezése	96
	4.6.1	HYDRUS-1D modell és paraméterezése	96
	4.6.2	A kalibrált modellek	99
	4.6.3	Modellvalidálás az Sentinel-1 alapú elöntéstérképek alapján	.100
	4.7 A	datintegráció a belvíz monitorozásához	.104
5	A most	t folyó kutatások és a továbblépés lehetőségei	.107
	5.1 A	SEBS-SM továbbfejlesztésének irányai	.107
	5.2 K	utatási irányok a belvíztérképezésben	.109
	5.3 Fe	ejlődési irányok az agrohidrológiai adatok és az adatfeldolgozás	
	t€	erén	.110

- ii

6 Összefoglalás				
6.1 A kutatás célkitűzések szerinti értékelése	113			
6.2 Következtetések	117			
7 Tudományos eredmények				
7.1 Tézisek				
7.2 Az eredmények alkalmazási lehetőségei				
8 Köszönetnyilvánítás				
9 Hivatkozások				
10 Függelék	147			
F 1 Rövidítések és betűszók147				
F 2 Matematikai és fizikai jelölések149				
F 3 Statisztikai fogalmak definíciói				
F 4 A MOD16A PET globális párolgásadatok validálásának eredményei	előzetes 152			
E 5 Talaifizilai paramátoral maghatárazága	152			
F 5 Talajlizikai parameterek megnatarozasa				
F 6 Optikai űrfelvételek előfeldolgozása				
F 7 Radar előfeldolgozás lépései				

dc_1722_19

Ábrák jegyzéke

1-1. ábra	A fenntartható fejlődési célok és a víz kapcsolata 1				
1-2. ábra	Az első műholdfelvétel (TIROS-1, televíziós kép) a Földről				
2-1. ábra	A legfontosabb felszíni objektumok visszaverési görbéi10				
2-2. ábra Az egyforrású felszíni energiamérleg modellekben használ					
	"geometriai" paraméterek növénytakaró esetén15				
2-3. ábra	Fűtakaró transzmisszivitása 20°-os beesési szög, HH polarizáció20				
2-4. ábra	A Tisza-tó Sarudi-medencéjének S-1A VV polarizációjú felvételei				
3-1. ábra	A Konya-medence Anatoliában				
3-2. ábra	Bowen aránnyal számolt párolgási hányados $(\Lambda_{ m BR})$ értékek				
	különböző növényborítás esetén				
3-3. ábra	A Konya-medence MODIS Terra felvételen a Bowen-arány				
	állomásokkal34				
3-4. ábra	A Bowen-arányból számolt (H_{BR}) és a SEBS modellel				
	meghatározott (Hsebs) szenzibilis hőáramok összehasonlítása37				
3-5. ábra	A Bowen-arány állomások adataival meghatározott				
	transzformációs függvény				
3-6. ábra	A Bowen-arányból számolt (H_{BR}) és a SEBS-SM modellel				
	meghatározott (Hsebs-sm) szenzibilis hőáramok összehasonlítása40				
3-7. ábra	A k B^1 paraméter módosításának hatása a modellezett szenzibilis				
	hőáramra ritka sztyepp növényzet esetén40				
3-8. ábra	A k B^1 paraméter módosításának hatása a modellezett szenzibilis				
	hőáramra lucerna esetén41				
3-9. ábra	A SEBS és a SEBS-SM modellekkel számolt aktuális ET térképek				
	összehasonlítása43				
3-10. ábra	A felszíni átlagos vízmérleg térképe (e) a felszínalatti víz				
	megfigyelő kutak elhelyezkedésével és a vízállás idősorokkal (a-				
	d)45				
3-11. ábra	A ΔS_m lehetséges tartományainak és a számított $\Delta S_{SEBS-SM}$				
	összehasonlítása47				
3-12. ábra	SEBS-SM modellel számított szignifikáns párolgási trendek a				
	Konya-medencében				
3-13. ábra	MODIS felszínhőmérséklet (2014. január 23.), valamint az ebből				
	leskálázott felszínhőmérséklet térkép52				
3-14. ábra	Havi ET összeg térképek 30 m-es (2014. január-március) és 10 m-				
	es (2015. január-március) felbontással53				
4-1. ábra	A belvízzel elöntött területek alakulása 1935 és 2016 között60				
4-2. ábra	Belvizek megjelenési formái63				
4-3. ábra	A belvizek távérzékelése során előforduló legfontosabb felszíni				
	objektumok radar-visszaverődés típusai64				
4-4. ábra	A tesztterület				
4-5. ábra	A beszivárgás modellezés helyszínei				

4-6. ábra	A kis tesztterület meteorológiai paramétereinek 30 éves átlaga 70				
4-7. ábra	A nagy tesztterület mezőgazdasági talajtérképe				
4-8. ábra	A nagy tesztterület földhasználati térképe a CORINE 2018				
	alapján				
4-9. ábra	A modellezett tábla alacsony magasságú légifelvétele				
4-10. ábra A Sentinel-2 és a Landsat 8 felvételekből számított NDVI érté					
	összevetése a nagy tesztterületre				
4-11. ábra	Landsat 8 felvételből számított NDVI térkép (a.) és az NDVI				
	értékek különbsége: L8 – S-2A (b.) (2018.05.10.)				
4-12. ábra	Az n érték meghatározásának logikája				
4-13. ábra	Egy búzatábla radar-visszaverési értékei vetéstől aratásig				
4-14. ábra	Az n kitevő eloszlásainak doboz (boxplot) ábrái a radar				
	vegetációs index (RVI) értéktartományai szerint				
4-15. ábra	A Mann-Whitney próbával számított valószínűségek (p)				
4-16. ábra	A Sentinel-1A&B felszálló műholdpályáiról mért jelek integrált				
	idősorai				
4-17. ábra	Sentinel-1 felvételek visszaverődési értékei (σ^0) az M1				
	modellezett szelvény (belvízfolt) helyszínén				
4-18. ábra	Sentinel-1 felvételek visszaverődési értékei (σ^0) az M2				
	modellezett szelvény (nem rendszeresen elöntött terület)				
	helyszínén				
4-19. ábra	Állandó vízborítás és ideiglenes elöntések térképe Sentinel-1				
	felvételekből 2015.10.01.–2016.10.01				
4-20. ábra	A 11. teszttábla környéke belvízfoltjainak legnagyobb kiterjedése				
	a 2015.10.01–2016.10.01 időszakban				
4-21. ábra	A belvíz tartóssága és előfordulásának ideje táblaszinten				
4-22. ábra	Alacsony magasságú légifelvételből készített domborzatmodell és				
	az S-1 SAR-ból meghatározott belvízfoltok (2016.01.11.)				
	egybevetése				
4-23. ábra	Az M1 szelvény modellezett talajnedvesség viszonyai 2016. elején				
4-24. ábra	Modellezett, helyben keletkezett vízborítások az M1 szelvényben				
4-25. ábra	Sentinel-1 idősor a modellezett területről103				
4-26. ábra	Az M1 szelvény körüli belvízfolt felület-térfogat jelleggörbéje104				
10-1. ábra	A műholdképek (MOD16A), a meteorológiai mérések (Twente				
	met. állomás) és a javított műhold alapú potenciális				
	evapotranszspiráció idősora152				
10-2. ábra	A MOD16A és a Twente meteorológiai állomás PET adatainak				
	regressziója152				
10-3. ábra	A modellezett talajszelvények155				
10-4. ábra	A nagy tesztterületet határoló földrajzi koordináták157				
10-5. ábra	Sentinel-1 felvételek idősora158				

- (vi)

1 Bevezetés

Az egy főre jutó, megfelelő minőségű vízkészletek csökkenése napjaink egyik legnagyobb társadalmi kihívása. Globális szinten ez "csak" hátráltatja a társadalmi fejlődést, de regionális szinten akár negatív társadalmi folyamatokat is eredményezhet, szélsőséges esetekben akár lehetetlenné is téve az élet fenntartását. Az átfogó értelemben vett vízbiztonság tehát csökken, amire például a 2013-as Budapesti Víz Világtalálkozó zárónyilatkozata is rávilágított (Budapesti Víz Világtalálkozó, 2013). ENSZ tanulmányokra hivatkozva Ligtvoet *et al.* (2018) hat vízbiztonsággal összefüggő kiemelt témakört nevez meg, amik közt elsőként említi a víz- és élelmiszerellátást. A témakörök azonban erősen összefüggenek, azaz a vízzel kapcsolatos kihívások a társadalom minden területén hatnak. Ezt tükrözi az is, hogy a 2015-ben, a Párizsi Klímakonferencián kitűzött 17 fenntartható fejlődési cél (ENSZ, 2015) mindegyike valamilyen szinten a vízzel is kapcsolatos (*1-1. ábra*).



A fenntartható fejlődési célok közül a mezőgazdaság a 2., 6., 12. és 15. célokkal van közvetlen kapcsolatban, amik közül kettőt az *1-1. ábra* a vízhez erősen kötődőnek, és kettőt pedig vízhez kötődőnek jelöl. A mezőgazdaság és a víz magától értetődő kapcsolatát az emberiség a mezőgazdaság kialakulása, azaz a háziasítások megkezdése óta tudatosan igyekszik megismerni és kihasználni. Egyre magasabb szinten szervezett civilizációk alakultak így ki az öntözésen alapuló folyóvölgyi kultúráktól napjaink információs társadalmáig, ahol az információs technológián alapuló mezőgazdaság a víz hasznosulását (is) maximalizálja a termelésben.

Környezetünkről összegyűjtött tudásunk növekedése ellenére a természeti folyamatok tökéletes leírására általában sem a peremfeltételek, sem a belső függvények nem ismertek elegendő pontossággal. A kapcsolódó fizikai-társadalmi rendszerek állapotának leírásához is csak hiányos adatok állnak rendelkezésre. Pedig az adatrobbanás időszakát éljük, amit a Google egyik vezetője 2010-ben így jellemzett: "napjainkban két nap alatt hozunk létre annyi információt amennyit az emberiség hajnalától 2003-ig hoztunk létre" (Siegler, 2010). Az adat és információ mennyiségének növekedése számos lehetőséget nyújt a természeti rendszerek jobb megismerésére és leírására, de egyúttal számos problémát is felvet, amiket a nagy adat kihívásaiként is szoktak említeni (Lee & Kang, 2015).

A környezetünk megismeréséhez és leírásához szükséges hagyományos, az adatok elaprózódottságát is eredményező (Bozó, 2017) adatgyűjtéshez képest, a robbanást a tömeges adatgyűjtő és -feldolgozó rendszerek kifejlesztése jelentette (Szöllősi-Nagy, 2018). Kiemelkedő jelentőségűek a műholdas földmegfigyelési rendszerek, amik térben folytonos, időben rendszeresen ismétlődő mérési adatsorokat biztosítanak (Alsdorf & Lettenmaier, 2003), évente petabájt nagyságrendű új adattal növelve a tárolandó és feldolgozandó adatbázisokat. A műholdas adatok térbeli és időbeli felbontása a technikai fejlődéssel növekszik, ezzel is lehetővé téve a felszíni folyamatok pontosabb leírását és mélyebb megértését.

A fenti kihívások a műholdas földmegfigyelő rendszerek által nyújtott térbeli adatok mezőgazdasági vízgazdálkodási alkalmazásaira is érvényesek. A térben és időben explicit adatok és az alkalmazások közötti szintézis interdiszciplináris megközelítést igényel, de így is a tágabb értelemben vett térinformatika tudományágához tartozik.

1.1 Műholdas megfigyelőrendszerek és műholdhidrológia

A víz globális körforgásának kutatása és megfigyelése az 1960-as évek elejéig pontszerű méréseken és erősen behatárolt területi észleléseken alapult. Ehhez képest áttörést jelentett, amikor a TIROS-1 műhold 1960-ban nagy területeket átfogó televíziós képeket rögzített (*1-2. ábra*), habár ezek térbeli és spektrális felbontása még csak elnagyolt regionális hidrológiai paraméterek meghatározására volt alkalmas. A rendszeres földmegfigyelés ezután hamarosan megindult a TIROS és a Nimbus programokkal (Rango, McGinnis, Salomonson, et al., 1974).



1-2. ábra

Az első műholdfelvétel (TIROS-1, televíziós kép) a Földről (NASA, 2017)

1972. július 23-án felbocsájtották az Earth Resources Technology Satellite (ERTS) műholdat, amire később, a sorozat további műholdjainak elnevezéséhez alkalmazkodva, Landsat 1 névvel hivatkoztak. A fedélzeten egy, a polgári alkalmazásokban forradalminak számító érzékelőt, a Multi-Spectral Scanner-t (MSS) helyeztek el, ami négy hullámsávban, 80 m-es terepi felbontással, digitálisan rögzítette az érzékelőbe érkező elektromágneses hullámokat. Mind a terepi, mind a spektrális felbontás jelentősen javult a Landsat 4 műhold Thematic Mapper (TM) érzékelőjének üzembeállításával. A kezdeti kísérleti időszakot lezárva, a műholdadatok széleskörű tudományos és gyakorlati alkalmazását egy amerikai törvény (House of Representatives, 1985) tette lehetővé, ami gyakorlatilag ingyenes hozzáférést biztosított az űrfelvételekhez. Ezt követően a műholdadatok alkalmazása sok fejlett ország napi gazdasági gyakorlatába épült be.

A műholdadatok felhasználását célzó első rendszeres adatszolgáltatást a meteorológia területén valósították meg. Az Egyesült Államok TIROS műholdjai 1960-tól (Manna, 1985), a szovjet Meteor műholdak 1969-től (Slater, 1985), míg az európai Meteosat program 1977-től (Heacock, Afanasiev, Honvault, et al., 1986) szolgáltatnak mind részletesebb és rendszeresen hozzáférhető légkörmegfigyelési adatokat. Elmondható tehát, hogy a hetvenes évektől az időjárás-megfigyelési és -előrejelzési gyakorlat nem nélkülözheti a műholdképeket.

Nem volt ennyire gyors és átfogó a földfelszínre vonatkozó megfigyelési adatok operatív szintű használatbavétele. A Landsat 1 felbocsátását követően majdnem 42 év telt el míg az első rendszeres felszíni földmegfigyelési adatszolgáltatást célzó műholdprogram első tagját, a Sentinel-1A-t pályára állították. A Copernicus program űrszegmenséhez tartozó Sentinel műholdak egyik fő célja a hosszútávú,

megbízható és rendszeres adatszolgáltatás. A programban résztvevő országok az adatokat elsősorban a fenntartható fejlődési célokhoz szükséges statisztikákhoz és egyéb nemzeti célok eléréséhez használják fel (ESA, 2018). A hosszútávú tervezhetőség mellett a program által biztosított, az adatfajtától és a földrajzi elhelyezkedéstől függően 1–5 napos gyakoriságú adatgyűjtés, valamint az elektromágneses spektrum szisztematikus lefedése a már kialakított gyakorlati alkalmazások mellett új távlatokat nyit meg a kutatások előtt is.

Nemcsak az adatgyűjtésben, hanem az adatfeldolgozásban is robbanásszerű a fejlődés. A nagy tömegben előálló adatok feldolgozását "klasszikus" térinformatikai eszközökkel már nem lehet megoldani, így kialakultak napjaink nagy adatot kezelő, felhő alapú, multidiszciplináris rendszerei. De még ezek is a tér és az idő koordinátáinak explicit kezelésére épülnek.

A műholdas földmegfigyelő rendszerek adatain alapul – többek között – a műholdhidrológia. A napjainkig gyűjtött, negyven évnél is hosszabb idősorok lehetővé teszik a felszín vízkészletváltozásainak nyomon követését. Például Pekel et al. (2016) Landsat felvételek idősorai alapján kimutatták, hogy a természetes víztestek felszíne globálisan egy magyarországnyi területtel csökkent az elmúlt három évtizedben, ugyanakkor a tározók területe ennek kétszeresével növekedett. A műholdas adatgyűjtések és elemzések lehetővé teszik tehát a globális hidrológiai rendszerek átfogó és részletes vizsgálatát, valamint a légköri és földfelszíni geofizikai folyamatok egységes analízisét és szimulációját (Alsdorf, Rodriguez, & Lettenmaier, 2007).

Magyarországon a műholdhidrológia felé az első lépéseket a légifotók alkalmazásán keresztül (Rádai, 1978) tette meg a szakmai társadalom. A nyolcvanas években a fokozatosan növekvő számú, távérzékelésen alapuló agrohidrológiai közlemények a Magyar Asztronautikai Társaság Földfotó kongresszusain, valamint az egyes alkalmazási szakterületek folyóirataiban jelentek meg. Ezek közé tartoztak az első kutatási eredményeimet bemutató publikációk is, például, Licskó & Vekerdy (1984); Zilahy, Juhász & Vekerdy (1985); Fekete, Licskó & Vekerdy (1989).

Szakterületünkön több mint tíz éves lemaradást okozott hazánkban a nyolcvanas évek végéig a világ hidegháborús megosztottsága. Az űrtechnológia polgári kutatási és gyakorlati alkalmazását erősebben korlátozták a szocialista világban, mint a vasfüggöny túloldalán. A vasfüggöny leomlása óta a hátrány behozását segíti, hogy Magyarország 1991 óta részt vesz nemzetközi projektekben(Z Vekerdy, Kardeván, Róth, et al., 2002), kapcsolatot tart fent az Európai Űrügynökséggel (European Space Agency, ESA), és 2015-ben teljes jogú tagjává vált a szervezetnek. Az együttműködés szélesedésének jele, hogy 2019-ben csatlakoztunk az ESA Földmegfigyelési Programjához.

Mind a mai napig nem egyértelmű azonban a műholdas hidrológiai adatgyűjtés tudományos megítélése: az átfogó, térbeli áttekintés előnyeit sokan szembeállítják az in situ mérések pontosságával és időbeli részletességével (v.ö. Fekete, Robarts, Kumagai, et al., 2015 és Famiglietti, Cazenave, Eicker, et al., 2015). A jelen munka ennek a vitának eldöntését nem tűzheti ki céljául, de remélhetőleg sok részlettel hozzá tud járulni a lehetőségek és a korlátok tisztázásához.

1.2 Agrohidrológiai modellezés

A mezőgazdaság a legnagyobb vízhasználó és vízfelhasználó a világon (World Water Assessment Programme, 2009). Kiemelkedő fontosságú tehát a mezőgazdasági vízgazdálkodás, aminek alapvető célja a mezőgazdasági termeléshez szükséges víz optimális időbeli és térbeli eloszlással valamint megfelelő minőséggel való biztosítása. Az ehhez szükséges természeti kereteket az agrohidrológia vizsgálja a víz körforgási elemeinek leírásával, elemzésével és előrejelzésével. Elsődlegesen a mennyiségi megközelítés jellemzi, de ahol szükséges, figyelembe veszi a vízminőségi szempontokat is.

A rendelkezésre álló vízmennyiség optimálistól való eltérésének előrejelzése mind vízhiány (aszály) mind víztöbblet (árvíz, belvíz) esetében fontos termelésbiztonsági kérdés az agrárszektor számára. Ehhez ismerni kell a mezőgazdasági-vízgazdálkodási rendszer belső állapotát, valamint a rendszer peremein átáramló vízmennyiségeket befolyásoló külső tényezőket. Számszerűsíteni kell tehát a vízkörforgás elemeit.

A természettudományok fejlődése a XVI-XVII. századra hozta el a méréseken és a vízmozgás törvényszerűségein alapuló vízgazdálkodás kialakulását (Károlyi, 1960). Napjainkra nagyszámú bemeneti adatokat igénylő, bonyolult modellek sokasága áll rendelkezésre a hidroszféra és ökoszféra folyamatainak különböző szinteken való leírására (Vörösmarty, Rodríguez Osuna, Cak, et al., 2018), az egyéni gazdaságok és régiók öntözésigény-meghatározását támogató személyi számítógépen futó szoftverektől (pl. AquaCrop, Vanuytrecht et al., 2014) a globális vízkörzés és a földfelszíni folyamatok átfogó leírását és előrejelzését célzó szuperszámítógépes modellekig (pl. GloFAS, Hirpa et al., 2018).

Az agrohidrológiai modellek a víz térbeli eloszlását és annak időbeli változását írják le a talaj-növény-atmoszféra rendszerben. Egy bő évtizeddel ezelőtt Bastiaanssen, Allen, Droogers, et al. (2007) áttekintették az agrohidrológiai modelleket. Két alapvető kategóriába sorolták a megközelítési módokat:

- az egyik csoportba a kaszkád modelleket sorolták, amik a vízmozgást a talaj sorba kötött tározó rétegei segítségével írják le, pl. CropWat (M. Smith, 1992);
- a másik csoportba a Richards egyenlet diszkretizációján alapuló modellek kerültek, pl. a HYDRUS (Šimůnek, Šejna, Saito, et al., 2013).

A besorolás ma is érvényes. Az elsők között kifejlesztettek közül sok sikeres modellt mind a mai napig továbbfejlesztenek, újabb és újabb pl. vízminőségi, növényfejlődési, talajhő- és páramozgási modulokkal kiegészítve, valamint térinformatikai környezetbe integrálva. A számítástechnika és az adatgyűjtési technikák fejlődése ellenére azonban a Bastiaanssen, Allen, Droogers, et al. (2007) által felvetett alkalmazási probléma, azaz a modellek eredményes használatához szükséges speciális tudás szükségessége mind a mai napig fennáll.

Az alapvető modellezési probléma abban az ellentmondásban rejlik, hogy ezt a nagyon összetett rendszert (a vízforgalom elemeit, a növényi folyamatokat, stb.) a lehető legrészletesebben és legpontosabban, de a gyakorlat számára még alkalmazhatóan, azaz a lehető legkevesebb paraméterrel írjuk le. Az idők folyamán

kifejlesztett egyre összetettebb modellek azonban egyre több és egyre sokrétűbb bemenő adatot igényelnek, amit csak különböző forrásokból származó, különböző módszerekkel mért adatok integrációjával lehet biztosítani.

1.3 A kutatás célkitűzései és módszere

A jelen kutatás általános célja: Szélsőséges agrohidrológiai helyzetek megbízható területi felmérésére alkalmazható módszerek kifejlesztése optikai és mikrohullámú távérzékelési adatok integrációjával.

Értekezésem abból az alapvetésből indul ki, hogy az agrohidrológiai folyamatokban a térbeli összefüggések a meghatározók, és ebből a szempontból térbeli adatgyűjtésre és a folyamatok térbeli vizsgálatára épül minden idevágó kutatás. Így a módszerek a térinformatika keretébe illeszkednek, és az adatok agrohidrológiai célú integrációja egy négydimenziós rendszerben valósul meg.

A részcélkitűzéseket az 1-1 táblázat foglalja össze.

	Részcélkitűzés	Kutatási kérdés		
RC 1	A tudományos-technikai háttér megalapozása a műholdas agrohidrológia és az adatintegráció rendszerezett áttekintésével.	 a) Milyen fizikai kölcsönhatások lépnek fel az agrohidrológiai jelenség és az elektromágneses sugárzás közt? b) Miként számszerűsíthetők a szélsősége helyzeteket jellemző agrohidrológiai paraméterek? c) Milyen feldolgozottsági szinteken lehet a különböző forrásokból származó adatoka integrálni? 		
RC 2	A felszíni energiamérlegen alapuló SEBS távérzékelési modell továbbfejlesztésének a bemutatása az aktuális evapotranszspiráció vízstresszes körülmény közötti pontosabb leírására.	 a) Miként befolyásolja a vízhiányos állapot a SEBS által meghatározott párolgási paramétereket? b) Melyik modellparaméteren keresztül és mikén lehet befolyásolni, hogy a SEBS a párolgás vízstresszes körülmények között is jól adja meg? 		
RC 3	A párolgás monitoringjának fejlesztéséhez kidolgozott, a mikrohullámú és optikai távérzékelt adatok integrációján alapuló módszer értékelése.	 a) Miként lehet a mikrohullámú és az optika adatokon alapuló paramétereket integrálni? b) Miként változik a párolgásbecslés pontossága az integráció hatására? c) Milyen további adatintegrációs eljárásol szükségesek a SEBS nagy térbeli felbontásu alkalmazásához? 		
RC 4	Felhőborítás-független térképezési módszer kidolgozása belvízelöntések nagy időbeli felbontású megfigyelésére radar és optikai műholdadatok segítségével.	 a) Mik az optimális előfeldolgozási módszerek a belvíztérképezéshez? b) Miként számszerűsíthető a növényzet hatása a radar-visszaverődésre? 		
RC 5	A belvíz kialakulásának szimulációja egy kiválasztott tesztterületen.	 a) Miként számszerűsíthető a beszivárgás dinamikája egy elöntött és egy nem elöntött területen? b) Milyen többletinformációt nyújt a beszivárgás modell és a távérzékelési adatok integrációja? 		
RC 6	A kifejlesztett módszerek további fejlesztési irányainak és gyakorlati alkalmazhatóságának meghatározása.	 a) Mik a technikai háttér fejlődésének irányai és a további tudományos kihívások? b) Miként lehet a módszereket a mezőgazdaság vízgazdálkodási gyakorlatban alkalmazni? 		

1-1. táblázat A kutatás részcélkitűzései és a kutatási kérdések

Két szélsőséges agrohidrológiai helyzet műholdadatokkal való vizsgálatát tárgyalom tehát: a vízhiány és a túlzott vízbőség esetét. A két különböző alkalmazási terület közös alapjainak megadása után két elkülönülő témakört ismertetek, azok sajátos elméleti hátterével és megoldásaival. Mindkét rész önmagában az adatmódszer-eredmény struktúrára épül, és így eleget tesz a kritikai forrásértékelés és módszertani bemutatás feltételeinek. Végül megvizsgálom, hogy eredményeim – amik sok részletükben az általam irányított kutatók együttműködésére támaszkodnak – miként illeszkednek a nemzetközi és hazai kutatási trendekbe.

A kutatás vezérfonala tehát a szélsőséges agrohidrológiai helyzetekhez szükséges egységes négydimenziós adatgyűjtés és feldolgozás, és ezen keresztül az adatok térinformatikai integrációjának szemantikája.

Az értekezés következő fejezetei a részcélkitűzéseknek megfelelően az alábbi témaköröket tárgyalják:

- A *második fejezet* a szakirodalomra alapozva rendszerezi a szélsőséges agrohidrológiai helyzetek monitorozásához szükséges műholdhidrológiai módszereket, valamint a térinformatikai adatintegráció szintjeit (RC 1).
- A harmadik fejezet a növények vízellátottságának monitorozásához, és így az aszályos időszakok korai felismeréséhez szükséges párolgástérképezéshez alkalmazható Surface Energy Balance System (SEBS) modell továbbfejlesztését és az ahhoz szükséges adatintegrációt mutatja be és értékeli (RC 2 & RC 3). A kutatás egy törökországi és egy kenyai tesztterület adatain alapul.
- A negyedik fejezet bemutat egy módszert a vízbő időszakokban kialakuló belvízelöntések térképezésére, és a belvízfoltok kialakulásának modellezésére, valamint a különböző távérzékelési adatok és a modellezés eredményeinek integrációját értékeli (RC 4 & RC 5). A kutatás tesztterülete a Tápió–Sajó hordalékkúp-síkság.
- Az *ötödik fejezet* értékeli a kidolgozott eljárásokat (RC 6), meghatározza a gyakorlati alkalmazás lehetőségeit és kijelöli a továbbfejlesztés lehetőségeit.
- A *hatodik fejezet* összefoglalja a kutatásokat, a kitűzött célok fényében értékeli azokat, majd levon néhány általánosabb következtetést.
- A *hetedik fejezet* tézisekben szintetizálja a kutatási eredményeimet.

dc_1722_19

ſ

2 Műholdas agrohidrológia és adatintegráció – irodalmi áttekintés

Miben különbözik a műholdas agrohidrológia a kapcsolódó tudomány-területektől?

Az agrohidrológia a hidrológiai és mezőgazdasági, földhasználati folyamatokat és kölcsönhatásaikat vizsgálja (Petrasovits, 1988). A fenti kérdésre a válasz a vizsgálat módjában rejlik: ez a szakterület a műholdak nagy területeket egységesen lefedő, a hidrológiai paraméterekkel kapcsolatos adatait a mezőgazdaság, valamint annak fizikai és ökológiai környezete szempontjából értékeli.

Az alábbi áttekintésben a szántóföldi növénytermesztés szempontjait veszem elsődlegesen figyelembe, azaz nem törekszem a mezőgazdaság teljes vertikumát lefedni, így fontos ágazatok kimaradnak a részletes tárgyalásból, pl. a halászat, halgazdaságok és állattenyésztés, még ha a tárgyalt technikák egy része ezeknél is alkalmazható. A vízkörzés két fontos és az irodalomban jól feltárt elemét a csapadék és a felszínalatti vízmozgások távérzékelését közvetlenül nem tárgyalom, mivel az első inkább meteorológiai probléma, és a meteorológiai előrejelzésben hasznosul a gazdák számára, míg a második optikai és mikrohullámú érzékelőkkel közvetlenül nem mérhető.

2.1 Az elektromágneses sugárzás és a hidrológiai paraméterek kapcsolata

Műholdakon elhelyezett érzékelőkkel, azaz távérzékeléssel olyan fizikai mennyiségeket mérünk, amikből a földfelszín állapotára, valamint az ott lejátszódó folyamatokra lehet következtetni. Hidrológiai és mezőgazdasági alkalmazásokhoz a leggyakrabban mért fizikai mennyiségek az elektromágneses sugárzás különböző paraméterei, habár a gravitációs tér mérésével is lehet hidrológiai paramétereket becsülni (Ramillien, Frappart, Cazenave, et al., 2005): ez például a talajvíz egyetlen "direkt" távérzékelési lehetősége, de az eredmények durva térbeli felbontása (>100 km) miatt ez a technika a mezőgazdasági vízgazdálkodási feladatok megoldásától jelenleg távol áll.

A földfelszín és a műholdon elhelyezett érzékelő között az elektromágneses sugárzás a légkörben szóródik és/vagy elnyelődik. Az elnyelés a légkörben lévő gázok és részecskék anyagi minőségétől és a sugárzás hullámhosszától függ, míg a szóródás az elektromágneses sugárzás hullámhosszának és a szóró részecske méretének arányától függ. A levegő atomjai Raleigh típusú szórást, míg az aeroszolok Mie vagy hullámhosszfüggetlen szórást eredményeznek az optikai hullámhossztartományban. A mikrohullámok hullámhossza általában nagyságrendekkel nagyobb, mint az aeroszolok mérete, így a hosszabb mikrohullámok elhanyagolható mértékben szóródnak a légkörben, azaz a felhőkön is lényeges torzulás nélkül haladhatnak át. A csapadékradarok azonban olyan hullámhosszakon működnek, amik a csapadék cseppjeiről szóródnak.

Az optikai hullámhosszak a felszínről visszaverődnek vagy elnyelődnek. Ezek a folyamatok, valamint a felszín saját hőmérsékleti sugárzása a felszín anyagi minőségétől hullámhosszak szerint különböző mértékben függ. A legfontosabb földfelszíni objektumok reflektanciáinak hullámhossz szerinti függését a 2-1. ábra szemlélteti. A vízzel kapcsolatos paraméterek meghatározásában három fontos, a többi objektumtól eltérő fizikai tulajdonság játszik szerepet: a víz sugárzáselnyelése (különösen a láthatónál hosszabb hullámhosszokon) nagy, folyékony állapotban a hőkapacitása nagyobb mint a földkéreg legtöbb szilárd anyagának és a földi hőmérsékleti viszonyok között változtatja halmazállapotát, aminek a latens hője szerepet játszik a felszín energiamérlegében. Ezen felül, a víz jelenléte vagy hiánya befolyásolja a növénytakaró állapotát, így a növényzetet proxyként lehet a vízzel kapcsolatos optikai távérzékelési mérésekben alkalmazni.

A felszíni anyagok dielektromos állandója és a felszín geometriája határozza meg a távérzékelés céltárgyának a mikrohullámokra gyakorolt hatását. A dielektromos állandó az anyag molekuláinak dipól karakterisztikájától függ. Mivel a földfelszín szilárd anyagainak a relatív dielektromos állandója (kb. 3-5) hússzor kisebb, mint a vízé (kb. 80), így a víz jelenléte jelentősen megváltoztatja a felszín mikrohullámú sugárzással kapcsolatos tulajdonságait. A beesési szög nemcsak a terep általános lejtőviszonyainak és a műhold érzékeléskor elfoglalt geometriai helyzetének a függvénye, de jelentősen befolyásolja a helyi beesési szöget a felszín érdessége is. Aktív mikrohullámú mérések esetén tehát a visszaszórt energia térbeli (irány szerinti) eloszlása tehát a felszínérdesség és a helyi lejtőviszonyok együttes hatására alakul ki. Passzív mikrohullámú méréseknél a felszín fényességi hőmérséklete a felszín eredő dielektromos állandójától függ.



2-1. ábra A legfontosabb felszíni objektumok visszaverési görbéi A színes görbék a felszíni objektumok visszaverését (snow – hó, rock – kőzet, vegetation – növényzet, water – víz) mutatják. A színes háttér a légkör áteresztése a bejövő energia százalékában, míg a számozott téglalapok vízszintes kiterjedése két gyakran használt műhold érzékelő (Terra-ASTER és Landsat ETM+) sávjainak hullámhosszait jelzik (ESA, 2014).

A műholdakkal érzékelt sugárzás a kölcsönhatások következtében információt hordoz a sugárforrásról, a visszaverő felületről valamint a közvetítő közegről. Természetesen az érzékelő maga is befolyásolja a mérési eredményt, tehát a távérzékelési folyamat során egy (vagy több) összetett jelből kell a mérés céljának, esetünkben a hidrológiai paraméterek jellemzésének megfelelő feldolgozási módszerrel az adatokat kinyerni. Mindig a feldolgozás célja határozza meg, hogy a mérés által szolgáltatott adatokból mi tekintendő jelnek és mi zajnak. Erre a legnyilvánvalóbb távérzékelési példa a felhők esete: egy meteorológus számára ezek jelentik az információt, míg a felszíni jeleségek térképezésénél a felhők zajként jelentkeznek.

2.2 Párolgás

A párolgás térbeli és időbeli eloszlása szoros összefüggésben van a vizsgált terület aktuális agrohidrológiai helyzetével. Tisztán fizikai értelemben csak párolgásról lehet beszélni, de a mezőgazdasági/növénytani megközelítés (és még sok más, kapcsolódó tudományág terminológiája) megkülönbözteti a növény transzspirációját, azaz "hasznos" párolgását és a talajfelszín párolgását, evaporációját.

A mezőgazdasági vízgazdálkodás egyik fontos célja a párolgási viszonyok optimalizálása, azaz a növények számára annyi víz biztosítása, ami a transzspirációt, és ezen keresztül a fotoszintézist optimális szinten tartja. A vízhiányos agrohidrológiai helyzetek az aktuális párolgás csökkenésével járnak, aminek részletes területi monitorozását kizárólag csak távérzékelési alapú módszerekkel lehet megoldani.

A növények a gyökerükön keresztül felveszik, és a leveleiken lévő sztómákon keresztül elpárologtatják a vizet, amivel jelentősen befolyásolják a felszínközeli talaj és légrétegek energetikai- és vízegyensúlyát. Távérzékeléssel, az elektromágneses sugárzás érzékelésén keresztül, a felszíni energia viszonyokat lehet mérni, valamint számos, azokat befolyásoló tényezőre lehet következtetni, akár nagy spektrális felbontással is (Nagy & Tamás, 2013). Az evapotranszspiráció közvetlenül nem mérhető, azonban az energiamérleg segítségével a latens hő számszerűsíthető, és így az elpárologtatott víz mennyisége meghatározható (van der Tol & Parodi, 2012).

Az evapotranszspiráció távérzékeléssel való becslésének lehetősége már az űrfelvételek megjelenésének korai időszakában felmerült (Idso, Jackson, & Reginato, 1975). Ennek ellenére a rendszeres és széleskörű alkalmazás sokáig váratott magára. A távérzékelési alapú evapotranszspirációs adatszolgáltatás még a jelen értekezés megírásának idején is gyerekcipőben jár: archív adatbázisok már léteznek (Mu, Zhao, & Running, 2011), és szabadon hozzáférhetők, mint például a MODIS MOD16A nyolc napos párolgásösszegei¹, de nagy területekre kiterjedő, közel valós

 $[\]label{eq:https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataprod/mod16.php} \mbox{A termék aktuális és potenciális evapotranszspirációs adatokat tartalmaz.}$

idejű nagy terepi felbontású adatszolgáltatások még mind a mai napig nem általánosak.

A teljesség igénye nélkül itt megjegyzem, hogy a legújabb vizsgálataink szerint a MOD16A PET potenciális evapotranszspiráció adatok egy hollandiai meteorológiai állomás adataival összehasonlítva magas korrelációt ($R^2 = 0.95$) mutatnak, de jelentős torzítással terheltek ($F 4 f \ddot{i} ggelék$).

Napjainkban kisebb térbeli felbontással már elérhetők közel valós idejű párolgásadatok, pl. az EUMETSAT szolgáltat a geostacionárius MSG műholdadatokból számított pillanatnyi és napi ET adatokat (Ghilain, 2016) a műhold alatti pontban 3 km-es felbontással², ezek azonban a mezőgazdaság számára tábla szinten nem alkalmazhatók.

Az első megközelítések a távérzékeléssel meghatározták a növényállományok típusát és fajtáját, majd ebből a növénykonstans (K_c) ismert táblázatai (Antal & Posza, 1970; Allen, Pereira, Raes, et al., 1998) segítségével becsülték a potenciális evapotranszspirációt. A növényállomány távérzékelésen alapuló térképezése eleinte kizárólag spektrális adatokra támaszkodott ami 85% körüli általános pontossághoz vezetett, azonban napjainkban a spektrális és mintázati paraméterek együttes kiértékelése növeli az elérhető pontosságot (Kollár, Vekerdy, & Márkus, 2015). Még ha pontosabb is a növényállomány térképe, a módszer az aktuális meteorológiai adatok hiánya és a K_c faktor pontatlanságai miatt nagy bizonytalanságot tartalmaz.

A növényállomány pillanatnyi állapotát, és így az aktuális evapotranszspirációt jobban tükrözi a K_c -NDVI módszer (pl. Urso, Richter, Calera, et al., 2010), ami helyszíni mérések alapján kalibrálja a növények növényzeti indexe és párologtatása közti összefüggést, majd ezt alkalmazza az adott régióra. Ez a módszer így azonban nem helyfüggetlen.

Helyfüggő statisztikai összefüggést bizonyított havi NDVI értékek és havi párolgási összegek közt Szilagyi, Rundquist, Gosselin, et al. (1998), valamint Tamás & Bozán, (2008). A vegetációs index alapú havi párolgási értékeket alkalmazva hagyományos vízmérleg modellek hasonló eredményeket adtak a havi lefolyás becslésére, mint amikor talajnedvesség alapján becsült párolgás értékek voltak a bemenő adatok Logikájában (Szilagyi & Parlange, 1999).hasonló megoldást jelent \mathbf{a} műholdfelvételek alapján számolt havi felszíni hőmérsékletértékek tapasztalati alapú lineáris transzformációja havi párolgásértékekre, amit a Duna–Tisza közén alkalmazott Szilágyi, Kovács, & Józsa (2012). A havi időlépcső azonban nem alkalmas a mezőgazdasági vízgazdálkodás napi igényeinek kielégítésére.

A fizikai alapú párolgásszámítás alapja a felszín energiamérlege (*1. egyenlet*), mert az erre alapozott távérzékelési módszer különböző földrajzi környezetben és különböző felszíni viszonyokra is általánosan érvényes megoldást ad (Meijerink & Vekerdy, 2003; Meijerink, Gieske, & Vekerdy, 2005).

 $^{^2}$ LSA SAF evapotransz
spiráció:
 <u>https://landsaf.ipma.pt/en/products/evapotranspiration-energy-flxs/met/</u>

$$R_n = G + H + \lambda E \tag{1}$$

Ahol R_n a nettó sugárzás, G a talajhő fluxusa, H az érzékelhető (szenzibilis) hőáram és λE a latens hőáram. Mindegyik tag mértékegysége $W m^{-2}$.

Alapvetően kétféle megközelítési mód létezik. Az egyforrású modellek a talaj párologtatását és a növényzet transzspirációját együtt, azonos forrásként kezelik, és a folyamatokat egy viszonyítási szintre vetítik, pl. a SEBAL (Bastiaanssen, Menenti, Feddes, et al., 1998), az S-SEBI (Roerink, Su, & Menenti, 2000), vagy a SEBS (Su, 2002). A kétforrású modellek külön-külön számítják a talajfelszín párologtatását és a transzspirációt, pl. TSEB (Norman, Kustas, & Humes, 1995). Az egyforrású modellekhez képest ez különösen a ritka vegetációjú területeken jelent előnyt. Mindkét megközelítés elhanyagolja a fotoszintézishez felhasznált csekély energiát.

Párolgásszámításhoz az 5. egyenletet λE -re kell megoldani.

A nettó sugárzás, R_n , a felszínre beérkező és az onnan távozó sugárzás egyenlege. Ez az a rendelkezésre álló energia, ami a másik három tag által leírt folyamatokat meghatározza.

A lefelé irányuló, a felszínre érkező sugárzást túlnyomórészt a napsugárzás, valamint kisebb részben a légkör saját hőmérsékleti sugárzása alkotja, amit, gyakorlati szempontból, egy rövidhullámú ($\lambda < 3 \mu$ m) és egy hosszúhullámú ($\lambda > 3 \mu$ m) részre lehet felbontani. A felszínre beérkező sugárzás közvetlen mérésére a távérzékelési eszközök nem alkalmasak, de mivel ez egy alapvető klímaváltozó, ami a felszíni és légköri folyamatok energiaforrása, így azt kiterjedten mérik és modellezik világszerte. Közvetve azonban távérzékelési adatokból is becsülhető a beeső sugárzás rövidhullámú része (Blad, Walter-Shea, Mesarch, et al., 2009).

A felszínről felfelé távozó sugárzásnak a műhold irányában terjedő részét a műholdas érzékelők a légköri ablakoknak megfelelő tartományokban (2-1. ábra) a felszín teljes felületére mérik. A felszíni energiamérleg számításához a távérzékelési adatok és az in situ mérések integrációjával a nettó sugárzás megfelelő pontossággal meghatározható (Blad, Walter-Shea, Mesarch, et al., 2009).

Növényzettel borított területeken G kis mennyiség, sokszor elhanyagolhatónak tekintik (Varga-Haszonits & Szakál, 2019). Valójában a nettó sugárzás kb. 5–10%-a, de fedetlen felszínnél jelentőssé válik, akár 31,5–45%-ra is nőhet (Clothier, Clawson, Pinter, et al., 1986; Kustas & Daughtry, 1990; Heusinkveld, Jacobs, Holtslag, et al., 2004). A SEBS modell az alsó értékeket használja (azaz 5 és 31,5%-ot). A növényborítottság arányában a modell interpolál a pixelen belül az NDVI-ból számított növényborítottság segítségével.

Vízfelszín esetén, a talajfelszínnel ellentétben, nem a konduktív hőáram játszik szerepet az energiaáramban, hanem a víz keveredése, azaz anyagáramlás (konvektív hőáram). Ezért a G számításához, a SEBS modell módosításával (AquaSEBS) egy új paraméterezést vezettünk be (Abdelrady, Timmermans, Vekerdy, et al., 2016). In situ mérési adatokkal összehasonlítva az AquaSEBS 4,1–4,7%-os relatív négyzetes középhibával közelítette a vízfelszín párolgását és a számított G (ez esetben a talajhő

helyett "vízhő" fluxusról lehet beszélni) az esetek többségében nagyobb volt, mint az eredeti SEBS-szel számított.

A felszín energiamérlegén alapuló megfigyelési modellek alapvetően a H számszerűsítésének módjában különböznek egymástól (van der Tol & Parodi, 2012). A szenzibilis hőáram a felszín és a légkör hőmérsékletkülönbsége által létrehozott hőáram, ami nappal a rendszerint melegebb felszín felől a légkör felé mutat. A hőátvitel alapjában turbulens tömegáram, azaz a levegő áramlásával történik, amit a modellek a hőmérsékleti gradiens és a légkör ellenállása függvényében számítanak (2. egyenlet, amit a szenzibilis hő tömegátadási egyenletének is neveznek). A probléma sokrétű: a gradiens (T_s - T_a) meghatározása bizonytalanságokkal terhelt, és az ellenállás (r_a) számszerűsítése is több különböző módszerrel közelíthető.

$$H = \rho_a * c_p * \frac{T_s - T_a}{r_a} \tag{2}$$

Ahol H a szenzibilis hőáram (W m⁻²); ρ_a a nedves levegő sűrűsége (kg m⁻³); c_p a levegő fajhője állandó nyomáson (J kg⁻¹ K⁻¹); T_s a talaj, T_a a levegő hőmérséklete (K); és r_a az aerodinamikai ellenállás a hőszállítással szemben (s m⁻¹).

A termális gradiens számításához ismerni kell legalább két szinten a közeg hőmérsékletét. Magától értetődően, a talajfelszín az egyik szint. Ennek a hőmérsékletét (T_s) távérzékelési módszerekkel (is) meg lehet határozni. Az így kapott érték az un. radiometrikus hőmérséklet, amit а szenzor hullámhossztartományában mért sugárzásból a Stefan-Boltzmann törvény alapján, egy (sokszor csak közelítő értékű) emisszivitás érték segítségével számolnak. Ez az érték a pixel felszínének heterogeneitása miatt nem feltétlenül azonos a felszín kinetikus hőmérsékletével. További bizonytalanságot okoz, hogy a felszín definíciója sokszor, például növényborítás esetén, nem egyértelmű. Az egyforrású modellek az energiamérleget egy viszonyítási síkra számolják ki. Növényborítás esetén ez a sík nem a talaj feszínének síkja, mert akkor a növényzet hatása nem lenne értelmezhető. A viszonyítási sík felszíntől mért magassága, azaz a 0 pont eltolódási szint a légköri turbulens folyamatok határrétegének magassága (d). Homogén növénytakaró esetén ez általában a növénymagasság 60–80%-a közt van (2-2. ábra). Allen, Pereira, Raes, et al., (1998) mezőgazdasági növényekre 67%-ot javasolnak. A 0 pont eltolódási szint hőmérséklete, az aerodinamikus hőmérséklet, gyakorlatilag közel van a talajfelszín kinetikus hőmérsékletéhez, habár nem azonos vele (van der Tol & Parodi, 2012).



2-2. ábra Az egyforrású felszíni energiamérleg modellekben használt "geometriai" paraméterek növénytakaró esetén

 $d + z_{0h} a h$ őforrás magassága, (ahol $T_a = T_s$) és $d + z_{0m}$ a momentumelnyelés szintje, (ahol a u = 0) (Gokmen, Vekerdy, Verhoef, et al., 2012)

A levegő hőmérséklete (T_a) egy tetszőleges magasságban a jelenlegi távérzékelési módszerekkel nem határozható meg, így azt mindig meteorológiai mérésekből vagy modellezésekből kell az energiamérleg számításához figyelembe venni. A szabványos meteorológiai mérési magasság 2 m a felszín felett, amit több termény (kukorica, komló, stb.) esetében magasabb szintre át kell számítani, mivel a légkörhőmérsékletet a növényzet szintje felett kell meghatározni.

A levegő aerodinamikai ellenállásának (\mathbf{r}_a) meghatározásánál a szenzibilis hőáramot két, a felszín fizikai tulajdonságaival (érdességével) kapcsolatos paraméter (\mathbf{z}_{0m} és \mathbf{z}_{0h}) befolyásolja (2-4. *ábra*). Mindkét paraméter a felszín tulajdonságaitól függ (részletesebb magyarázatot ad pl. van der Tol & Parodi, 2012). Egymással való összefüggésüket a 3. egyenlet írja le.

$$kB^{-1} = \ln\left(\frac{z_{0m}}{z_{0h}}\right) \tag{3}$$

Ahol k a von Kármán állandó (0,41) és B a Stanton szám, egy dimenzió nélküli hőszállítási együttható.

A kB^{-1} paraméter tulajdonságait különböző felszínek felett a légkörkutatók már az 1930-as évektől tanulmányozzák, és számtalan módszert dolgoztak ki a meghatározására. A kilencvenes évek második felétől a távérzékelési kutatók érdeklődése is felélénkült. Verhoef, de Bruin, & van der Hurk (1997) kísérleti adatokra alapozva bizonyították, hogy a kB^{-1} koncepció heterogén, nem teljes növényborítottság esetében nem alkalmas a folyamatok pontos leírására, azaz az egyforrású modellek ilyen felszínek felett (pl. szavannák, ligeterdők) pontatlanok. Ennek egyik indokaként többek közt azt hozták fel, hogy a z_{0h} paraméter valójában nem egy fizikai mennyiség, hanem a félempirikus Monin-Obukhov elmélet (MOE) alapján a légköri hőmérsékleteloszlásból levezetett skaláris mennyiség, azonban a felszínközeli légrétegekben az MOE feltételezés nem mindig alkalmazható. Arra a következtetésre jutnak, hogy gyakorlati esetekben, amikor az egyforrású felszíni energiamérleg modell az egyetlen megoldás (sok távérzékelésre alapozott ET meghatározásnál vagy meteorológiai modellekben), akkor a kB^{-1} paraméter közelítő megoldásokkal határozható meg. A SEBS modell ezt a növényborítottság arányának figyelembevételével teszi meg, amit az NDVI vagy a LAI távérzékelési index alapján, meteorológiai paraméterek segítségével számít ki.

A talaj-növény-légkör rendszer vízszállításának leírására a rendszer folyamat alapú modellezését is alkalmazzák. Az energiamérleg és sugárterjedési modellek kombinációiból álló megoldások részben távérzékelési adatokon alapulnak. Részletességükből következően igen adatigényesek, de előnyük, hogy a folyamatokat sokrétűen írják le. Az egyik jó példa a SCOPE (Soil Canopy Observation, Photochemistry, and Energy fluxes) modell (van der Tol, Verhoef, Timmermans, et al., 2009), ami három sugárterjedési modellt egyesít, amik a látható és termális sugárzást, valamint a növények fluoreszcenciáját szimulálják. Ezen felül részletes leírást ad a növénytakaró szerkezetéről, a hőáram vertikális eloszlásáról a növénytakarón belül és a sugárzás-levél kölcsönhatásokról. A vízszállítást a talajnövény-légkör rendszerben ellenállások sorozatával írja le. Sokrétű kutatási alkalmazásai közt megemlítendő a napsugárzás keltette klorofill fluoreszcencia vizsgálata (Zhang, Guanter, Berry, et al., 2014) amit az ESA FLuorescense EXplorer (FLEX) műholdjának tervezésénél is alkalmaznak (Verhoef, van der Tol, & Middleton, 2018), a növényzet biofizikai és biokémiai funkcióinak vizsgálata (Bayat, van der Tol, & Verhoef, 2016), beleértve a transzspirációt is. A SCOPE részletesebb ismertetése túlmutat a jelen értekezés keretein, mivel nagy paraméterigénye globális párolgás monitoringra nem teszi alkalmassá.

Az aktuális párolgás területi monitorozása a mezőgazdaságban kiemelt fontosságú. Tájékoztatást adhat a növényzet vízellátásának aktuális szintjéről, így az optimálistól való jelentős eltérésekről mind negatív irányban (aszály), mind pozitív irányban (túlnedvesedés/belvíz). Öntözési adatok és aktuális párolgási térképek alapján az öntözési hatékonyság is számszerűsíthető (Bastiaanssen & Bos, 1999; Akdim, Alfieri, Habib, et al., 2014; Bastiaanssen, Karimi, Rebelo, et al., 2014).

2.3 Talajnedvesség

A talajnedvesség a vízkörforgás egyik kulcsváltozója (Entekhabi & Eagleson, 1989), alapvető klímaváltozó (Essential Climatic Variable, ECV), amit 2010-ben vettek fel az ECV listára (GCOS, 2010). Felszínközeli értéke alapvetően meghatározza a talajt érő csapadékból kialakuló beszivárgás, felszíni lefolyás és párolgás valamint az ezekkel kapcsolatos energiaáramok megoszlását mind térben, mind időben. Fontos szerepe van ezen folyamatok kölcsönhatásainak alakításában is. A hidrológiai folyamatok közvetlen befolyásolásán túl természetesen a bioszféra életfeltételeit is alapvetően meghatározza. Mindezért részletes ismerete a vízgazdálkodás, a mezőgazdaság \acute{es} a környezetgazdálkodás számára elengedhetetlen, habár a környezeti folyamatokban játszott szerepe talán a legkevésbé megértettek közé tartozik (Zreda, Shuttleworth, Zeng, et al., 2012).

A talajnedvességet hagyományosan pontszerű helyszíni mérésekkel határozzuk meg (Dente, Vekerdy, Su, et al., 2011), de ezeknek legnagyobb hátránya, hogy területi kiterjesztésüket nehezíti a jelenség különböző léptékek mentén jelentkező különböző térbeli változékonysága (Famiglietti, Ryu, Berg, et al., 2008; Wu, 2010; Dente, Vekerdy, de Jeu, et al., 2013). A helyszíni mérések nagy előnye viszont a mérés vertikális kiterjedésének és sűrűségének a cél és a technikai lehetőségek szerinti szabad megválasztása. Új megoldást jelent a talajnedvesség hektár nagyságrendű területi átlagának in situ meghatározására a kozmikus sugárzás mérésén alapuló módszer. Az Egyesült Államokból kiindulva egy világméretű hálózatot telepítenek a COSMOS projekt keretében (Zreda, Shuttleworth, Zeng, et al., 2012).

Távérzékeléssel a talaj néhány milliméteres vagy néhány centiméteres felszíni rétegének a nedvességét lehet meghatározni. Fedetlen talajfelszín esetén nagyobb pontosság érhető el, ami a növénnyel való talajborítottság növekedésével csökken. Vastag növénytakaró alatt a talaj víztartalmának távérzékelésen alapuló kvantitatív meghatározása mind a mai napig kihívást jelent.

Az optikai (látható és infravörös) sávban a víz két alapvető tulajdonságát használják ki a nedvességtartalom meghatározására:

- nagy energiaelnyelést a rövidebb hullámhosszakon (pl. Nagy, Riczu, Gálya, et al., 2014), és
- a talaj egyéb alkotórészeinél nagyobb hőkapacitását a termális sávban (Schmugge, 1978).

Mindemellett a növényzet jó indikátora a gyökérzóna vízellátottságának, mivel a vízstressz negatívan befolyásolja az életműködéseket (klorofill aktivitást). A természetes vízellátottságban jelentkező különbségek, pl. a talajvízfelszín mélysége, különböző növénytársulások kialakulásához vezet. Távérzékelési alapú azonosításuk – egyebek között – a gyökérzóna általános nedvességviszonyaira is közvetett információt ad (Deák, Valkó, Alexander, et al., 2014). Az optikai talajnedvességmérés részletes taglalása a jelen tanulmány témakörén túlmutat, azonban az érdeklődők jó áttekintést találhatnak Rahimzadeh-Bajgiran & Berg (2016) tanulmányában.

Alacsony frekvenciájú (P–L sávú) mikrohullámú érzékelők a felszín dielektromos tulajdonságaira érzékenyek, amik a növényzet és a talaj felső néhány centiméteres rétegének nedvességtartalmától függenek (Mohanty, Cosh, Lakshmi, et al., 2017). Hazánkban már a nyolcvanas évek közepén történtek kísérletek nemzetközi összefogásban légi mikrohullámú radiométer talajnedvesség mérésére való alkalmazására. Az akkor használt berendezés nem volt képalkotó, a repülőgép alatti sáv mikrohullámú sugárzásáról készített analóg hossz-szelvényt, amit egyidejű földi mérésekkel kellett kalibrálni (Zilahy, Juhász, & Vekerdy, 1985, 1986).

A jelenlegi legsikeresebb műholdas passzív érzékelők, a SMOS és a SMAP radiométerek 35-60 km-es felbontású felévételekkel 2–3 naponta bolygónk teljes felszínének talajnedvesség állapotát rögzítik, hozzájárulva, pl. a globális meteorológiai és klímamodellek paraméterezéséhez. A talajnedvességtérkép

{ 17 **}**

előállításhoz szükséges idő (a SMOS esetében az érzékeléstől számított 4 óra) a közvetlen időjárási vagy árvízi előrejelzésre való alkalmazási lehetőségeket csökkenti (Mohanty, Cosh, Lakshmi, et al., 2017).

Az aktív mikrohullámú szóródásmérők (ERS Scatterometer, ASCAT) adatain alapuló globális felszíni nedvesség adatok hasonló térbeli felbontásúak (25-50 km). A térbeli és időbeli felbontás javítására az aktív és a passzív módszereket kombinálja az ESA Klímaváltozási Kezdeményezésében (Climate Change Initiative) kifejlesztett egyesített adatbázis (Karthikeyan, Pan, Wanders, et al., 2017a, 2017b), valamint a SMAP 3–36 km-es talajnedvesség adatbázisa.

A nagy felbontású radar felvételek, pl. Sentinel-1, (10 m), is érzékenyek a talaj nedvességére, de ennél a felbontásnál a felszínérdesség paraméterezése még csak speciális esetekben megoldott (pl. Benninga, van der Velde, & Su, 2020), így globálisan alkalmazható, teljesen automatizált talajnedvesség algoritmus nagy felbontásban nem áll rendelkezésre.

A talajnedvesség meghatározásának általános megoldását a sugárzásterjedési modellek invertálása (pl. az Integral Equation Model, IEM, Fung, Li, & Chen, 1992) jelenti. Ezek a modellek a felszín dielektromos tulajdonságaiból, a felszínérdességből és a mikrohullámú érzékelő jellemzőiből a radar-visszaverődést írják le. Összetettségük, paraméteréhségük és az invertálásuk számításigényessége miatt a gyakorlatban inkább a félempirikus és empirikus modellek terjedtek el. A félempirikus modellek fizikai alapokon állnak, de kísérleti mérésekkel paraméterezik őket úgy, hogy a mért és a modellezett értékek közötti eltérés a gyakorlati szempontoknak megfeleljenek (pl. Dubois, Zyl, & Engman, 1995b, 1995a). Gyakorlati szempontból a felvételezéssel közel egyidejű, nagy területre kiterjedő talajnedvesség-térképezésre ezek a módszerek nem alkalmasak.

Az empirikus modelleket a helyi körülmények között kell paraméterezni, általában a távérzékelési felvételezéssel egyidőben történő referenciamérésekkel. Különböző frekvenciákat, beesési szöget, polarizációt, stb. alkalmazó multiszenzor távérzékelés javíthatja a radar-visszaverődést befolyásoló helyi viszonyok felmérését és számszerűsítését (Paloscia, Pettinato, Santi, et al., 2013).

A befolyásoló tényezők közül általában a talajnedvesség változik a leggyorsabban (habár egy mezőgazdasági táblán végzett talajművelés hirtelen változást jelent a felszínérdességben is), így a radarfelvételek hosszabb-rövidebb idősorainak együttes kiértékelésénél az idősoron belüli változásokat a talajnedvességváltozásoknak lehet tulajdonítani (van der Velde, Su, van Oevelen, et al., 2012). Wagner et al., (1999) ERS szóródásmérő adatai alapján egy relatív talajnedvességtartalom-meghatározási módszert dolgozott ki, ami lineáris összefüggést (4. egyenlet) feltételez a normalizált radar keresztmetszet (σ^0 , dB-ben kifejezve) és a talaj relatív nedvességtartalma (θ_{rel} , %-ban kifejezve) közt.

$$\sigma^{0}(\Theta, t) = \sigma^{0}{}_{drv}(\Theta) + S(t) * \theta_{rel}(t)$$
⁽⁴⁾

Ahol S egy érzékenységi tényező (dB), ami a visszaverődés talajnedvességtől való függését fejezi ki; σ^{0}_{dry} a hervadáspontnak megfelelő szárazságú talaj visszaszórása (dB); Θ a beesési szög; és t az idő.

Amennyiben a visszaszórás változékonysága csak a talajnedvességtől függ, egy hosszabb radar idősorból $\sigma^{0}_{dry}(\Theta)$ és S(t) meghatározhatók, feltételezve, hogy mind a telítettéghez és a hervadásponthoz tartozó nedvességtartalom előfordult az adatsorban. Az ilyen relatív különbségeken alapuló módszerekre sokszor változásészlelés módszerként (change detection approach) hivatkozik az irodalom. A különböző típusú modellekről jó áttekintést ad Karthikeyan et al. (2017a, 2017b).

A talajnedvesség mellett azonban a többi radar-visszaverődést befolyásoló tényező sem állandó az időben, például a növények fenológiai állapota (Csorba, Szegi, Fodor, et al., 2019) csak viszonylag rövid időszakokon belül tekinthető változatlannak. Az így fellépő hibák kiküszöbölésére a változásészlelési módszerekben igyekeznek a lassabban változó tényezőket statisztikai és/vagy determinisztikus modellezéssel számszerűsíteni.

Növényzettel borított talajfelszínről a radar érzékelőbe jutó jel három visszaszórási folyamat eredményeként alakul ki (Ulaby, Dubois, & Van Zyl, 1996), a 5. egyenlet szerint.

$$\sigma^{0}(\Theta) = \sigma^{0}{}_{\nu}(\Theta) + (\mu_{\nu} * l(\Theta))^{2} * \sigma^{0}{}_{s}(\Theta) + \sigma^{0}{}_{\nu s}(\Theta)$$
⁽⁵⁾

Ahol $\sigma^{0_{v}}$ a növényzet visszaszórása (dB); $\sigma^{0_{s}}$ a talajról érkező visszaverődés (dB), amit a növényzet elnyelése μ_{v} (m⁻¹) együtthatóval a növénytakaróban megtett út l (m) arányában csökkent; $\sigma^{0_{vs}}$ a talaj-növényzet rendszer kettős visszaverése (dB) és Θ a beesési szög.

A változók szögfüggését a helyi sajátosságok határozzák meg. Kis biomasszájú $(<0,5 \text{ kg m}^{-2})$ növénytakaró esetén a növényzet hatása elhanyagolható, és így a teljes visszaverődést a talajtulajdonságok határozzák meg (Fawwaz T. Ulaby, Dubois, & Van Zyl, 1996). A biomassza növekedésével a teljes visszaverődést a talajtulajdonságok mellett a növényzet víztartalma (vízfelhő modell) és struktúrája egyre növekedő mértékben befolyásolja, egészen addig, amíg az elnyelés miatt a talajról származó jel elhanyagolhatóvá válik. A magas frekvenciájú jelek hamarabb elnyelődnek, míg az alacsonyabb frekvenciák behatolási mélysége a növényzetbe és a talajba nagyobb, erre mutat egy példát a 2-3. ábra. Az ábrán a C frekvenciatartomány görbéje (a Sentinel-1 műholdak frekvenciatartománya) mutatja, hogy a 20°-os beesési szöggel a modellezett fűtakaró áteresztése a felére

csökken már 1 kg m⁻² biomassza esetén³. Mivel a Sentinel-1 felvételen belül a beesési szög 29,1°–46,0° között változik, a jel megtett útja hosszabb, mint a modellezett esetben, így hasonló növényborítás esetén az áteresztés még kisebb, azaz az elnyelés még nagyobb (5. egyenlet).



2-3. ábra Fűtakaró transzmisszivitása 20°-os beesési szög, HH polarizáció Michigan Microwave Canopy Scattering Model (MIMICS) alapján (Fawwaz T. Ulaby, Dubois, & Van Zyl, 1996)

2.4 Felszíni víztestek

Agrohidrológiai szempontból a felszíni víztestek kiterjedése (pl. elöntött terület nagysága), valamint az azokban tárolt víz mennyisége (pl. hasznosítható vízkészlet vagy elvezetendő vízmennyiség) jelentik a legfontosabb távérzékeléssel nyerhető információkat.

2.4.1 Felszíni víztestek kiterjedése

Az optikai hullámhossztartományban a vízfelszínek nagy infravörös elnyelésük következtében általában jól elkülöníthetők a többi földfelszíni objektumtól.

A vízfelszínek (árvizek) X, Y irányú kiterjedésének térképezésében az úttörő munkát a körülbelül 80 m-es felbontású ERTS-1/Landsat 1 felvételekkel végezték a hetvenes évek első felében (Rango et al., 1974; Rango & Salomonson, 1974), elsősorban az MSS közeli infravörös sávjában jelentkező erős elnyelésre alapozva,

 $^{^3}$ Jó minőségű, 100%-os borítású gyepeknél, Balázs, (1947) és Tasi (2019) adatai alapján, 1 kg m $^{-2}$ biomassza kb. 25 cm magas fűtakarónak felel meg.

küszöbérték (intenzitás-szegmentálás) módszerrel, vagy osztályozással. Az így készült elöntéstérképek nyílt vízfelszínek esetén jó egyezést mutattak légi és földi módszerekkel készült elöntéstérképekkel (Moore & North, 1974), 5%-on belüli pontosságot is elértek (Rango & Salomonson, 1974). A vízben álló és a felszínen lebegő növényzet takarásában a víz detektálása sokkal nagyobb hibával terhelt, ahogy ezt a hazai tapasztalatok is bizonyították (Vekerdy, Fekete, & Koolhoven, 1990).

A háttér és a víztestek közötti kontrasztot tovább lehet fokozni a víz jelenlétére érzékeny, sávarányokon alapuló indexekkel, mint például a klasszikusnak számító, habár elsősorban a növényzetre kidolgozott, a vörös él hangsúlyozásán alapuló NDVI, (Normalised Difference Vegetation Index), (Rouse, Haas, Schell, et al., 1974) vagy a zöld és egy közeli infravörös sávon alapuló NDWI (Normalised Difference Water Index) (McFeeters, 1996)⁴.

Az elöntések optikai felvételekkel való térképezésének egyik legnagyobb akadálya a felhőborítás (Smith, 1997). A mikrohullámok, hosszabb hullámhosszuk következtében nem szóródnak a felhőkön, és így borult időben is alkalmasak a felszín állapotának rögzítésére. Mint ahogy azt a korai radar kutatások bizonyították (ESA/ESRIN, 1995), sima, növényzetmentes vízfelszínről a koherens tükrözés következtében nagyon gyenge visszaverődés éri el az érzékelőt. Ez esetben a vízborítás jól térképezhető, míg a felszín simaságát megzavaró körülmények (növényborítás, szélkeltette hullámzás) az elöntések térképezését megnehezíti vagy lehetetlenné teszi, azaz a víztestek felszínének dielektromos tulajdonsága homogén, így radaros távérzékelésükben a felszín érdessége játssza a döntő szerepet.

A vízfelszíni hullámok hatására mutat példát a 2-2. ábra. A három egymásutáni áthaladás során készített Sentinel-1A felvételen viszonylag kis változás figyelhető meg a szárazföld (többnyire növényzet és talaj) visszaverésében, de jelentős különbség mutatkozik a vízfelszín visszaverésében. A különbség oka a szélkeltette hullámzás erősségének és irányának kombinációjában keresendő (2-1. táblázat)⁵. Az első és a harmadik esetben (2017.11.18. és 2017.12.12.) DDNY-i, míg a második esetben (2017.11.30.) DDK-i szél fújt. Habár a második és harmadik esetben a víz felszínéről jelentősen visszaszóródott a radar jel, míg a harmadik esetben a szóródás a műholddal ellentétes irányba történt. A vízállás mindhárom nap azonos, 620 cm körüli érték volt (Kisköre-felső).

A növényzet hatását a víztestek távérzékelésére részletesebben a belvíz távérzékelésével foglalkozó 4.1 alfejezetben tárgyalom.

 $^{^4}$ Nem tévesztendő össze az azonos névvel, Gao (1996) által publikált NDWI-vel, ami kizárólag infravörös hullámsávokon alapulva a növényzet víztartalmára érzékeny.

⁵ A visszaverődés mértéke nem közvetlenül arányos a szélsebességgel, és így a generált hullámok nagyságával. Bragg-visszaszórás jelentkezik a radar hullámhosszával nagyjából egyező (az S-1 esetében kb. 5.5 cm) vízfelszíni fodrozódásoknál.

dc_1722_19

Dátum	Szélsebesség napi átlag (m s ^{–1})	Szélsebesség napi maximum (m s ⁻¹)	Szélsebesség napi minimum (m s ⁻¹)	Szélirány napi átlag (°)
2017.11.18.	2.13	4.33	0.14	202.6
2017.11.30.	5.76	8.94	3.16	161.2
2017.12.12.	5.77	9.03	1.08	224.9

2-1. táblázat Szél adatok a 2-4. áb S-1A felvételeivel megegyező napokról (Heves, 10 m felszín feletti magasság). Forrás: Meteoblue.



2-4. ábra A Tisza-tó Sarudi-medencéjének S-1A VV polarizációjú felvételei A szárazföldhöz tartozó visszaverődés (kb. –16 dB-nél nagyobb értékek) mindhárom felvételen hasonló eloszlást mutat. Ezzel szemben a vízhez tartozó értékek az a.) és c.) esetben jól elkülönülnek (az átlaguk –21 dB és –22 dB körüli), míg a b.) esetben a víz visszaszórása erősen átfed a szárazföld visszaszórásával (az átlaga kb. –17 dB).

2.4.2 Vízfelszín magassága, vízmélység és térfogat

A felszíni vízkészletek volumenének meghatározásához szükséges Z koordináta menti kiterjedést, azaz a felszíni víztestek mélységének térképezését közvetlen távérzékelési módszerekkel csak akkor lehet megoldani, ha a mért elektromágneses sugárzásban a mederfenékről is van információ. Ez a víz, a vörösnél nagyobb hullámhosszú tartományokban jelentkező erős elnyelése miatt (2-1. ábra) csak a látható tartományban lehetséges, és ott is csak korlátozottan. Multispektrális vagy hiperspektrális űrfelvételekkel a közismerten legtisztább vizű korallzátonyok esetében is csak 20 m-es mélységig, de pontos mérésekre inkább csak 10 m-es mélységig van lehetőség (Hedley, Roelfsema, Chollett, et al., 2016). A legegyszerűbb eljárások általában lineáris összefüggést tételeznek fel a víztest reflektanciája és mélysége között, azonban az eljárások már 2–3 m-es mélységnél is jelentős hibával terheltek. Lyzenga (1978) a hibák kiküszöbölésére egy exponenciális megközelítést javasolt, ami 3 méteres mélységig néhány deciméteres, majd 7-8 méteres mélységig pontosságot biztosít. Mindehhez azonban a víztest 1 m körüli optikai tulajdonságainak ismerete és/vagy helyi referenciamérések szükségesek.

Légi lidaros módszerekkel mind az elérhető mélység mind a pontosság növelhető: tiszta parti vizeken Wozencraft & Lillycrop (2002) tengerparti batimetrikus térképek készítéséről számoltak be 40 m-es mélységig 15 cm-es pontossággal. A természetes víztestek lebegőanyagtartalma erősen növeli az elnyelést. Sekély tavakban és átlagos parti vizeken (kékes-)zöld lidarral 3–5 méteres mélységig rutinszerűen végeznek méréseket.

Időszakos vízborítás esetén a száraz időszakban készített topográfiai, légifotogrammetriai vagy lidaros módszerrel készített magasságmodell és a nedves időszakban készített elöntéstérkép (*2.2. alfejezet*) segítségével a víz mennyisége egyszerű (raszteres) térinformatikai számításokkal "kiköbözhető" (*6. egyenlet*), amire egy közelítő példát a Sistan vizes élőhelyek esetében alkalmaztam (Vekerdy, Dost, Reinink, et al., 2006).

$$V_{wb} = \sum_{N} (Z_{wb} - Z_t) * A_r$$
 (6)

Ahol V_{wb} a víztest térfogata (m³); N az elöntéstérképen a víztesthez tartozó rasztercellák száma; Z_{wb} a víztest felszínének, és Z_t a talaj felszínének a magasságmodellből meghatározható magassága (m) és A_r egy rasztercella mérete (m²).

Egy kiválasztott víztest különböző horizontális kiterjedéseihez tartozó térfogatai alapján felállítható egy empirikus terület-térfogat összefüggés (*7. egyenlet*), ami egy egységes morfológiájú területen a további víztestekre is jó közelítéssel alkalmazható. Egy lényegében ezzel megegyező módszert használt Eilander et al. (2014) ghánai kis víztározók monitorozására valamint Lu et al. (2013) a Baiyangdian-tó térfogatváltozásainak számszerűsítésére űrfelvételek alapján.

$$V_{wb} = f(A_{wb}) \tag{7}$$

Ahol A_{wb} a víztest felszíne (m^2) és f az adott morfológiájú területre jellemző hatványfüggvény.

Mezőgazdasági vízgazdálkodási szempontból két alapvető esetben van a felszínt borító víz térfogatának ismeretére szükség: felszíni vízkészletek (öntözővíz-tározás), vagy a káros, elvezetendő vizek (árvíz, belvíz) térfogatának meghatározásához, amire az empirikus terület-térfogat függvények kielégítő megoldást adnak.

2.5 Térinformatikai adatintegráció

Összetettségük miatt a földfelszíni folyamatok egy paraméter adatsorával általában nem jellemezhetők kielégítően. Több paraméter egymástól független mérése azonban sokszor különböző tulajdonságú adatokat eredményez, amiket a folyamatok leírásához integrálni kell. Alapvetően ez az igény a térinformatikai rendszerekben és az azokban integrált modellekben lép fel (pl. Vekerdy, 2002).

2.5.1 A Digitális Föld koncepció

A California Science Center-ben 1998. január 31-én tartott beszédében Al Gore felvázolt egy nagyívű elképzelést a Digitális Földről (Digital Earth, DE), világunk digitális modelljéről (Gore, 1998). Ez alapvetően egy térinformatikai koncepció, ami sokrétű és széleskörű adatintegráción alapul. Fizikai, biológiai és társadalmi világunk ezen digitális másolata számtalan célt szolgálhat, például tudás transzfert, a világ állapotának felmérését és nyomon követését, a jövőre vonatkozó szcenáriók analízisét és a tervek hatásainak elemzését (Schade, Granell, Vancauwenberghe, et al., 2020). Egy bő évtizeddel az alapelképzelés felvázolása után Craglia, de Bie, Jackson, et al. (2012) az akkori technikai és tudományos állapotnak és trendeknek megfelelően aktualizálták és továbbfejlesztették a koncepciót. Az elgondolás azóta is fejlődik, és egyes részei fokozatosan megvalósulnak. Emellett egyre strukturáltabbá válik, amit Guo, Goodchild, & Annoni (2020) átfogó kézikönyve is bizonyít. A DE az Európai Unió tudományos programjában is szerepel mint "Destination Earth", amit különböző szakterületeken alkalmaznak, mint például a meteorológiában vagy árvízelőrejelzésben (Voosen, 2020). Az Európai Urügynökség elképzelései közt is megtalálható Digital Twin Earth név alatt (ESA, 2020a).

A DE alapja az adatkocka (data cube), egy N-dimenziós integrált adathalmaz, ahol általában $N \geq 4$, azaz valójában egy hiperkocka. Minden adat térben és időben referált (innen a min. négy dimenzió). Az adatfeldolgozás felhőalapú (OnLine Analytical Processing, OLAP) (Chaudhuri & Dayal, 1997), aminek egyik fontos eleme az, hogy nem a felhasználónál, hanem az adatok eredeti tárolóhelyének közelében történik az adatfeldolgozás, így nincs szükség nagy tömegű alapadat mozgatására a világhálón, csak a feldolgozás eredményei mozognak az adatszerverek és a felhasználó között.

A Digitális Föld tekinthető az egyik legösszetettebb adattárolási és -feldolgozási koncepciónak. Ezen belül számtalan adatintegrációs szintet és megoldást kell alkalmazni ahhoz, hogy az információk hatékonyan kinyerhetők legyenek. A DE nem egy adatkockaként kerül megvalósításra, hanem adatkockák hálózataként, azaz alrendszerek együttműködésével (Y. Li, Yu, Xu, et al., 2020), aminek nemcsak technikai szinten kell megvalósulni, hanem szemantikailag is (Schade, Granell, Vancauwenberghe, et al., 2020). Ez az, ahol a térinformatikai megközelítés és az alkalmazási terület "összeér", azaz az adatok alkalmazásorientált feldolgozása és értékelése interdiszciplináris megközelítést igényel.

2.5.2 A Digitális Föld mezőgazdasági, környezeti és vízgazdálkodási alrendszerei

Mint ahogy az az előző szakaszban látható volt, a DE valójában egy koncepció, ami az alrendszerei fokozatos kiépítésén és fejlesztésén keresztül alakul ki. Így, alulról építkezve, már sok alrendszernek tekinthető rész megvalósult, pl. az OpenStreetMap, ami 2004-től fejlődik folyamatosan (Bennett, 2010), a Google Maps/Google Earth, amit először 2005-ben publikáltak a világhálón (Google, 2015), de ide sorolható sok más, már korábban is létező térinformatikai adatszolgáltatás és elemző rendszer is. Kiemelkedő helyet foglal el ezek közt az Európai Unió Copernicus (korábban Global Monitoring of Environment and Security, GMES) programja, és az ehhez köthető adatszolgáltatások (Aschbacher, 2017). A program a Sentinel műholdflottának adataira támaszkodva hat társadalmilag fontos alkalmazási területen szoltáltat adatokat (légkör, óceán, szárazföldek, klímaváltozás, biztonság és vészhelyzetek). Mind a mezőgazdasági, mind a környezeti témák a "szárazföldek" alkalmazási területhez tartoznak.

Magyarország egyik kapcsolódási felülete a Copernicus programhoz a Földmegfigyelési Információs Rendszeren (FIR). Ennek egyik fő célkitűzése a DE koncepciójára közvetlenül utal: "eFöld felület létrehozása a Copernicus vizuális adataiból" (Rudan, 2020). A FIR a jelen értekezés beadása körüli időpontban kerül "éles" indításra, és így a tartalmáról csak előzetes információk állnak rendelkezésemre. Ezek szerint az eFöld portálon több sávkombinációt, indexet és integrált űrfelvétel alapú adatot szolgáltat a felhasználóknak. A legtöbb réteg Sentinel-2 alapú, azaz optikai felvételek feldolgozásával készül (pl. valósszínes megjelenítés, NDVI, EVI, NDWI, NDSI, víz és szárazföld megkülönböztetése). Sentinel-1 radar felvételek adatai kisebb mértékben szerepelnek a szolgáltatott információk alapjaként.

A FIR-ben fontos szerepet töltenek be a szakrendszerek, amik elsősorban a partner intézmények adatigényeit szolgálják ki. A jelen értekezés témájához legközelebb az általános és a vízügyi monitoring rendszerek (Rudan, 2020) állnak. Ez utóbbi, a tervek szerint, sokrétű belvízi információt is tartalmaz. Az egész rendszer első verziója a jelen értekezés írásával párhuzamosan készül és az információtartalma dinamikusan bővül az átadás után is.

A FIR alapvetően a közigazgatás adatigényeinek ellátására jött létre, de a fejlesztés során sokszor felmerült egy szélesebb felhasználói réteg adatokkal és információkkal való ellátásának igénye, ami feltétlenül további optikai és radar felvételeken alapuló adatintegrációt fog igényelni.

2.5.3 A térinformatikai adatintegráció szintjei

Egy hatékony integrált térinformatikai adatstruktúra kialakításának alapja a felbontások harmonizálása a tér és idő (X, Y, Z & T) dimenziók mentén, és a különböző felbontások közötti átmenetek technikai és szemantikai egységesítése. Technikai szempontból a tér és idő dimenziók mentén kell a harmonizálást megoldani (Vekerdy, Wang, Zhang, et al., 1999; Z Vekerdy, 2002). A dimenziók mentén egységesített adatstruktúrák formailag egységes adatbázist alkothatnak, ide értve a földmegfigyelési adatok tömbjeit is, azonban az alapvető kihívás megmarad: miként lehet információvá alakítani az adatokat? Ehhez interpretációra, az adatok szemantikai alapú értelmezésére van szükség.

Szemantikai szempontból az adatok integrációját különböző adatfeldolgozottsági szinteken lehet megvalósítani. Azonban a különböző adatforrások, így a földmegfigyelési adatszolgáltatók is, különféleképpen definiálják az adatfeldolgozási szinteket, mivel ezek erősen adatfajtától függenek. A gyakorlatban kialakult egy általános megközelítés (pl. Piwowar, 2001), ami a technikai szempontokat veszi elsősorban figyelembe. Ezekre építem az általam használt definíciókat (Vekerdy, 2020-ből módosítva), ami az adatok fizikai tartalmára, a feldolgozás tartalmi logikájára alapoz. Az adatszolgáltatók által használt gyakorlati jelöléstől (L1, L2,...) való megkülönböztetésül a logikai szint (logical level, LL1, LL2,...) jelölést használom (2-2. táblázat).

- 0. logikai szint (LL0) A mért, nyers adatok. Ez általában az érzékelő által generált elektromos jel rögzített formája.
- 1. logikai szint (LL1) Sugárzási paraméterek. Az érzékelt jellel (elektromágneses sugárzás) arányos szám, ami az LL0 szintű jelből, az érzékelő rendszer torzításainak kiküszöbölésével (radiometrikus korrekció, geometriai korrekció) állítanak elő. Kalibrált optikai mérések esetén "légkör feletti radiancia"-ként (top of the atmosphere radiance) vagy "érzékelőt érő radiancia"-ként (at-sensor radiace) is hivatkoznak rá.
- 2. logikai szint (LL2) Geofizikai paraméterek. A felszíni objektumok és az elektromágneses sugárzás kölcsönhatásának figyelembevételével a felszíni objektum pillanatnyi állapotát jellemző értékek.
 - LL2a A földfelszínt elhagyó, az érzékelő irányában terjedő sugárzással kapcsolatos paraméter, ami a légkör torzító hatásaitól mentes. Az LL1 adatból légköri korrekcióval és szükség esetén nagy pontosságú geometriai korrekcióval állítják elő. Az optikai mérések esetén "felszíni radiancia"-ként (at surface radiance) vagy "felszíni reflektancia"-ként (at surface reflectance) is hivatkoznak rá.

- *LL2b Sugárzási kategóriák, indexek.* Az LL2a szintű adatokból számított értékek, származtatott geofizikai indexek vagy bináris változók (a Landsat 8 felvételek esetében például növényzeti indexek és felhő maszkok).
- *LL2c* A megfigyelni kívánt *földfelszíni jelenséggel kapcsolatos*, annak *pillanatnyi állapotát tükröző* fizikai mennyiség, amit az *LL2a* adatokból, sok esetben további adatok és egyszerű megfigyelési modellek bevonásával állítanak elő.
- 3. logikai szint (LL3) Strukturált geofizikai paraméterek. Az LL2 szintű geofizikai változókból, rendszerint több pillanatnyi állapotot jellemző adat meghatározott tér/idő dimenziók menti integrációjával létrehozott, rendszerint nagy régiókra kiterjedő vagy globális rendezett adathalmazok.
- 4. logikai szint (LL4) Származtatott paraméterek. A távérzékelt paraméterek és kiegészítő adatok segítségével, legtöbbször komplex folyamatmodellekkel számított, alkalmazásorientált geofizikai, biológiai, gazdasági, társadalmi, stb. paraméterek. Ilyenek pl. a felszíni energiamérleggel számított párolgási, vagy a távérzékelési alapú talajnedvesség és párolgás felhasználásával modellezett növényfejlődési adatok.

A fenti logika természetesen a távérzékelési adatokon kívül más adatfajtákra is alkalmazható, azonban ennek részletezése meghaladja értekezésem kereteit.

Adatok integrációjára általában az LL2 feldolgozottsági szintű, vagy afölötti feldolgozottságú adatokkal kerül sor, mivel az LL1 szintű adatok még a mérési technikáktól/módszerektől függő torzításokat tartalmaznak, azaz nem tisztán a számszerűsíteni kívánt jelenséget reprezentálják.

A LL2 és az LL4 logikai szintek definíciójában megfigyelési és a folyamatmodelleket különböztethetünk meg, amik valójában két, nem mindig élesen szétválasztható modellcsoportot alkotnak (Alkema, Bijker, Sharifi, et al., 2013):

- A *megfigyelési modellek* a megfigyelt céltárgy fizikai és biokémiai tulajdonságai és a mérhető sugárzás paraméterei közötti összefüggést adják meg.
- A *folyamatmodellek* a földfelszíni fizikai és biokémiai folyamatok időbeli leírását adják meg.

Mindkét modellcsoport egységes struktúrába integrált adatokat igényel.

A jelen kutatás elsősorban az optikai és radar műholdadatok integrációjának logikai kérdéseire összpontosít, így az elkövetkezendőkben nem térek ki az adatintegráció megvalósításának technikai részleteire.

2-2. táblázat Az adatfeldolgozás logikai szintjei A logikai szintek nem feltétlenül azonosak a szolgáltatók által megadott adatfeldolgozási szintekkel.

Logikai szint		Paraméter	Adatfajta, példák	Bemeneti	Adatfeldolgozás,
				адаттајтак	adatintegracio
LL0		Mért jel	Dimenzió nélküli szám	-	Nyers mért adat
Nyers adat					
LL1		Az érzékelőt érő	Kalibrált (légkör	LLO	A rendszer jellemzőinek
Sugárzás	si	elektromágneses	feletti) radiancia,	Erzékelő	(radiometriai, geometriai,
paramét	er	sugárzás	Fényességi	kalibrációs,	stb.) megfelelő feldolgozás
			hőmérséklet, stb.	Megfigyelési	
				geometriai, DEM,	
				stb.	
	LL2a	Földfelszínt elhagyó	Kalibrált felszíni	LL1	Légköri korrekció
		elektromágneses	radiancia, reflektancia,	Légköri,	(sugárterjedési modellek),
~		sugárzás,	Felszíni hőmérséklet,	DEM,	esetleges nagy pontosságú
erel			stb.		geometriai korrekció
nét	LL2b	Sugárzási kategóriák,	Indexek v. osztályozott	LL2a	Aritmetikai és statisztikai
ran		indexek	kategóriák, pl. NDVI v.	In situ adatok	érzékelési modellek
pa pa			felszínborítás		
ikai	LL2c	A sugárzásból	Talajnedvesség,	LL2a	Fizikai és statisztikai
ofiz		(közvetlenül)	csapadék, hó-víz		érzékelési modellek
Geo		számítható felszíni	egyenérték,		
		geofizikai paraméterek	vízminőségi		
			paraméterek, stb.		
LL3		Térben és időben	Globális, kiterjesztett	LL2	Tér/idő koordináták menti
Struktur	ált	kiterjesztett geofizikai	időszakra vonatkozó		adatintegráció
geofizika	i	paraméterek	geofizikai paraméterek,		
paramét	erek		pl. globális 8 napos		
			NDVI (MODIS)		
LL4		Alkalmazási terület	Komplex folyamatok	LL2/LL3	Tér/idő koordináták menti
Származtatott paraméterek		orientált paraméterek	paraméterei, pl. ET,	In situ és	adatintegráció,
		(geofizikai, környezeti,	termésmennyiség,	modellezett	folyamatmodellezés.
		gazdasági, társadalmi,	ökoszisztéma	paraméterek,	
		stb.)	szolgáltatások, stb.,	különböző forrású	
				távérzékelési	
				adatok, stb.	
3 Mikrohullámú és optikai felvételek integrációja I.: A vízstressz figyelembevétele a párolgás SEBS modellel történő monitorozása során

A vízhiányos agrohidrológiai szélsőségnek, az aszálynak a vizsgált szempontrendszertől függően számtalan típusa ismert, amiknek felismerésére és térképezése távérzékelési adatokat is hasznosító módszereket, indexeket vezettek be (Tamás, 2017). Ezek nagy része a rendelkezésre álló vízmennyiséget a talaj nedvességtartalmán keresztül jellemzi, míg a vízigényt valamilyen módon a potenciális és/vagy az aktuális evapotranszspirációhoz köti, pl. a Napi Léptékű Aszályindex (OMSZ, 2020). A párolgás távérzékelése tehát az egyik alapja a vízhiányos agrohidrológiai szélsőség monitoringjának.

A talajnedvesség és a párolgás összefüggése igen összetett, erősen függ a talaj típusától, a növény fajtájától és szárazságtűrő képességétől és a nagy területre kiterjedő valós idejű mezőgazdasági vízgazdálkodási gyakorlatban az egyik legnagyobb bizonytalansággal terhelt számítási paraméter (Teuling, Seneviratne, Williams, et al., 2006). A távérzékeléssel mérhető felszíni talajnedvesség csak közelítő információt ad a növény vízellátottságáról, mivel a gyökérzóna mélységéig egyéb adatok nélkül nem lehet a felszíni talajnedvességből nagy pontossággal extrapolálni. Ennek ellenére, mélyen elhelyezkedő talajvíz esetén, ahol a gyökérzóna vízellátása csak felülről, beszivárgás útján történik, a felszíni talajnedvesség megközelítő információt nyújt a növény vízellátottságáról.

A növények vízellátottságának jellemzésére mikrohullámú távérzékeléssel meghatározott felszíni talajnedvesség-adatokat integráltunk a SEBS modellel (Su, 2002) a rendszer ellenállását jellemző kB^{-1} paraméter pontosítására (2.2 alfejezet). Választásunk az egyforrású modellek közül a SEBS-re esett, mert ennek pontossága jó vízellátottságú növényzet felett megfelelő (van der Kwast, Timmermans, Gieske, et al., 2009), valamint paraméterezése kevésbé felhasználófüggő, mint például a SEBAL modellé, így automatizált feldolgozásra alkalmasabb. A kifejlesztett módszerrel kapcsolatos eredményeket több helyen is publikáltuk (pl. Gokmen, Vekerdy, Verhoef, et al., 2012; Gökmen, 2013), valamint a modellt termális és látható/infravörös felvételek integrációjával továbbfejlesztettük (Njuki, 2016; Kyalo, 2017). Az itt következő diszkusszió célja az eljárás új megközelítésben való rövid ismertetése, a szakirodalomban fellelhető újabb eredményekkel való összevetése, különös figyelmet fordítva az alkalmazott optikai és mikrohullámú távérzékelési adatok integrációjára. Az eljárás ismertetésénél tömörségre törekszem, részletesebb leírásokat a hivatkozott szakirodalomban publikáltunk.

A SEBS modellt egy nagyobb nemzetközi kutatás keretében módosítottuk, aminek célja a törökországi Konya-medence (3-1. ábra) vízmérlegváltozásainak térben osztott vizsgálata volt. A tesztterület egy lefolyástalan medence Anatólia közepén, alapvetően kontinentális, száraz éghajlattal. Az éves ariditási index ($AI = P/ET_0$) a terület legnagyobb része száraz, $AI \ll 1$ értékkel, ami csak a medence

peremén elhelyezkedő hegységekben fordul csapadékosra, aholAI > 1. A Konyamedence részletes leírását Gökmen (2013) publikálta. A nagyfokú ariditás miatt a terület legnagyobb részén a növényzet többnyire vízhiányos állapotban van.



3-1. ábra A Konya-medence Anatoliában A bal felső átnézeti térkép a medence elhelyezkedését mutatja Anatoliában, a jobb felső kivágat egy MODIS LAI térkép (2010. augusztus) (Gokmen, Vekerdy, Lubczynski, et al., 2013)

3.1 A SEBS modell paraméterezése

Az eredeti SEBS modell olyan egyenletrendszeren alapul, amelyben az egyforrású felszíni energiamérleg megoldása távérzékelési adatokra épül. Alapvetően három publikáció ismerteti a modell elméleti hátterét, amely a kutatási fejlesztések alapjául szolgált:

- Su, Pelgrum, & Menenti (1999) ismertetik a párolgással kapcsolatos sugárzási és aerodinamikus folyamatok horizontális és vertikális aggregációjának hatásait.
- Su, Schmugge, Kustas, et al. (2001) két modellt hasonlítanak össze a z_{0h} érdességi hossz meghatározására, és felépítenek ezek alapján egy egyszerű energiamérleg modellt.

• Su (2002) kiteljesíti a Surface Energy Balance System modell alapverzióját, aminek egyik lényeges eleme, hogy a kB^{-1} paraméter⁶ számítását távérzékeléssel meghatározott növényparaméterekre alapozza.

A jelen értekezésben nem tárgyalom a modell részleteit, csak a témánk szempontjából fontos részeket emelem ki.

A SEBS modellben a felszín fedettségétől (a növényzet és a fedetlen talajfelszín arányától) függ a kB^{-1} paraméter számítása (8. egyenlet).

$$kB_{SEBS}^{-1} = kB_c^{-1} * f_c^2 + kB_m^{-1} * f_c * f_s + kB_s^{-1} * f_s^2$$
(8)

Ahol kB_{SEBS}^{-1} a SEBS modellben alkalmazott paraméter (-); kB_c^{-1} a teljes növényborítottsághoz tartozó paraméter Choudhury & Monteith (1988) alapján (-); f_c a növényborítottság részaránya (-); kB_m^{-1} a fedetlen talaj és a növényzet közötti kölcsönhatást jellemző paraméter (Su, 2002) (-); f_s a fedetlen talaj részaránya (-) ($f_s = 1 - f_c$); kB_s^{-1} a fedetlen talajfelszínhez tartozó paraméter Brutsaert (1982) alapján (-).

A mezőgazdasági vízgazdálkodási gyakorlat során a párolgás napi összege a használt adat, a távérzékelési adatok azonban a mérés időpontjában meglévő pillanatnyi állapotot jellemzik. Ezért a modellezett pillanatnyi λE fluxust a napi összegre a relatív párolgás (a párolgásra fordított energia és a rendelkezésre álló energia hányadosa, *9. egyenlet*) egy napon belüli állandóságára alapozva extrapolálja a SEBS.

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{R_n - G} \tag{9}$$

Ahol Λ a relatív párolgás (-).

A feltételezést felhőmentes napokra (optikai távérzékelés csak ekkor lehetséges) a tesztterületünkön végrehajtott in situ mérésekkel is igazultuk (*3-2. ábra*).

 $^{^{6}}$ A kB^{-1} paraméter a szenzibilis hő számításához a termális dinamikus ellenállás meghatározásában játszik szerepet (2.2 alfejezet).



3-2. ábra Bowen-aránnyal számolt párolgási hányados (Λ_{BR}) értékek különböző növényborítás esetén

A mérések magasabb napállásnál stabil értéket mutatnak, csak a napnyugta és napkelte körüli időszakban (amikor az energiaforgalom kicsi) térnek ettől el. A görbék pontjait a törökországi Konya-medencében felállított állomásokon, 2010 júliusában, felhőmentes napokon mért adatokból számítottuk (Gokmen, Vekerdy, Lubczynski, et al., 2013).

3.1.1 A modell bemeneti adatai

A SEBS modell bemeneti adatai három csoportba sorolhatók (Su, 2002):

- Távérzékelési adatok: a felszín fizikai állapotát leíró geofizikai paraméterek, pl. albedó, emisszivitás, felszínhőmérséklet, és a növényzet állapotát jellemző indexek (LAI vagy NDVI).
- 2. Meteorológiai adatok: a levegő állapotát leíró, helyben mért (vagy modellezett) paraméterek, amiket egy közös vonatkoztatási szintre kell megadni, pl. légnyomás, léghőmérséklet, relatív nedvességtartalom, szélsebesség, napsütéses órák száma.
- 3. A bejövő sugárzás adatai: a rövidhullámú és hosszúhullámú összetevők.

A modell jelenlegi implementációinak nagy előnye, hogy a bemeneti adatokat rugalmasan kezelik: alapvetően területi (térképes) adatokat fogadnak, így figyelembe véve a paraméterértékek térbeli eloszlását. Ahol ezek nem állnak rendelkezésre, ott az egész területre jellemző állandókkal is tudnak számolni.

3.1.2 A kutatásba bevont adatok

A SEBS bemeneti adatai mellett (*3.1.1 szakasz*) további adatokra is szükség volt, pl. in situ referencia méréseket végeztünk, valamint adatokat gyűjtöttünk a Regionális Vízügyi Hatóságtól (DSI Konya Bölge Müdürlüğü) a modell új paraméterezésének kidolgozásához és validálásához. Az evapotransz
spiráció térképezéséhez a modell bemeneti adatait 1000 m-es felbontású raszter formátumba transzformáltuk. A modellezés
hez az ILWIS 3.4-es verziójában⁷ futó SEBS kódot használtuk.

In situ referencia adatok

A SEBS alapú felszíni hőáramok validálásához öt talajnedvesség-méréssel kiegészített Bowen-arány állomást telepítettünk Pauwels & Samson (2006) leírása alapján a Konya-medence arid részén, különböző terepfedettségű területeken $(3-3. \ abra)$:

- BR-1 Cukorrépa (*Beta vulgaris*), meszes agyagos vályogtalaj (ez az állomás végül is nem szolgáltatott használható adatokat, így az értékelésből kimaradt)
- BR-2 Sós mocsár (vizes élőhely), sziki káka (*Bolboschoneus maritimus*), agyagtalaj magas szervesanyag tartalommal
- BR-3 Lucerna (*Medicago sativa*), homokos talaj
- BR-4 Sztyeppe, homokos talaj
- BR-5 Burgonya (*Solanum tuberosum*), meszes agyagos vályogtalaj

Az állomások felszerelése egységesen a következő volt:

- Két kombinált léghőmérséklet és relatív páratartalom érzékelő (PASSRHT szenzor, Decagon Devices, USA) 0,5 és 2,0 m magasságban. Az alsó érzékelőnek a növénytakaró felett kellett elhelyezkednie. Az összes érzékelőt egymáshoz kalibráltuk.
- Egy talajnedvesség, elektromos vezetőképesség és hőmérséklet érzékelő (5TE szenzor, Decagon Devices, USA), a talaj felszíni rétegében (5 cm) elhelyezve, a gyári kalibrációt alkalmazva.
- Egy adatrögzítő (Em50 logger, Decagon Devices, USA), ami 30 percenként rögzítette az egy percenként mért értékek átlagát 2010. március elejétől október végéig.

Az érzékelőket úgy helyeztük el, hogy az alsó a növénytakaró felett helyezkedjen el, és a felső ne legyen túl magasan, mivel a mérés horizontális lábnyoma a szél felőli oldalon Brutsaert (1982) és Shuttleworth (1992) alapján a felső érzékelő magasságának kb. a százszorosa.

A Konya székhelyű Regionális Vízügyi Hatóság adattárából hidrogeológiai adatokat (keresztszelvények, megfigyelőkutak vízállásai) kaptunk a vizsgált időszakra.

⁷ <u>https://52north.org/software/software-projects/ilwis/ilwis-3/</u>

dc_1722_19



3-3. ábra A Konya-medence MODIS Terra felvételen a Bowen-arány állomásokkal A kisebb képek az állomások környékét Landsat 5 felvételeken mutatják be (Gokmen, Vekerdy, Lubczynski, et al., 2013).

Távérzékelési adatok

Optikai távérzékelési adatok:

- MODIS MOD02 (látható és közeli infravörös, 1–7 sávok, 250 és 500 m-es felbontás, L1-B feldolgozási szint)
- MODIS MOD11 (termális infravörös, 31–32 sávok, 1000 m-es felbontás, L1-B feldolgozási szint)
- MODIS MOD15 LAI (levélfelület index)

A látható és infravörös felvételek légköri korrekcióját a SMAC algoritmussal (Rahman & Dedieu, 1994) végeztük el, majd az albedót Liang (2000) és az emisszivitást Sobrino, El Kharraz, & Li (2003) alapján számítottuk.

A felszíni hőmérséklet számításhoz az osztott ablak módszer Sobrino, Li, Stoll, et al. (1996) és Sobrino & Raissouni (2000) által kidolgozott egyenleteit alkalmaztuk.

Az eljárás két szomszédos termális sávban jelentkező vízgőz elnyelési különbségeket használ ki a T_s meghatározására.

Meteorológiai adatok

A Konya-medencében és körülötte elhelyezkedő 18 állomás meteorológiai adatait a Török Meteorológiai Szolgálat adatbázisa szolgáltatta.

Ahogy azt több analízis is bizonyította, pl. Su (2002); van der Kwast, Timmermans, Gieske, et al. (2009); Kyalo (2017), a bemeneti paraméterek közül a SEBS modell a felszín és a levegő hőmérsékletére a legérzékenyebb (ezek határozzák meg a szenzibilis hőáramot generáló potenciál különbséget, *2. egyenlet, 14. oldal*), ezért különös gondot kellett fordítani az állomásokon óránként mért léghőmérséklet időbeli és térbeli interpolációjára. Lineáris interpolációval a mért értékeket a MODIS felvételek készítésének időpontjára vetítettük, majd az így meghatározott léghőmérséklet adatokból orografikus hőmérsékleti gradienst számítottunk minden alkalomra, amivel a hegyvidéki területek 1000 m-es felbontású interpolációs eredményeit egy SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) alapú magasságmodell segítségével javítottuk.

A SEBS párolgásmodellezés eredményének ellenőrzését területi vízmérlegszámítással végeztük, amihez in situ csapadék és hó adatokat a Török Meteorológiai szolgálat bocsájtott rendelkezésünkre, amiket a műholdak és felszíni mérőállomások adatain alapuló Tropical Rainfall Measuring Mission (Theon, 1994) TRMM-3B43 adatokkal (NASA, n.d.) integráltunk.

A domborzattól kevésbé függő paramétereket regionális trend elemzés segítségével interpoláltuk.

Sugárzási adatok

A beeső rövidhullámú sugárzás MSG/SEVIRI érzékelővel meghatározott adatait az EUMETSAT Satellite Application Facilities (SAF) adatbázisból (EUMETSAT, n.d.) töltöttük le, majd lineáris interpolációval 1000 m-es felbontásúra transzformáltuk.

Talajnedvesség adatok

A SEBS validálására kialakított Bowen-arány állomások félóránként rögzítették a felszíni réteg talajnedvességét is. Mindegyik mérőhelyen az érzékelő középső elektródája 5 cm mélyen volt a felszíntől. Az adatokat a kB^{-1} paraméter módosítására, a SEBS-SM modell kidolgozására használtuk.

A SEBS-SM modell futtatásához szükséges talajnedvesség adatokat az Amszterdami Szabadegyetem (Vrije Universiteit Amsterdam) felszíni talajnedvesség adatbázisából (VUA & NASA, n.d.) töltöttük le. A felszíni nedvességet valamint a növényzet optikai mélységét passzív mikrohullámú adatokból egy sugárzásterjedési modellel (Land Surface Parameter Model, LSPM) határozzák meg (Owe, de Jeu, & Holmes, 2008). Az eljárás nagy előnye, hogy tetszőleges hullámhosszakra alkalmazható a mikrohullámú tartományban, és így különböző műholdak méréseit lehet egy homogén adatbázisban egyesíteni. Az általunk használt felszíni talajnedvesség térképek alapvetően AMSR-E adatokon alapulnak. A felvételek legfontosabb jellemzői: leszálló (deszcendens) műholdpálya, 2-5 napos felvételezési gyakoriság, 0,25° horizontális felbontás (kb. 25 km).

3.2 A szenzibilis hőáram számításának módosítása

A SEBS modellt széles körben alkalmazták és tesztelték. Egyöntetűen megállapították, hogy a párolgás területi eloszlását jól közelíti (Menenti, Jia, & Su, 2003; Xue, Bali, Light, et al., 2020), azonban vízstresszes körülmények között, a szenzibilis hőáramot alábecsüli, így a latens hőáramot, azaz a párolgást túlbecsüli 1–3 mm nap⁻¹ értékkel (Lubczynski & Gurwin, 2005; van der Kwast, Timmermans, Gieske, et al., 2009; Vinukollu, Wood, Ferguson, et al., 2011). A λE túlbecslése abból a problémából adódik, hogy a kB^{-1} paraméter meghatározásához szükséges z_{0h} és a növényzet aktuális állapotának összefüggése nem ismert pontosan.

3.2.1 A SEBS ellenőrzése helyszíni mérésekkel

A Bowen-arány (Bowen, 1926) a szenzibilis és a latens hőáram aránya (10. egyenlet). Ha a nettó sugárzás (R_n) és a talajhőáram (G) ismert, akkor az 1. egyenlet (13. oldal) bevonásával H és λE kiszámítható (11. egyenlet). Esetünkben azonban sugárzásmérésre nem volt gyakorlati lehetőség, így csak a két hőáram arányát tudtuk meghatározni két különböző magasságban végzett hőmérséklet és páratartalom mérésekkel (12. egyenlet, Ohmura, 1982).

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \tag{10}$$

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \qquad \text{és} \qquad H = \frac{R_n - G}{1 + \beta^{-1}} \tag{11}$$

$$\beta = \frac{c_p}{\lambda} * \frac{K_h}{K_w} * \frac{\theta_1 - \theta_2}{q_1 - q_2} \tag{12}$$

Ahol β a Bowen-arány; λ a víz párolgáshője (J kg⁻¹); K_h a hő örvényes diffúziós együtthatója (m² s⁻¹); K_w a pára örvényes diffúziós együtthatója (m² s⁻¹); θ_1 és θ_2 a potenciális léghőmérséklet a z_1 és z_2 magasságban (°C); q_1 és q_2 a z_1 és z_2 magasságokban mért specifikus légnedvesség (kg kg⁻¹).

Miután a két mérés szintjei nagyon közel vannak egymáshoz, az adiabatikus hatások elhanyagolhatók, és így a potenciális hőmérsékletet a mért hőmérséklettel

helyettesítettük. A mért relatív páratartalom adatokból aktuális páranyomást számítottunk egy hatodfokú polinom segítségével (Flatau, Walko, & Cotton, 1992), majd közeli meteorológiai állomások légnyomásadataival számítottuk a specifikus légnedvességet. Végezetül Perez, Castellvi, Ibañez, et al. (1999) útmutatása szerint kizártuk a további feldolgozásból azokat az eseteket, ahol a szenzorok érzékenységénél kisebb páranyomás gradiens alakult ki a két mérési pont között.

A feldolgozásba a mért időszak (2010.03.01.–2010.10.31.) csapadékmentes napjai közül azokat vontuk be, amelyeken legalább 5 óra napsütés volt és MODIS felvétel is rendelkezésre állt. Összesen 42 nap felelt meg ezeknek a feltételeknek.

A Bowen-arány állomásokon nem volt sugárzásmérés és csak egy rétegben történt talajhőmérséklet-mérés, így a hőáramok meghatározásához (*11. egyenlet*) a SEBS modell által számolt R_n és G értékeket vettük figyelembe. Az in situ mérőhelyeken mért adatok és a SEBS modellezési eredmények összehasonlítása (*3-4. ábra*) alátámasztotta, hogy a SEBS modell túlzottan alacsony H értékeket ad, ami az egyforrású, energiamérleg alapú megközelítésből adódik (Verhoef, de Bruin, & van der Hurk, 1997), és más modelleknél is megfigyelhető, mint például a SEBAL-nál (Paul, Gowda, Vara Prasad, et al., 2014) és más modelleknél is (Cleugh, Leuning, Mu, et al., 2007). Feltűnő, hogy a legnagyobb mértékben alábecsült értékek a tipikusan vízhiányos környezetben kialakuló sztyepp növényzetnél jelentkeznek (szürke terület az ábrán), míg a ritkán kiszáradó vizes élőhelyek esetében a pontok túlnyomó többsége közel helyezkedik el az 1:1 vonalhoz. A mezőgazdasági növények esetében a SEBS-szel meghatározott *Hsebs* értékek enyhén alacsonyabbak mint a Bowen-aránnyal számolt *Hbr*



3-4. ábra A Bowen-arányból számolt (HBR) és a SEBS modellel meghatározott (HSEBS) szenzibilis hőáramok összehasonlítása A szürkével jelölt területre esnek a vízstresszes helyszínek pontjai (Gokmen, Vekerdy, Verhoef et al., 2012)

Alacsony talajnedvesség esetén a növények levelein a sztómák összehúzódnak majd teljesen záródnak, csökkentve a sztóma vezetőképességét, azaz a növény párologtató képességét, azonban növelve a levél hőmérsékletét (Chaves, Costa, Zarrouk, et al., 2016). Ha ez a növényállományon belül minden szinten egyformán

történne, akkor a hőmérséklet változása egyenletes lenne a növénytakarón belül, és a $\mathbf{z}_{0\mathbf{h}}$ változása meghatározható lenne. A valóságban azonban a legtöbb be
eső energia és a levegő legnagyobb telítettségi hiánya a növénytakaró felszínének szintjén van, míg a mélyebb rétegekben a növényzet árnyékoló hatásának következtében kevesebb energia áll rendelkezésre és a levegő telítettsége is nagyobb. Az alsóbb szinteken a sztómák ellenállása megnő, és csökken a párolgás (Gaastra, 1959). Erdők esetében bizonyították, hogy a sztómák vezetőképessége és szabályozóképessége a felső rétegekben nagyobb, mint az alsókban, így az elpárolgó víz legnagyobb része a növénytakaró felszínéhez közeli rétegekből származik (Hinckley, Brooks, Cermák, et al., 1994). A talaj csökkenő nedvességtartalmára a felső rétegek sztómái élénkebben reagálnak, így itt arányaiban nagyobb mértékben csökken a párolgás (Niinemets, Sõber, Kull, et al., 1999). Az így szabályozott párolgás azonban igen komplex mechanizmusok eredője, amik nem tekinthetők a környezeti hatások egyszerű összegének, így a levelek aktuális transzspirációja eltérhet az optimálistól (Niinemets & Valladares, 2004). Az aktuális párolgás és a hőmérséklet növénytakarón belüli vertikális eloszlása a környezeti hatásoktól függ, állandó. Többek között jelentősen tehát időben nem függ \mathbf{a} talaj nedvességpotenciáljától, amit pl. Turner & Begg (1973) és Turner (1974) szántóföldi mérésekkel is bizonyított. A hőmérséklet vertikális eloszlása alapvetően a z_{0h} érdességi hosszat befolyásolja, míg a vízstressz a levélfelület index (LAI) csökkenéshez vezet, ami a z_{0m} érdességi hosszat módosítja, jelentős bizonytalanságot okozva a kB^{-1} paraméter meghatározásában (7. egyenlet, 15. oldal).

3.2.2 A kB⁻¹ paraméter módosítása

A problémára az egyik lehetséges megoldás a kB^{-1} paraméter tapasztalati alapon való kalibrálása, amivel a felszíni hőmérsékletkülönbségek alakulását implicit módon lehet a felszíni energiamérleg számításánál figyelembe venni (Verhoef et al., 1997). A javasolt módszerünk lényege abban áll, hogy a Bowen-arány állomások adataiból és a hagyományos SEBS modellel meghatározott szenzibilis hőáramok szórásdiagramjára egy talajnedvességtől függő szigmoid függvényt (13. és 14. egyenletek) illesztünk a legkisebb négyzetek módszerével, majd az így paraméterezett transzformációs függvénnyel módosítjuk a SEBS kB^{-1} paraméterét (15. egyenlet).

$$SF = a + \frac{1}{1 + e^{b - c \cdot \theta_{rel}}} \tag{13}$$

$$\theta_{rel} = \frac{\theta - \theta_{min}}{\theta_{max} - \theta_{min}} \tag{14}$$

$$kB_{SM}^{-1} = SF * kB_{SEBS}^{-1} \tag{15}$$

Ahol SF a transzformációs függvény értéke (-); a, b és c a függvény illesztési paraméterei; θ_{rel} a relatív talajnedvesség az effektív hézagtérfogat arányában kifejezve (cm³ cm⁻³); θ az aktuális talajnedvesség (cm³ cm⁻³); θ_{min} és θ_{max} a minimális és maximális talajnedvesség (cm³ cm⁻³); kB_{SM}^{-1} és kB_{SEBS}^{-1} a módosított és az eredeti SEBS-szel számolt paraméterek (-).

Azért a szigmoid függvényre esett a választás, mert ez felel meg legjobban a 3.2.1 szakaszban felvázolt koncepcionális modellnek: alacsony talajnedvesség esetén az eredetileg túlbecsült párolgást csökkenti, majd egy meredekebb növekedés után, a magasabb talajnedvességi tartományokban az értéke 1-hez közeli értéket vesz fel.



3-5. ábra A Bowen-arány állomások adataival meghatározott transzformációs függvény A Konue medencéhen mért edetek elemién meghatározott illegető nereméterek:

A Konya-medencében mért adatok alapján meghatározott illesztő paraméterek: a = 0,3; b = 2.5; c = 4,0 (Gokmen, Vekerdy, Verhoef, et al., 2012).

A transzformációs függvény paraméterezésébe a Konya-medencében felállított összes Bowen-arány állomás értékeit bevontuk, hogy egy, a területen általánosan érvényes összefüggést határozzunk meg.

3.2.3 A változtatások hatásának vizsgálata

Első lépésben a változtatások hatását ellenőriztük. A kB_{SM}^{-1} -et alkalmazva a Bowen-arány állomások adataira a mért és a SEBS-SM-mel számított szenzibilis hőáram értékeinek korrelációja jelentős javulást mutat (3-6. ábra, vö. 3-4. ábra).

Ebben a lépésben a transzformációs függvény kalibrálásához használt adatoktól elkülönített validációs adatsorral ellenőriztük a modell helyességét, majd azt vizsgáltuk, hogy mely esetekben volt a transzformáció hatásos, és mely esetekben nem.

Elsőre szembetűnő, hogy a pontok összességében közelebb helyezkednek el az 1:1 vonalhoz, egyenletesebben oszlanak el a vonal két oldalán, habár vannak még a szürke területre eső, a korrelációt rontó esetek, amik többnyire a ritka sztyepp növényzet felett, kisebb mértékben mezőgazdasági növények felett alakultak ki.





Három jelentősebb csapadék esett az általunk vizsgált időszakban, ami a felszíni talajnedvességet jelentősebben megemelte (3-7. ábra). Az áprilisi maximum környékén nem volt felhőmentes nap, így nem tudtunk erre az időszakra szenzibilis hőáramot számolni, azonban a június második felében hulló csapadékok környékén voltak felhőmentes napok is. Ekkor a talajfelszín is intenzíven párologtatott, és a jó vízellátottság következtében a sztómák ellenállása is minimális volt, így a rendelkezésre álló energia nagyobb része fordítódott párolgásra, azaz a szenzibilis hőáram alacsony volt. A transzformációs függvény alig módosított a kB^{-1} értéken, és így a $H_{SEBS-SM} - H_{SEBS}$ érték is kicsiny volt.



3-7. ábra A kB⁻¹ paraméter módosításának hatása a modellezett szenzibilis hőáramra ritka sztyepp növényzet esetén



A csapadékos időszak elmúltával, amikor a felszín nedvességtartalma alacsony (7-9%), a szenzibilis hő növekedő trendet mutat (3-7. ábra). Az eredeti SEBS modellel számított értékeket (a függőleges vonalak alsó vége) a transzformációs függvénynek megfelelően a SEBS-SM modell jelentősen módosítja (a függőleges vonalak felső vége). A szenzibilis hőáram növekedése azonban nem következik be azonnal. Ahogy a talajfelszín kiszárad és hőmérséklete emelkedik, még mielőtt a növényzet transzspirációja csökkenne. Ekkor a felszín egyre jelentősebb mértékben járul hozzá a hőmérsékleti gradiens számításánál figyelembe vett T_{s} -hez (6. egyenlet, 14. oldal), kiváltképp nem teljes növényborítás esetén. A felszíni rétegek teljes kiszáradásával ez a hatás stabilizálódik, és a T_s változásait a növényzet hőmérsékletének dinamikája határozza meg. A talajfelszín és a növényzet nedvességdinamikájának különbsége így jelentős bizonytalansághoz vezet a T_s meghatározásában. Feltűnő az ábrán, hogy a júniusi csapadékos napok után, viszonylag magasabb felszíni talajnedvességtartalom mellett is a Bowen-arányból számolt szenzibilis hőáram magas, míg a SEBS alapú számítások jóval alacsonyabb értéket adtak. Ez az eltérés a június 11–13. (valószínűleg kaszálás) körüli időszakban lucerna esetén is megfigyelhető (3-8. ábra). A meglévő adatok alapján csak spekulatív magyarázatot lehet a jelenségre adni, de annyi biztosan megállapítható, hogy a hőmérsékletmérések reprezentativitásának bizonytalansága jelentős szerepet játszik benne, mivel olyankor fordul elő, amikor a SEBS kis $T_s - T_a$ gradienst mutat, és így a 6. egyenlet, (14. oldal) érzékennyé válik az aerodinamikus ellenállás (r_a) meghatározásának pontosságára.



3-8. ábra A kB⁻¹ paraméter módosításának hatása a modellezett szenzibilis hőáramra lucerna esetén

A függőleges vonalak alsó vége a H_{SEBS}, míg a felső vége a H_{SEBS-SM} szenzibilis hőáramot jelzi.

Összehasonlítva a 3-7. ábra és a 3-8. ábra talajnedvességadatait kitűnik, hogy a lucernát rendszeresen öntözték és így sokkal kisebb vízstressz alakult ki mint a ritka sztyeppen, és sokkal alacsonyabb szenzibilis hőáramok alakultak ki. A SEBS-SM sokkal kisebb mértékben módosította a kB_{SEBS}^{-1} értékeit a lucerna felett.

A SEBS-SM alkalmazása a nyári csapadékmentes időszak egy kiválasztott napjára (2010.08.08., amikor a T_s-T_a valamint az R_n értéke nagy volt) mintegy 30%-kal alacsonyabb átlagos párolgásértéket eredményezett a teljes Konyamedencére, mint az eredeti SEBS (3-9. ábra). A hisztogram alakja módosult, az alacsonyabb párolgásértékek részaránya jelentősen növekedett. azaz \mathbf{a} párolgásértékek tartománya nőtt. A SEBS-SM térképen az alacsony értékek a vízstresszes sztyepp növényzet és füvek, legelők által borított területeken jelentkeznek, ahol sok helyen 0-1 mm nap $^{-1}$ körüli, míg a vízzel jobban ellátott, öntözött területeken és a vizes élőhelyeken, valamint a medence peremén a hegyvidéki erdős területeken 6–8 mm nap⁻¹ körüli párolgást adott a modell. Ezek az értékek jobban megfelelnek az irodalmi adatok alapján elvárt összképnek.

A hatáselemzés alapján megállapítható, hogy a kB^{-1} paraméter módosítása az elvárt eredményeket adta, azonban az összefüggést csak a Bowen-arány állomások adataival tudtuk ellenőrizni. Ezért egy keresztellenőrzéshez független adatokat is kellett keresni.

3.2.4 A SEBS-SM pontosságának ellenőrzése

A Bowen-arány állomások méréseivel összehasonlítva, a SEBS-SM 40%-os javulást eredményezett a szenzibilis hő számításánál a ritka sztyepp növényzet felett (Gokmen, Vekerdy, Verhoef, et al., 2012), ami a medence szintjén 30%-os csökkenést eredményezett az aktuális párolgásban. Ez az összehasonlítás a Bowen-arány állomások adatain alapul.

Helyi mérésű, független párolgásadat hiányában a terület dinamikus vízmérlege alapán ellenőriztük a SEBS-SM modellel készített térképeket (Gokmen, Vekerdy, Lubczynski, et al., 2013). A módszer lényege a területi eloszlást lehető legpontosabban tükröző csapadék és párolgás térképekkel számított lefolyás és beszivárgás, és így a vízmérleg meghatározása évszakos (esős évszak: október 1.– március 31., valamint száraz évszak: április 1.–szeptember 30.) lépésekben. A Konya-medence lefolyástalan így a felszín alatti hozzáfolyás és elfolyás a környező területekre elhanyagolható (Bayari, Ozyurt, & Kilani, 2009), tehát a vízmérleg a medencére $P - ET = \Delta S$ formában felírható, ahol P a csapadék, ET a tényleges evapotranszspiráció és ΔS a vízkészletváltozást jelöli.





a) CORINE 2006 felszínborítottság térkép, valamint b) SEBS és c) SEBS-SM napi párolgás térképei és hisztogramjai, 2010.08.08.

A "bevételi" oldal, azaz a csapadék számszerűsítésére egy távérzékelési és in situ csapadékmérőkre alapuló módszert dolgoztunk ki. Kiindulási adatként a Tropical Rainfall Measuring Mission TRMM-3B43 (6. verzió) havi csapadékösszeg térképeit

használtuk. Pan, Wood, Wójcik, et al. (2008) kimutatták, hogy a TRMM jelentős csapadéktérképek szisztematikus torzulásokkal terheltek, aminek javításával azonban a területi vízmérleg számítására alkalmassá tehetők. Bizonyítottuk, hogy Konya-medencében és környékén található csapadékmérők adatai az összegzési időlépcső növelésével egyre jobban korrelálnak a TRMM-3B43 adataival, és regresszióval a szisztematikus torzítás csökkenthető. A hidrológiai évet felbontottuk egy nyári száraz és egy téli csapadékos évszakra. Külön-külön regressziós egyenletekkel javítottuk az 1 km-es pixelméretre sűrített TRMM adatokat. További javításokra is szükség volt, mivel a TRMM alapjául szolgáló mikrohullámú műholdak mérései sokkal kevésbé érzékenyek a fagyott hókristályokra mint a cseppfolyós vízre, így a hótakaróban tárolt vizet külön számításokkal kellett figyelembe venni. Évenkénti többváltozós regressziót alkalmaztunk erre, aminek független változói a MODIS szenzor (MOD10A2) adataiból meghatározott havas napok száma, a pixel tengerszint feletti magassága és földi méréseken alapuló hó-víz egyenértékek voltak. Meg kell jegyezni, hogy a hó-víz egyenértéket jelentős időbeli és térbeli változékonyság jellemzi (Mekis & Hogg, 1999; Mekis & Vincent, 2011), a rendelkezésünkre álló csekély adatból azonban ezt számszerűsíteni nem lehetett. Ezért a havi pontbeli mérésekből rendelkezésre álló legnagyobb hóvastagságnak megfelelő napon mért hó kiterjedést, és az aznap mért hó-víz egyenértéket használtuk a hóban tárolt vízkészlet meghatározásához. A csapadékot (P) a hótérképek és a csapadéktérképek összegeként számítottuk a vizsgált időszakra (2005 - 2009).

A "kiadási" oldal, azaz a tényleges evapotranszspiráció (ET) területi eloszlását a SEBS-SM modellel számszerűsítettük a felhőtlen napokra, ami a terület nagy részén elérte az évi 170-200 napot. A vizsgált időszak (2005–2009) minden hónapjára több értékelhető nap jutott, amikből minden hónapra átlagos napi párolgás térképet számítottunk, és ezekből határoztuk meg a havi összegek térképeit, majd további aggregációval jutottunk az évszakos és éves összegekhez.

A téli félév végén intenzív felszíni lefolyás jelentkezik a medenceperemi hegységekből, amit a Beyşehir-tó és mesterséges víztározók segítségével a vízhiányos időszakra visszatartanak, és csatornahálózat segítségével a medencefenéki öntözött területeken osztanak el. Közvetlen lefolyásmérési adatsorok ($Q_{s,m}$) csak korlátozott számú részvízgyűjtőről álltak rendelkezésre. Ezekre lefolyási tényezőt (α_s) számítottunk, $\alpha_s = Q_{s,m}/(P - ET)_{wet}$, a csapadékos évszak adataiból, amivel aztán meghatároztuk a méretlen vízgyűjtők felszíni lefolyását a csapadékos hónapokra. A vízmérlegben a hegyvidékről származó teljes felszíni lefolyást (Q_s) idő- és területarányosan újraosztottuk az öntözött területeken, megkapva a felszíni öntözés mennyiségét (I_s), így alakítva ki a térbeli dinamikus vízmérleg bevételi oldalának az öntözött területekre vonatkozó idősorát. A "bevételi" és "kiadási" oldalak mérlegét mutatja a 3-10. ábra. Az összesített vízmérleg –270 mm év⁻¹, azaz évente átlagosan 270 mm-rel több víz párolog el a területről, mint ami csapadékként lehullik, ami csak a medence vízkészleteinek csökkenésével lehetséges.

A Konya-medencében jelentős öntözési célú kitermelés folyik a felszínalatti vizekből (Bayari, Ozyurt, & Kilani, 2009). A kutakban az 1990-es évektől fokozódó mértékű vízszintcsökkenést észleltek. A Batum és Fethiye kutak (*3-10. ábra*) a medence legrégebbi öntözőrendszerének ellátásához járulnak hozzá, és már a kilencvenes évek előtt enyhén csökkenő vízszintet mutattak. A trend a kilencvenes évektől erősödött, majd ez 2005 körül egy fokozott intenzitású vízszintcsökkenéshez vezetett. A Sigircik kút sokkal kisebb dinamikát mutat, mivel ennek geológiai környezete különbözik a többi kútétól: sokkal kisebb hidraulikai ellenállású rétegekben helyezkedik el, mint a többi kút és így jelentős regionális eredetű horizontális hozzáfolyás feltételezhető.



3-10. ábra A felszíni átlagos vízmérleg térképe (e) a felszínalatti víz megfigyelő kutak elhelyezkedésével és a vízállás idősorokkal (a-d)

A piros szín telítettsége a csapadékot meghaladó tényleges párolgás nagyságával arányos, míg a kék telítettsége a tényleges párolgást meghaladó csapadék nagyságával arányos (Gokmen, Vekerdy, Lubczynski, et al., 2013).

A Konya-medence zárt, a felszínről elpárolgó víztöbblet egyetlen lehetséges forrása a felszínalatti vízkészlet, azaz a csapadékot meghaladó párolgási többlet egyenlő kell legyen a kutakban észlelt felszínalatti vízkészlet csökkenésével.

A Konya-medence mélyen fekvő területeit karsztosodott, lakusztrin üledékek alkotják, amiknek porozitásáról közvetlen információk nem álltak rendelkezésre, ezért kőzettani információkból, irodalmi adatok (Johnson, 1966; Chilton, 1996) és néhány helyi szivattyúzási teszt alapján következtettünk a víztartók hidrogeológiai paramétereire, fajlagos hozamukat 0,1 és 0,2 közé becsülve. A kutak vízszintcsökkenés adataiból (Δh) számított vízmennyiség határok $(\Delta S_{h,min}$ és $\Delta S_{h,max}$) és a SEBS-SM modellel számított párolgástöbblet ($\Delta S_{SEBS-SM}$) kutankénti összehasonlítása (3-1. táblázat és 3-11. ábra) jó egyezést mutat négy kútnál. A SEBS modellel számított párolgástöbblet nagyobb, az ebből számított vízkészletváltozás (ΔS_{SEBS}) a becsült értéktartományokon többnyire kívül esik. A Sigircik kút esetében a vízmérleg záráshibája nagyobb, azaz a távérzékelési alapú számítások nagyobb vízhiányt mutatnak mint a kútmegfigyelések. A vízszintváltozások dinamikája alapján (3-10. ábra) azonban feltételezhető, hogy ennél a kútnál a hidraulikai viszonyok különböznek a másik négy kúttól, amit azonban adatok hiányában nem tudunk ellenőrizni.

Kút neve	Vízszint- süllyedés	Min. válto- zás	Max. válto- zás	Csapa- dék	Öntö- zés felszíni vízből	Evapo- transz- spiráció	Evapo- transz- spiráció *	P+I₅− ET _{SEBS-SM}	P+I₅− ET _{SEBS}		
	Δh	$\Delta S_{h,min}$	$\Delta S_{h,max}$	Р	ls	ET _{SEBS-SM}	ET _{SEBS}	$\Delta S_{SEBS-SM}$	ΔS_{SEBS}		
	(m év ⁻¹)	(mm év ⁻¹)									
Sigircik	-0,75	-75	-150	255	0	482	530	-227	-275		
Tutup	-1,56	-156	-312	295	63	650	780	-292	-422		
Batum	-2,87	-287	-574	364	63	836	1003	-409	-576		
Fethiye	-2,17	-217	-434	349	63	746	895	-334	-483		
Gulfet yayla	-1,89	-189	-378	284	63	585	702	-238	-355		
* A teljes	idősort a SE	BS-SM mod	lellel futtat	tuk, a SEB	S modellel	egy, a vizsgál	t időszakot l	efedő, reprezer	itatív, 50		
elemű mir	ntából számíte	ottuk.									

3-1. táblázat A 2005–2009 időszakra számított átlagos felszínalatti vízkészletváltozások a megfigyelő kutaknál

A kutak idősorainak (3-11. ábra) vizuális vizsgálata alapján feltételezhető, hogy időbeli késleltetés jelentkezik a felszíni vízmérleg ($\Delta S_{SEBS-SM}$) és a felszínalatti vízállásból számított vízkészletváltozás (ΔS_h) adatai közt. Statisztikai elemzés is bizonyította, hogy ez a késleltetés fennáll hiszen a korrelációs együttható ($R_{\Delta S_h,\Delta S_{SEBS-SM}}$) egy éves késleltetést figyelembe véve a késleltetés nélküli 0,38-ról 0,79-re emelkedett (3-2. táblázat), ami a beszivárgás és a vízkiemelés sebességkülönbségéből adódik. Ez a jelenség a hidrológiai emlékezet, aminek időskálája sok tényezőtől függ. Párolgás esetében ez órás-napos (pl. Scott, Entekhabi, Koster, et al., 1997), a felszíni lefolyás esetében napos-hetes (pl. Khanal, Lutz, Immerzeel, et al., 2019), míg a felszínalatti vizek esetében éves nagyságrendű (pl. Amenu, Kumar, & Liang, 2005). A Konya-medencében az öntözött területeken a függőleges és vízszintes felszínalatti vízmozgások sebessége következtében a felszíni vízhiány (és esetleges víztöbblet) hatása a felszínalatti vizekben átlagosan egy év késleltetéssel jelenik meg.



összehasonlítása

Gokmen, Vekerdy, Verhoef, et al. (2013)-ból módosítva

SZAIIII000 VIZKESZ	ΔS_{n} Korrelacios egyutunator				
	R(0)	R(1)			
	(késleltetés = 0)	(késleltetés $= 1$ év)			
Р	-0.20	-0.03			
ET _{SEBS-SM}	-0.56	-0.72			
$\Delta S_{SEBS-SM}$	0.38	0.79			

3-2. táblázat A távérzékelési adatokból számított értékek és a mért talajvízszintből számított vízkészletváltozás (ΔS_h) korrelációs együtthatói

A Bowen-arány állomások adatai alapján a párolgás meghatározásának relatív átlaghibája a SEBS esetében 36% volt, és a SEBS-SM esetében 26% volt. Egy vízstresszes napon a SEBS területi átlagban 5,6 mm nap⁻¹ területi átlagos párolást adott 1,9 mm nap⁻¹ szórással, míg a SEBS-SM 4,3 mm nap⁻¹ átlagot eredményezett 2,4 mm nap⁻¹ szórással. A különbség különösen az alacsony *NDVI* értékekkel estek egybe, azaz ahol ritka növényzet takarta a felszínt. Ezeken a területeken a napi párolgásértékek akár 3 mm nap⁻¹-pal is alacsonyabbak voltak a SEBS-SM alapján. (Gokmen, Vekerdy, Verhoef, et al., 2012). A SEBS-SM modell reálisabb képet adott az aktuális párolgás területi eloszlásáról, különösen az erős vízstressz-szel sújtott ritka sztyepp növényzet esetében, mint az eredeti SEBS modell (Gokmen, Vekerdy, Lubczynski, et al., 2013).

A SEBS-SM területi párolgás adatai a megfigyelő kutakban meghatározott éves átlagos vízkészletváltozás becsült értékeivel megegyező nagyságúak voltak, míg a SEBS modellel számítottak a megfigyelőkutakból számítottnál nagyobbak voltak. A különbség azonban nem mindegyik kútban szignifikáns, azaz a fajlagos hozam meghatározásának hibahatárán belül van, mivel karsztos területeken a fajlagos hozam értéke akár 0,49-ig is terjedhet (Delle Rose, Fidelibus, & Martano, 2018). További bizonytalanságot okoz az eredmények értékelésében, hogy a távérzékeléssel számított területi vízmérleget a pontszerű mérésnek megfelelő talajvízkút észleléssel vetjük össze, azaz az adatok területi reprezentativitása különböző. Ezzel együtt a területi vízmérleg alapján való pontosságellenőrzés erősen valószínűsítette, hogy a SEBS-SM modell jobban írta le a szenzibilis és latens hőáramokat a Konyamedencében mint az eredeti SEBS, és így pontosabb párolgásértékeket adott.

A SEBS-SM pontosságának minden kétséget kizáró számszerűsítésére a területi vízmérleget tovább kell pontosítani, mert ahogy azt Foken (2008) számtalan in situ és irodalmi adat elemzése alapján megállapítja, az energiamérleg záráshibája pontszerű mérésekkel nem határozható meg megbízhatóan, így a jelenséget regionális szinten kell értelmezni.

3.3 A SEBS-SM alkalmazásának eredményei

A területi párolgás térképi idősora lehetőséget nyújtott a vízmérleg területi eloszlásának vizsgálatára, ami során a felszínalatti vizek készletváltozását valamint a különböző növényborítású területek vízellátásának változásait tanulmányoztuk.

A felszínalatti vízkészletek változását a zárt Konya-medencében a felszíni függőleges vízáramok alapján vizsgáltuk (Gokmen, Vekerdy, Lubczynski, et al., 2013). Az összesített 2005–2009-es vízmérleg alapján a vízgyűjtőre lehullott csapadék mennyiségéhez mért párolgási többlet (az egész medencére átlagolva ez elérte a 270 mm év⁻¹-et) forrása a felszínalatti vízkészlet. A többletpárolgás az öntözött területeken volt a legnagyobb, elérve az 500 mm év⁻¹-et. A felszíni vízből való öntözés a teljes öntözésnek 20%-át tette ki. A maradék 80%-ot a felszínalatti vízforrásokból termelték ki. Hasonló nagyságrendű többletpárolgást mutattunk ki a medence mélyebb részein elhelyezkedő vizes élőhelyeken és tavakon, ami jelentős felszínalatti hozzáfolyást bizonyít ezeken a területeken.

Összehasonlítva az éves és az ötéves vízmérlegeket bizonyítható volt, hogy a hosszabb idő átlagából számított vízmérleg kisebb hibával terhelt, többek között a telítetlen zónában tárolt víz mennyiségének viszonylagosan kisebb szerepe miatt. Bizonyítottuk, hogy a SEBS-SM modellel számított vízkészlet dinamika jól írta le a zárt medence vízkészletváltozásait, és így a módszer jól alkalmazható mezőgazdasági és ökológiai szempontú analízisre.

Különböző hasznosítású és növényborítású területek vízmérlegének analízisével vizsgáltuk a Konya-medence ökohidrológiai trendjeit (Gokmen, Vekerdy, Verhoef, et al., 2013). A vizsgálat időszakában rendelkezésre álló tíz éves távérzékelési idősor nem felel meg a klimatológiában általánosan elfogadott néhány évtizedes minimális vizsgálati hossznak, de az alkalmazott MODIS felvételek csak ilyen időtávra érhetők el.

Elsősorban az öntözött területeken volt növekvő ET_a kimutatható, míg a természetes felszín alatti vízellátású területeken (vizes élőhelyek és tavak) az ET_a többnyire szignifikánsan csökkenő trendet mutatott (3-12. ábra). A vizsgált időszakban sem a csapadék, sem a potenciális evapotranszspiráció adatai nem mutattak szignifikáns változást. A növekvő párolgás növekvő növényi aktivitással (növekvő NDVI értékekkel) párosult. Az adatokkal bizonyítható volt, hogy a növekvő párolgás az emberi közbeavatkozás, azaz a megnövekedett felszínalatti vizekből történő öntözésből ered, ami egyúttal a talajvíztől függő természetes rendszerek, a vizes élőhelyek és tavak kiszáradása felé vezet.

Feltételezve, hogy a mezőgazdaság és a környezetgazdálkodás fenntarthatóságának alapkövetelménye az egyensúlyban lévő vízmérleg, a térben osztott $P - ET_{SEBS-SM}$ adatok alapján meghatároztuk a fenntartható gazdálkodás ökohidrológiai követelményeit (Gökmen, 2013, 5. fejezet). Sajnos társadalmilag könnyen elfogadható megoldást a tanulmányunk nem javasolhatott, csak a kitűzhető célt tudta meghatározni, azaz azt a maximális vízmennyiséget, aminek kiemelésével még az egyensúly fenntartható.



3-12. ábra SEBS-SM modellel számított szignifikáns párolgási trendek a Konyamedencében

 a) Az ET_a trendjének iránya; b) A trend intenzitása; c) A növekvő trendet mutató pixelek száma felszínborítási kategóriák szerint; d) A csökkenő trendet mutató pixelek száma felszínborítási kategóriák szerint (Gokmen, Vekerdy, Verhoef, et al., 2013)

3.4 Nagy felbontású ET idősorok különböző felbontású adatokból

Nagy területek evapotranszspirációjának (közel) valós idejű agrohidrológiai célú monitorozásához helyfüggetlen, nagy térbeli és időbeli felbontású távérzékelési módszerekre van szükség. A műholdak pályaadataitól és az érzékelők technikai paramétereitől függően azonban fordított arányosság áll fenn az űrfelvételek térbeli és időbeli felbontása közt, azaz a nagy időbeli felbontású felvételek általában kis térbeli felbontásúak, és vice versa. Egységes, nagy felbontású idősorok előállítása különböző forrásokból származó felvételek fúziójával oldható meg.

Ismert, hogy a SEBS erősen érzékeny a felszínhőmérséklet és a léghőmérséklet különbségére (van der Kwast, Timmermans, Gieske, et al., 2009; Gokmen, Vekerdy, Lubczynski, et al., 2012; J. Lu, Li, Tang, et al., 2013), mivel a szenzibilis hőáram ezen gradiens mentén alakul ki. A gradiens pontos ismerete elengedhetetlen a párolgás térbeli eloszlásának térképezéséhez. Az evapotranszspiráció térképezésénél a térbeli felbontás szempontjából a termális infravörös (TIR) sáv(ok) a meghatározók, amikből a felszín (talaj) hőmérséklete (T_s , 2. egyenlet, 14. oldal)

térképezhető a szenzibilis hőáram számításához. A napi gyakorisággal készülő MODIS Terra és Aqua felvételek termális sávja 1000 m-es, a 16 napos gyakoriságú Landsat 8 felvételek termális sávja(i)⁸ 100 m-es felbontásúak. A felszíni hőmérséklet eloszlása egy pixelen belül a felszínborítottság eloszlásától függ, így természetes felszíneknél a növényborítottság, azaz a növény klorofill aktivitásának eloszlását jellemző indexek, pl. NDVI vagy LAI, eloszlásával arányos. A növényzeti indexeket a termális sávok térbeli felbontásánál nagyobb felbontású VNIR sávokból számítják, amik például a Landsat 8 esetében 30 m-es térbeli felbontásúak.

Öntözéshatékonyság monitorozásához szükséges párolgásszámításhoz a felszínhőmérséklet és a felszínborítás regresszióján alapuló DisTrad termális élezési (thermal sharpening) algoritmuson (Kustas, Norman, Anderson, et al., 2003) alapuló eljárást alkalmaztunk napi gyakoriságú, nagy felbontású párolgási idősorok előállításához egy kenyai tesztterületen. Első lépésben MODIS Terra és Landsat 8 fúziójával állítottunk elő egységes 30 m felbontású *ET* idősort 2014-re a Naivasha-tó medencéjére (Njuki, 2016), majd 10 m felbontású *ET* idősort Sentinel-2 és MODIS felvételek felhasználásával 2015-re (Kyalo, 2017). Ezzel elsőként integráltuk leskálázással ezeket a műholdfelvételeket a SEBS-ben való alkalmazásra.

A módszer lépései:

1. A leskálázás regressziós egyenletének kiszámítása együttes felvételezési napokon, azaz olyan napokon, amikor mind MODIS mind Landsat 8 felvételek készültek (*16. egyenlet*).

$$\hat{T}_{1000} = a + b * \widehat{NDV}I_{1000} + c * \widehat{NDV}I_{1000}^{2}$$
(16)

Ahol \hat{T}_{1000} az NDVI-ből számított 1000 m-es pixel feszíni hőmérséklete (K); \widehat{NDVI}_{1000} a nagyobb felbontású (esetünkben 30 m-es Landsat 8) pixelekből integrált 1000 m-es pixel NDVI értéke (-), a, b és c regressziós együtthatók. Esetünkben a négyzetes tag elhanyagolható volt, így c = 0.

A nem növényzetfüggő hatások elkerülésének érdekében az aggregált $\overline{NDV}I_{1000}$ pixeleknek csak azt a 25%-át használtuk fel, azokat, amelyeken belül a 30 m-es felbontású *NDVI* pixelértékek szórása a legalacsonyabb volt (Kustas, Norman, Anderson, et al., 2003).

A Landsat 8 NDVI értékekből regresszióval számított felszínhőmérséklet értékek a regresszióval nem magyarázott hatások következtében különbözhet a közvetlenül a MODIS felvételből számított felszínhőmérséklet értékektől (17. egyenlet).

⁸ Az érzékelő eredetileg két termális hullámsávon működött, de a célpixelhez képest távolabbi területekről származó szórt fény miatt nagyon zajosak voltak. Munkánkhoz a kevésbé zajos sávot alkalmaztuk. Azóta a Landsat szakemberei javító algoritmusokkal csökkentették a zaj mértékét (Micijevic, Haque, & Mishra, 2016).

$$\Delta \hat{T}_{1000} = T_{1000} - \hat{T}_{1000} \tag{17}$$

Ahol $\Delta \hat{T}_{1000}$ a regresszióval számított és a mért felszínhőmérséklet különbsége (K); T_{1000} a MODIS felvételből meghatározott felszínhőmérséklet (K).

A $\Delta \hat{T}_{1000}$ értékkel kell javítani minden 1000 m-es felbontású pixel területére a regresszióval számított 30 m-es felbontású pixelértéket (*18. egyenlet* és *3-13. ábra*).

$$\hat{T}_{30} = \hat{T}_{1000} (NDVI_{30}) + \Delta \hat{T}_{1000}$$
⁽¹⁸⁾



3-13. ábra MODIS felszínhőmérséklet, valamint az ebből leskálázott felszínhőmérséklet térkép.

Az eredeti MODIS (2014. január 23.) felvételen alapuló térkép térbeli felbontása 1 km, míg a Landsat 8 felvétellel leskálázott változat 30 m-es felbontású (Njuki, 2016)

A le nem fedett időszakokra, azaz a felhős napokra távérzékelési módszerekkel nem lehet párolgást számítani, így az adathiányt az aktuális és a referencia evapotranszspiráció arányának állandóságát feltételező módszerrel (Du, Song, Wang, et al., 2013) töltöttük be. Esetünkben a Hargreaves-módszerrel (Hargreaves, 1989) számítottuk a referencia evapotranszspiráció értékét, az aktuális evapotranszspirációt pedig az adathiány időszakát megelőző napi SEBS modellezési eredmények adták.

A fenti eljárást a Sentinel-2 műholdra is átdolgoztuk, ami 10 m-es felbontású napi aktuális evapotranszspiráció térképeket eredményezett (3-14. ábra).

dc_1722_19



3-14. ábra Havi ET összeg térképek 30 m-es (2014. január-március) és 10 m-es (2015. január-március) felbontással Forrás: Njuki (2016); Kyalo (2017), módosítva

A Naivasha-tó medencéjében mindkét eljárást független adatokkal (EC torony, Bowen-arány állomások⁹ illetve K_c módszer) ellenőriztük (Njuki, 2016; Kyalo, 2017). Habár rendelkezésre álltak EC torony adatok, azok megbízhatósága nem volt megfelelő, mert az energiamérleg záráshibája 38% volt, ami a Foken (2008) által javasolt maximum 30%-os hibát meghaladja. A záráshibát leggyakrabban a turbulens energiaáramok heterogén forrásainak, valamint a torony nem reprezentatív elhelyezkedése okozhatja (Schmid, 1994; Foken, Mauder, Liebethal, et al., 2009), amiből esetünkben a legnagyobb valószínűséggel az utóbbi játszott szerepet, így jelentős javításra nem volt lehetőség.

Az EC torony adatainak bizonytalansága miatt az ET térképezés eredményeit a növénykonstanson (K_c tényezőn) alapuló módszerrel is ellenőriztük (3-3. táblázat). A torony adataiból számított energiamérleg záráshibájának nagysága az ellenőrző statisztikai adatokat jelentősen rontotta, ezért csak a K_c módszer adatait vettük figyelembe (a táblázatban az EC torony adatai ezért zárójelben szerepelnek). Megállapítható, hogy mind a 30 m-es, mind a 10 m-es felbontásra való leskálázás megbízható, a négyzetes átlaghiba négyzetgyöke RMSE < 1 mm, azaz 5-6 mm-es napi átlagos párolgás mellett a relatív hiba 15% körüli. Az átlagos abszolút eltérés (MAE) is hasonló nagyságrendű, azaz a módszer pontossága a gyakorlati követelményeknek megfelelő. A további lépésekben öntözéshatékonyság vizsgálatára használtuk ezeket az adatokat (Njuki, 2016; Kyalo, 2017), aminek részletezése azonban túlmutatna a jelen kutatás témáján.

Statisztikai mérőszám*	ET _{SEBS} vs.					
	EC	Kc módszer	EC	Kc módszer	Kc módszer	
	torony**	(lucerna)	torony**	(brokkoli)	(bab)	
	30 m-es	felbontás	10 m-es felbontás			
R ²	(0,54)	0,83	(0,50)	_***	_***	
RMSE (mm)	(0,65)	0,31	(1,03)	0,80	0,68	
MAE (mm)	(0,51)	0,25	(0,90)	0,71	0,83	
B (mm)	(0,17)	0,02	(0,80)	-0,04	0,42	

3-3. táblázat A nagy térbeli felbontású ET_{SEBS} és a referencia adatok összehasonlításának statisztikai mérőszámai

* A mérőszámok definícióit a Függelék tartalmazza

** Az EC torony adatainak bizonytalansága nagy, emiatt itt csak a teljesség kedvéért közlöm. Az értékelésnél ezek nem lettek figyelembe véve.

*** Nagyon kicsi variancia miatt nem volt értékelhető

⁹ Habár Bowen-arány állomásokat is telepítettünk a kutatás során, olyan kisszámú mérési eredmény állt csak rendelkezésre, ami nem tette az ET_{SEBS} megbízható validálását ezekkel az adatokkal lehetővé (Kyalo, 2017, 17. ábra).

3.5 A SEBS-SM-hez hasonló kutatások

Számos kutató igyekezett analizálni (pl. Chirouze, Boulet, Jarlan, et al., 2014), illetve megoldást találni a SEBS által számolt hőáramok H és λE és az in situ módszerekkel mért paraméterekből számolt H és λE közti eltérés problémájára. Elméleti szempontból a folyamatokban lévő növényélettani és fizikai visszacsatolások pontosabb leírása jelenti a kihívást, míg a gyakorlati hajtóerő a közel valós idejű regionális és globális nagy felbontású ET monitorozás megvalósítása (Bhattarai, Mallick, Brunsell, et al., 2018).

3.5.1 SEBS és az egyforrású felszíni energiamérlegen alapuló modellek egyéb fejlesztési irányai

Habár, mint láttuk, a SEBS vízstressz esetén a valóságosnál magasabb *ET* értékeket ad, azonban sok esetben a modell alkalmazásánál ezt a hibát elhanyagolhatónak tekintik (pl. Jin, Zhu, & Xue, 2019; Khand, Taghvaeian, Gowda, et al., 2019), ami optimális vízellátottságú növényzet esetében jó megközelítés. A mi kutatásainkon kívül is számos kísérlet történt azonban az ismert hibák javítására.

A SEBS modell leginkább az R_n, G, z_{0h}, z_{0m} és *LST* paraméterekre érzékeny (van der Kwast, Timmermans, Gieske, et al., 2009). A legtöbb kutató tehát a modell fejlesztésénél ezek jobb meghatározására törekszik.

Timmermans, Su, van der Tol, et al. (2013) részletesen elemezték a SCOPE modellel összevetve a SEBS modell levélfelület index (*LAI*), talajhőáram (*G*) és hőszállítási érdességi hossz (z_{0h}) paraméterezését. Megállapították, hogy jelentős javulás érhető el a z_{0h} paraméter *LAI*-t felhasználó, Bosveld, Holtslag, & van den Hurk (1999) által javasolt pontosításával. Vizsgálatuk szerint a SEBS és a SCOPE által számított szenzibilis hőáramok korrelációja –0,07-ről +0,68-ra javult. A javasolt módszert kizárólag pontszerű modellezési eredményekkel igazolták, és nem vetették össze független hidrológiai módszerek eredményeivel, pl. térségi vízmérlegszámításokkal.

Ma, Liu, Song, et al. (2018) egy arid régióban elhelyezkedő öntözött terület vizsgálatához módosították a SEBS modellt. A talajhőáram (G) számítását nemcsak a nettó sugárzás felszínborítástól függő hányadosaként határozták meg, ahogy azt az eredeti SEBS számítja, hanem figyelembe vették annak a felszín hőmérsékletétől való függését is az optikai űrfelvételből számítható hőmérséklet-növényzet szárazság indexen (Temperature-Vegetation Dryness Index, TVDI) keresztül. A z_{0m} paramétert a felszínborítás geometriájából vezették le, valamint a z_{0h} értékeket (és így a kB^{-1} értékeket) különböző felszínborítottságú területeken felállított örvény kovariancia (Eddy Covariance, EC) tornyok segítségével határozták meg. Az így javított SEBS eredményeit 18 EC torony adataiból számított párolgásadatokkal összevetve megállapították, hogy a nagy felbontású (Landsat, 100 m) űrfelvételekből számított *ET* adatok jobban korreláltak az in situ mérésekkel, mint a MODIS felbontású (1000 m) adatok. Ez a pixelek méretkülönbségéből következő heterogeneitás különbségek alapján magától értetődő. A korrelációs tényezők 0,83

és 0,90 közötti változtak 0,78–0,83 mm nap $^{-1}$ középhibával, ami a SEBS-SM modell eredményeihez hasonló egyezés.

Egy másik javasolt módszer a párolgási hányad megállapításának a pontosítását célozza a SEBS modellben (Lu, Li, Tang, et al., 2013), ami mérőtornyokon alapuló statisztikai összefüggést alkalmaz, és így csak közvetve veszi figyelembe a növényfiziológiai folyamatokat.

A fentiekben ismertetett három megoldás nem helyfüggetlen, mert helyi méréseken és helyi adatokon kalibrált modellezésen alapulnak (mint ahogy a SEBS-SM is), és így nem, vagy csak nehezen alkalmazhatók különböző földrajzi körülményeket átfogó kontinentális vagy globális *ET* monitorozásra.

3.5.2 További megoldások a vízstressz figyelembevételére

A SEBS-SM alkalmazása során 25 km-es térbeli felbontású, AMSR-E alapú felszíni talajnedvesség adatokat használtunk, mivel a kutatás időpontjában ez volt a legmegbízhatóbb adatsor. A MODIS felvételeken alapuló optikai adatok térbeli felbontása 1 km. Az integráció során a nagyobb (AMSR-E) pixelek (kb. 25 km) középpontjai között interpolációval sűrítettük az adatsort, ami egy egyszerűsített felszíni eloszlást eredményezett a valósághoz képest. Ezt a jövőben valószínűleg elérhető nagyobb térbeli felbontású talajnedvesség távérzékelési technológiák csökkenthetik, azonban a teljes megoldás még messze van. Érdekes eredményt hozott ebből a szempontból Lu, Dong, & Stelle-Dunne (2019) kísérlete a felszíni hőáramok modellezésének talajnedvesség adatokkal való javítására. Különböző forrásokból (SMAP és SMOS) származó távérzékelési adatokat integráltak, ezzel növelve az időbeli és térbeli felbontást. Számításaik szerint, az utóbbi növelése (36 km-ről 9 km-re) nem járt a talajnedvesség becslés pontosságának növekedésével sem a felszíni sem a mélyebb zónák esetében, és az ezekkel számított talajhőáram számítása sem lett szignifikánsan pontosabb. Felmerül tehát a kérdés, hogy a mikrohullámú technológiák jelenleg rendelkezésre álló térbeli $\operatorname{\acute{e}s}$ időbeli felbontásának milyen mértékben kell javulnia ahhoz, hogy a felszíni hőáramok, és így az evapotranszspiráció meghatározásának pontosságát szignifikánsan tovább növelje?

A mikrohullámú mérési nehézségeket megkerülve, a talajnedvesség hatását közvetve jelző módosított merőleges szárazság indexet (Modified Perpendicular Drought Index, MPDI) javasolja Yi, Zhao, Jiang, et al. (2018) az általunk bevezetett transzformációs szigmoid függvényben (*13. egyenlet, 38. oldal*) az *SF* értékek számítására alkalmazni. Ez a relatív talajnedvesség (θ_{rel}) egy – szintén 0 és 1 között változó – *MPDI_{rel}* értékkel való helyettesítését jelenti, azonban a *c* paraméter osztójaként, mivel a relatív szárazságindex a talajnedvesség reciprokával arányos. A *H* számításában átlagosan 42,5 W m⁻² javulást mutattak ki ritka, vízstresszes növényzet felett, ami gyakorlatilag megegyezik az általunk számított átlagos 40,0 W m⁻² javulással a SEBS-SM esetében (Gokmen, Vekerdy, Verhoef, et al., 2012). Az MPDI alapú módszer előnye, hogy nem igényel mikrohullámú méréseken alapuló felszíni talajnedvesség adatokat, azonban csak a HJ-1 kínai műholdrendszer képeivel

tesztelték. Érdekes lenne a két módszert más műholdak adatainak felhasználásával részletesen összehasonlítani.

A vízstresszt a SCOPE modellbe (*2.4 alfejezet*) is beépítették napjainkban (Bayat, Tol, Yang, et al., 2019). A modell eredetileg – a SEBS modellhez hasonlóan – vízhiányos körülmények között túlbecsülte az aktuális evapotranszspirációt. A megoldás három lépése a következő:

- i. a SEBS-SM-ben is alkalmazotthoz hasonló, a talajnedvességtől függő szigmoid függvénnyel módosították a SCOPE maximális karboxilációs kapacitás paraméterét (V_{cmax}),
- ii. a páranyomást mind a sztómákban mind a talajhézagokban a vízpotenciállal egyensúlyban modellezték, valamint
- iii. a talajfelszín ellenállását egy talajnedvességfüggő hidraulikai vízvezetőképességgel számították.

Megközelítésükben a legfeltűnőbb különbség a SEBS-SM-hez képest az, hogy egy biokémiai paramétert (V_{cmax}) tettek a talajnedvességtől függővé, és nem a sztómák vezetőképességével kapcsolatos biofizikai paramétert. Eredményeik azonban hasonlók a SEBS-SM modellezési eredményeihez (Bayat, Tol, Yang, et al., 2019).

3.6 Adatintegrációs szintek a SEBS alapú modellezésben

A SEBS egy megfigyelési modell, így alapvetően LL2 és LL3 logikai szintű távérzékelési adatokat dolgoz fel.

A három csoportba sorolható bemeneti adatok (távérzékelési, meteorológiai/légköri és sugárzási adatok, 3.1.1 szakasz) különböző forrásokból származnak: helyi mérésekből, műholdadatokból, modellezési eredményekből. Ideális esetben az adatoknak a X, Y, Z & T dimenziók mentén, valamint tematikusan is hasonló részletességűnek, hasonló felbontásúnak kéne lenniük. A gyakorlatban azonban ez csak a térinformatikai rendszerekbe történő adatintegráció során alkalmazott transzformációkkal valósítható meg.

A 3.2 alfejezetben bemutatott adatintegrációs eljárás a szenzibilis hőáram számításába bevonta a felszíni talajnedvesség paramétert is, ami a növény vízellátottságának (áttételes, proxy) számszerűsítésére szolgál. A tesztterületünkön, a Konya-medencében használt felszíni talajnedvesség térkép LL3 feldolgozottsági szintű AMSR-E adatokon alapult. Az eredeti kb. 25 km-es felbontású talajnedvesség térképeket a SEBS-SM modellezés 1 km-es felbontására pixelközéppontok közötti lineáris interpolációval sűrítettük. Ezzel az erősen simított, a talajnedvesség felszíni változékonyságát részleteiben nem követő adatsorral készített térképek jobban követték az aktuális evapotranszspiráció dinamikáját, mint az eredeti SEBS modellezés eredményei (3-6. ábra és 3-9. ábra), ami alapvetően az SF függvény alacsony relatív talajnedvesség értéktartományainál érvényesülő hatásának következménye. Szemantikai okokra vezethető vissza tehát a párolgás pontosabb leírása. A kis számú helyszíni méréseink alapján azonban nem lehetett statisztikailag

ellenőrizni, hogy a simított talajnedvesség-térképek milyen bizonytalanságot eredményeztek az aktuális párolgás térképeinél.

A 3.4 alfejezetben bemutatott termális élezési módszer LL2/LL3 szintű MODIS felszíni hőmérséklet adatokat skáláz le LL2/LL3 feldolgozottsági szintű NDVI adatokkal.

A felszín és az atmoszféra közötti folyamatokat leíró modellek (land surface models, LSM) paraméterezése azegyes folyamatok térbeli $\operatorname{\acute{e}s}$ időbeli heterogeneitásától (a paraméterek autokorrelációjától) függ. A távérzékelési adatok felbontásuknak megfelelő pixelekről térbeli származó integrált ielet \mathbf{a} számszerűsítik¹⁰, amit a nagyobb pixelméretre való felskálázás során a kisebb pixelek (általában lineáris) aggregálásával közelítenek. Bizonytalanságot eredményez az adatintegráció során, hogy a felszín és az atmoszféra közötti folyamatok nem lineárisak. Su, Pelgrum, & Menenti (1999) kimutatták, hogy amennyiben az aggregáció az érzékelési modell bemeneti paraméterein (LL2/LL3 logikai szintű adatokkal) történik, és ezután történik a fluxusok modellezése, akkor nagyobb a modellezett aerodinamikai fluxusok, azaz a H és a λE értékek bizonytalansága. Ebből következően a nem lineáris megfigyelési modelleket a bemeneti paraméterek lehető legnagyobb térbeli felbontásában érdemes futtatni.

 $^{^{10}}$ Itt most eltekintünk az érzékelők által "látott" kör alakú terület és a pixel feltételezett négyzetes alakja közötti különbségből származó kicsiny különbségtől.

4 Mikrohullámú és optikai felvételek integrációja II.: Belvízmegfigyelés és modellezés

A vízhiányos agrohidrológiai helyzetek vizsgálatához kifejlesztett távérzékelési módszer ismertetése után a túlzott vízbőségből származó belvízi elöntésekkel kapcsolatos kutatásaim eredményét mutatom be.

A belvizeket az ármentesítési művek létesítése előtt nem tartották elkülönítendő jelenségként számon. Azonban a folyószabályozás kivitelezése után, a gátak védett oldalán kialakult és a környező területekről összegyülekezett vizeket csak késleltetve tudták a hullámtéri magas vízállások miatt a folyókba levezetni, így azok a laposabb és mélyebb mentett részeken nagy területeket elborítottak. Ezzel kialakult a belvíz jelensége és fogalma (Babos & Mayer, 1939). Ezen először a töltésekbe épített zsilipekkel, majd 1878-tól szivattyútelepek létesítésével igyekeztek segíteni (Kozák, 2006). A jelenség sokrétűségét mutatja, hogy Pálfai (2001) mintegy ötven definíciót lajstromoz a belvízre, de hozzá is teszi, hogy a lista nem teljes. A töltésekkel mentesített területeken kialakuló elöntéseken felül a mai vízügyi gyakorlat az egyéb síkvidéki területeken kialakuló elöntéseket is belvíznek tekinti. Bizonyos esetekben a talaj túlnedvesedése is belvíznek számít, különösképp, ha az az agrotechnikai beavatkozásokat hátráltatja. A jelenség tehát komplex, és a meghatározás a szövegkörnyezet, valamint a szakmai megközelítési szempontok szerint árnyalható. Ezzel együtt, "A definíciók – kimondva vagy kimondatlanul – egybehangzók abban, hogy a belvíz a sík vidékek időszakos, de meglehetősen tartós és viszonylag nagy területre kiterjedő jelensége, sajátos vízfajtája" (Pálfai, 2001, 388. oldal).

A belvízelöntések gyakorisága és mértéke, talán speciális medencefenéki elhelyezkedésünk következtében, speciális magyar jelenségként értelmezhető, ami a nemzetközi irodalommal való összehasonlításban is jelentős kutatást és nagy számú publikációt eredményezett (Balogh, 2009). Ehelyütt csak a távérzékeléssel és hidrológiai modellezéssel kapcsolatos legfontosabb vonatkozásokat ismertetem, egy mélyebb történeti analízis túlmutatna a jelen dolgozat keretein.

Hazánkban a belvízzel veszélyeztetett területek nagysága a 1,8 millió hektárt is eléri, aminek 60%-a mezőgazdasági művelés alatt áll (Bozán, Körösparti, Pásztor, et al., 2013). Pálfai (2000) adatai szerint minden ötödik évben 150 000 ha kerül elöntésre. A legnagyobb elöntések (több mint 300 000 ha) a múlt század negyvenes éveinek elején, a hatvanas évek közepén, majd az ezredfordulón és az azt követő évtizedben jelentkeztek (4-1. ábra).

A belvízelöntés kialakulását befolyásoló legfontosabb tényezők a következők:

- A vízgyűjtőterület jellemzői:
 - o talaj, (geológiai viszonyok),
 - o talajvíz,
 - o domborzat,
 - o földhasználat.
- Hidrometeorológiai tényezők:

- $\circ~$ a csapadék és a hóolvadás intenzitása és összege, valamint
- o a párolgás intenzitása és összege.

Ezek együttesen határozzák meg a belvizek kialakulásának lehetőségét, azaz a belvíz-veszélyeztetettséget.



Vízügyi Főigazgatóság (2017) adataiból szerkesztve.

A belvizekkel kapcsolatos jelenségek (pl. az elöntések kialakulása, a mértékadó belvízhozam, aktuális elvezetendő vízmennyiség) számszerűsítésének fejlődését több tanulmány áttekintette az elmúlt évtizedekben (Kienitz, 1972; Pálfai, 1988; Balogh, 2009; Kozák, 2009).

Az első belvíz-veszélyeztetettségi térképek statisztikai alapon, az előfordulási gyakoriságokból¹¹ kiindulva, majd további (helyi) szakértői vélemények alapján finomítva készültek. Az adatokból egy belvíz-veszélyeztetettségi mutatószámmal lehet a terület veszélyeztetettségét jellemezni (Pálfai, 2003). Továbblépést jelentett a belvizet kialakító tényezők térinformatikai alapon történő bevonása. Így készítette el Bozán, Körösparti, Pásztor, et al. (2009)Csongrád-megye belvízveszélyeztetettségi térképét. A tényezők lineáris kombinációjával meghatároztak egy Komplex Belvíz-veszélyeztetettségi Indexet (Complex Excess Water Hazard Index, CEWHI), és ez alapján készítették a veszélyeztetettségi térképet. A módszert később továbbfejlesztették és a térképezést kiterjesztették további megyékre (Pásztor, 2018), valamint a teljes Alföldre (Bozán, Körösparti, Pásztor, et al., 2013; Bozán, Körösparti, Túri, et al., 2018).

¹¹ Többnyire helyszíni (és részben légi) szemrevételezéssel és esetenként fényképezéssel felvett elöntési térképek alapján meghatározva.

A veszélyeztetett területeken fokozott megfigyelésre (monitorozásra) van szükség. A fellépő elöntések sok paramétere mérhető távérzékeléssel (elöntött terület nagysága, elöntés tartóssága, károsan túlnedvesedett terület nagysága), amiknek számszerűsítése az elvezetést és védekezést támogathatja. A közvetlenül meghatározható paraméterekből további, Pálfai (2004) által rendszerezett, levezetett paraméterek is meghatározhatók (pl. fajlagos belvízi elöntés, elöntésben lévő víztérfogat). Társadalmi szempontból a belvízjelenségeket hatásaik és következményeik szerint is értékelni kell (VTT Belvízvédelmi Munkacsoport, 2015). A belvízről való adatgyűjtés nemcsak vízgazdálkodási szempontból fontos tehát, hanem annak támogatnia kell az ellene való védekezést, az okozott károk felmérését és a területhasználati és gazdasági tervezést is.

A következő alfejezetekben röviden áttekintem a belvizek távérzékelését, és bemutatok egy, a mai optikai és aktív mikrohullámú műholdak adatainak egyesítésére alapozott eljárást. Az elöntéstérképeket aztán felhasználom a belvízkialakulás HYDRUS modellel történő szimulációjához. A 2016-ban kezdődött, és a jelen értekezés írását követő időszakra is áthúzódó kutatás során, a hollandiai Twente Egyetem és a Szent István Egyetem együttműködésében 2019-ig két MSc diplomamunka készült (Yun, 2017; Khadka, 2019), valamint a részeredményeket hazai publikációkban is bemutattuk (Tolner, Gál, Harkányiné Székely, et al., 2017). Kutatásunk időszaka (2015–2019) "sajnos" nem tekinthető erősen belvizes periódusnak, de azért a terepi kísérletekhez elegendő elöntés alakult ki tesztterületünkön.

4.1 A belvizek távérzékelése

A belvíz műholdhidrológiai szempontból összetett jelenség. Monitorozása az elöntések kiterjedésének és dinamikájának rögzítését, a hidrológiai folyamatok leírását és elemzését, valamint a hatások felmérését foglalja magába mind a mezőgazdasági, mind az épített környezetben.

4.1.1 Rövid történeti áttekintés

A távérzékelés belvizes adatgyűjtésben való szisztematikus felhasználására már a hetvenes évek végén, a nyolcvanas évek elején felmerült az igény (Pálfai, 1984). Ekkor azonban a vasfüggöny mögött elsősorban a légi távérzékelés volt többékevésbé hozzáférhető, az űrfelvételek teljesen szabad felhasználására csak a kilencvenes évektől nyílt mód. A belvízzel kapcsolatos légi feladatokat elsősorban a Vízügyi Repülőgépes Szolgálat látta el (Krasznicsán, 2017).

A légifelvételeket hazánkban részben a meliorációs tervezésben alkalmaztuk a belvizes területek és az elöntések hatásainak azonosítására (Licskó, Vekerdy, Szilágyi, et al., 1988; Hársfalvai, Horváth, Kovács, et al., 1990), valamint közvetlen belvizes kutatásokban használtuk adatgyűjtésre (Vekerdy & Hutyán, 1990; Licskó, 2009). Elsősorban mérőkamarás és 6*6 cm-es nagyfilmes kézikamerák felvételeit dolgoztuk fel vizuális interpretálással. Az eredményeket a kilencvenes években már

számítógéppel rögzítették, majd az adatokat georeferálás után térinformatikai adatbázisokban tárolták és analizálták.

Az optikai távérzékelésen alapuló elöntéstérképezésére hazánkban az elsők között a Landsat MSS és TM űrfelvételeket alkalmaztuk (Vekerdy, Fekete, & Koolhoven, 1990), majd az ezredforduló után az érdeklődés a még nagyobb terepi felbontású felvételek felé fordult (van Leeuwen, 2012). A leghatékonyabb osztályozási módszer kiválasztásához van Leeuwen, Henits, Mészáros, et al. (2013) RapidEye műholdfelvételek különböző módszerekkel történő feldolgozási eredményeit hasonlította össze. A maximális valószínűség (maximum likelihood) módszerén és a neurális hálózaton alapuló osztályozást találták a vizek lehatárolásában a leghatékonyabbnak. A különböző felszíni víztestek összehasonlításában azonban a belvíz-lehatárolásnak volt a legalacsonyabb a pontossága, aminek okát még nagy felbontásnál is a kevert pixelek nagy számában kell keresni.

Landsat TM, ETM és OLI felvételeket integrált légifelvételekkel és terepi adatokkal a belvíz-veszélyeztetettség komplex vizsgálata során Balázs (2015) spektrális indexekkel különítette el a belvízfoltokat, amik alapján aztán a hatótényezők (domborzat, növényzet, talaj, stb.) főkomponens analízisével határozta meg a kiváltó okokat. Az űrfelvételekből származtatott belvíztérképek pontosságát azonban nem számszerűsítette.

A nagy területekről, homogén adatsorokból készült mezőgazdasági kárfelmérésre és -térképezésre mutat be egy jó példát Nádor et al., (2018). A 2016 elején jelentkezett belvizek március közepi kiterjedését mérték fel az egész országra kiterjedően. Két térképet készítettek: egyet Sentinel-1 radarképekből (március 1–4., 88 960 ha nyílt belvíz), egy másikat Landsat 8 és Sentinel-2 optikai felvételekből (március 16–21., 131 245 ha vízzel éritett terület). Ezen időszakokra a Belügyminisztérium Vízügyi Főigazgatósága által kiadott tájékoztatók március 4-én 78,7 ezer hektárt és március 21-én 51,9 ezer hektárt (Vízügyi Főigazgatóság, 2016) jelentettek. Megállapították, hogy a vízborítás nagyságára kapott országos értékek eltérései többféle okokra vezethetők vissza:

- A belvíz definíciójában levő különbségek.
- Méréssel kapcsolatos különbségek:
 - o A különböző hullámhosszak elöntésre való érzékenységének különbségei.
 - o A mérések terepi felbontásának különbségei.
 - o A mérést zavaró zajok (növényborítottság, szél) különbségei.
- A mérés vonatkoztatási idejének különbségei.

A fenti példák is alátámasztják, hogy a rendelkezésre álló távérzékelési módszerek jelentős további pontosítást igényelnek. A továbblépéshez tehát a következőkben áttekintem a módszertani hátteret és a belvízelöntések földmegfigyelési módszerekkel való monitorozásának lehetőségeit.

4.1.2 A belvíz űrfelvételekkel való azonosításának lehetőségei

Távérzékelési szempontból a belvíz megjelenésének két alapvető formáját lehet megkülönböztetni:

1. Egybefüggő vízborítás,

ami szignifikánsan nagyobb, mint a legkisebb érzékelhető terület, azaz a felvétel térbeli felbontása (4-2. ábra "A" jelű terület).

Az optikai visszaverés alapvetően a víz spektrális tulajdonságaitól függ. Ez alacsony visszaverés értékeket (<0,1) jelent minden hullámhosszon, és az infravörös tartománytól felfelé gyakorlatilag teljes elnyelést (2-1. ábra, 10. oldal). Mindemellett azonban nyugodt, sekély víztestekben a fenékanyagról visszavert sugárzás is része a jelnek a látható hullámhossztartományban. A vízborítást űrfelvételekből legtöbbször egy infravörös sáv, vagy spektrális sávarányokkal számolt vízilletve növényzeti indexek intenzitásszegmentálásával (pl. McFeeters, 1996; Qiao et al., 2011) szokták azonosítani. Több index összehasonlításával Jain et al., (2005) az NDWI-t (Normalized Difference Water Index) találták a legalkalmasabbnak az elöntött területek Landsat TM és az Indian Remote Sensing Satellite LISS III érzékelője alapján történő térképezéséhez. Megbízható eredményt adnak a tanítóval vagy tanító nélküli osztályozások is (Frazier & Page, 2000), még automatikus eljárásokban is (De Vries, Huang, Lang, et al., 2017).



4-2. ábra Belvizek megjelenési formái Egybefüggő belvízborítás (A), részleges elöntésű fedetlen táblák (B) és részleges elöntésű lágyszárú növényzettel borított táblák (C). Kép forrása: Rádió Som (2018)

Egybefüggő vízborításról a radar-visszaverődés nagysága a felszín érdességétől függ: sima vízfelszín esetében gyakorlatilag nulla, mivel tükrözés történik az érzékelővel ellentétes irányba (4-3. ábra/a). A hullámzás növeli az

érzékelő irányába történő visszaszórást (4-3. abra/d). Gondot okozhat azonban, hogy a teljesen sima talajfelszín is tükröző felületként viselkedik (4-3. abra/b), így könnyen vízfelületként interpretálható.

A távérzékelési gyakorlatban azok a felületek tekinthetők simának, amikre érvényesül a Fraunhoffer-feltétel, amit a *19. egyenlet* ad meg (Woodhouse, 2006).

$$\sigma_h < \frac{\lambda}{32 \cos \theta_i} \tag{19}$$

Ahol σ_h a felszín magasságának szórása (m), λ a hullámhossz (m) és θ_i a sugárzás beesési szöge (°).

Ez alapján egy C sávú radar (pl. Sentinel-1) esetében maximum 2 mm-es szórású felszínek tekinthetők simának, aminek a nagyon egyenletes, közepes szemcseméretű homokfelszínek felelnek meg. Ilyenek azonban a mezőgazdasági gyakorlatban csak igen kivételesen fordulnak elő.

2. Részleges elöntés és túlnedvesedés,

ami a legkisebb érzékelhető területnél jelentősen kisebb vízfelszínek és (túlnedvesedett) talajfelszínek mozaikos együttes megjelenése (4-2. ábra, "B" és "C" jelű területek).

Az optikai visszaverés a talaj és a víz spektrális tulajdonságaitól függ (2-1. ábra, 10. oldal). Az eredő spektrum a két felület visszaverésének területarányos súlyozott átlaga.





a A belvizek távérzékelése során előforduló legfontosabb felszíni objektumok radar-visszaverődés típusai

A színes nyilak (VV-piros nyíl és VH-kék nyíl) vastagsága a jelerősség relatív nagyságát jelzi. Bangira et al., (2019) megközelítési módszere, továbbfejlesztve.
A részlegesen elöntött területről való radar-visszaverődés alapvetően a felszín érdességétől függő felszíni visszaszórás (a geometriától függően az érzékelő irányával ellentétes tükrözés és a diffúz visszaszórás között változik), de a talaj nedvességtartalma is befolyásolhatja (térfogati visszaszórás).

Az alapvető megjelenési formákat azonban a felszínborítás szempontjából tovább kell tagolni:

a. Fedetlen felszín,

A fenti 1. és 2. pontban leírt, az elektromágneses sugárzás és a felszín között létrejövő kölcsönhatások szabadon érvényesülnek mind az optikai, mind a radar (4-3. ábra) hullámsávokban.

b. Lágyszárú növényborítás,

ami a legtöbb mezőgazdasági növény esetére jellemző.

Az *optikai* tartományban a talajtakarással (ami függ a beesési szögtől is) arányosan a növényzet spektrális tulajdonságai érvényesülnek a felszín spektrális tulajdonságai mellett.

A radar-visszaverődés a növénytakaró geometriájától (vastagságától, sűrűségétől és rendezettségétől) függően változik a növénytakaró térfogati visszaszórása, és a víz és talaj felszíni, valamint a talaj részbeni térfogati visszaszórása közt (4-3. ábra/c, f, h).

c. Erdős, bokros növényborítás,

A lágyszárú növényborítástól való megkülönböztetésének főleg a radar távérzékelés szempontjából van jelentősége.

Az optikai tartományban itt is ugyanazok a folyamatok játszódnak le, mint a lágyszárú növényborításnál, esetleg az egyenetlenebb koronafelszín következtében fellépő árnyékhatások lehetnek jelentősebbek.

A radar hullámok esetében a vastagabb fatörzsek és a talaj, esetleg az ágak és törzsek sokszor kettős, ritkább esetben hármas sarokreflektorként működnek, amik jelentősen emelik az eredő visszaverődés intenzitását (4-3. ábra/i). Összességében a lombkorona térfogati visszaszórása a domináns, habár az L sávban a talajon lévő vízborítást is térképezhető az erdők alatt (Schumann & Moller, 2015).

d. Hótakaró / fagyott felszín,

Belvíz gyakran téli körülmények közt keletkezik, amikor a felszínközeli rétegek fagyott állapota akadályozza az olvadásból és esőből származó víz beszivárgását. A hótakaró és a jégborítás alapvetően megváltoztatja a túlnedvesedett és elöntött területek űrfelvételekkel való azonosítását.

A látható hullámhosszakon a mindent betakaró hó és jég egyenletesen magas albedója (Malik, van der Velde, Vekerdy, et al., 2014) nem teszi lehetővé a belvizek egyértelmű azonosítását. Olvadáskor azonban, a vízfelszínek és a hó alól kiszabadult növényzet jelentősen elütnek a még havas környezetüktől.

A fenti áttekintésből levonható a következtetés, hogy az optikai rendszerek jó megbízhatósággal alkalmazhatók a belvizek térképezésére. Van azonban egy jelentős hátrányuk: hazánkban a belvízképződés időszakában legtöbbször jelentős felhőborítás van, ami erősen korlátozza vagy akár lehetetlenné is teszi alkalmazásukat, és így indokolttá teszi a mikrohullámú rendserek használatát.

A radar adatok értelmezése sokszor összetettebb és kevésbé egyértelmű, mint az optikai felvételeké, azonban a felhőborítás nem korlátozza az adatgyűjtést, és olyan paraméterekről is információkat lehet a mért adatokból kinyerni (pl. talajnedvesség), ami az optikai hullámhosszakon nem, vagy csak igen korlátozottan lehetséges.

Kutatásaink célja tehát az optikai és az aktív mikrohullámú adatok komplementer előnyeit kihasználó integrációja volt. Ehhez egy kiválasztott tesztterületen végzett terepi megfigyeléseket és méréseket használtunk fel referenciaadatként.

4.2 Tesztterület és adatok

A tesztterület legnagyobb része a Tápió–Sajó hordalékkúp-síkságára esik, míg az alacsonyabban fekvő részei az Tisza-völgyhöz tartoznak (4-4. ábra). Kiválasztásánál két fő szempontot vettem figyelembe: 1.) belvizes mezőgazdasági terület legyen, és 2.) a Sentinel műholdak a lehető legnagyobb gyakoriságú lefedést biztosítsák. Mindemellett egy harmadik, gyakorlati szempont is közrejátszott a kiválasztásnál: ezen a területen a terület gazdája hozzájárult a helyszíni mérésekhez szükséges érzékelők és adatgyűjtők biztonságos elhelyezéséhez.

A terület az Észak-magyarországi Vízügyi Igazgatóság 8.1-es számú belvízvédelmi szakaszára esik az Egri Szakaszmérnökség területén. A részletesen vizsgált táblán ("Modellezett tábla", 4-4. ábra) azonban nem folyik védekezés, az ottani belvizeket a természetes élőhely biztosítása érdekében nem vezetik el.

A kutatás három részletességi szintet érintett:

- 1. Mezőgazdasági tábla: a táblák közül a "Modellezett tábla" jelölésű a részletes talajadatgyűjtéssel támogatott beszivárgás modellezés helyszíne (4-5. ábra). A modellezett szelvények leírását a 4-1. táblázat adja meg.
- 2. Kis tesztterület: a táblákat magába foglaló terület, ami a legkisebb egybefüggő képkiértékelésnek a területe.
- 3. Nagy tesztterület: A regionális kiértékelés területe, több eltérő hidrológiai tulajdonságú területet foglal magába.

A *nagy tesztterület* a Tisza irányában enyhén lejtő síkvidék, magassága 85–130 m között változik. Ezen belül a *kis tesztterület* magassága 93–95 m közt változik, 1– 1,5 m mély helyi mélyedésekkel, amik a belvíz összegyülekezését lehetővé teszik.



4-4. abra A tesztterthet Háttértérkép forrása: Open Street Map



Háttér: CNES, 2017-06-27, forrás: GoogleEarth

4-5. ábra A beszivárgás modellezés helyszínei 11. tábla: Modellezett tábla; 10. és 16. tábla: Növényzeti megfigyelések; M1: Gyakran elöntött belvizes modellezett szelvény; M2: Nem elöntött, magasabb területen elhelyezkedő modellezett szelvény; F28 & F29: fúrásszelvények

	M1	M2
Koordináták	47° 38' 37.7'' É,	47° 38' 40.8'' É,
	20° 26' 49.0'' K	20° 26' 54.7" K
Felszínborítottság	Lucerna, belvíz által jelentősen károsítva	Lucerna
Gyökérzóna	0–30 cm, gyér gyökérzet	0–40 cm, elszórtan 80 cm mélyen is
		találhatók elszórtan gyökerek.
Talajnedvesség-	5, 15, 40, 80, 120 cm	5, 15, 40, 90, 150 cm
/talajhőmérséklet mérő		
szenzorok elhelyezkedése		

4-1. táblázat A modellezett szelvények

4.2.1 Meteorológiai viszonyok

A kis tesztterület meteorológiai viszonyainak jellemzésére nem állnak rendelkezésre helyszínen mért adatok, így a belvízkialakulás szimulációjára kiválasztott terület meteorológiai viszonyait a *Meteoblue* (Meteoblue, 2019) területi modellezési adatai alapján értékelem.

A meteorológiai adatok forrása és pontossága

A területi adatokat a *Meteoblue* Learning Multi-Model (LMM) algoritmusával számítják, ami a NOAA által fejlesztett Non-Hydrostatic Mesoscale Models (NMM) és a NOAA Environment Modeling System (NEMS) alapján működik. Az óránkénti adatokat 4–30 km-es térbeli felbontásban, egy globális szimulációs archívumból lehet letölteni. Ezek az adatok tehát nem mért, hanem modellezett értékek; a modellek azonban egy globális meteorológiai hálózat földfelszíni és légköri méréseit, valamint műholdas adatokat is asszimilálnak. Így a Föld bármely pontjához hozzá lehet rendelni értékeket, habár az adatmezők térbeli és időbeli felbontása erősen függ a rendelkezésre álló bemeneti adatsűrűségtől. Magyarország területére a legnagyobb felbontású adatok állnak a rendelkezésre.

Az adatok megbízhatóságát a tesztterülethez legközelebb eső mért adatokkal (Heves és Bogács a MetNet hálózatban (MetNet Hungary, 2019)) való összehasonlítással ellenőriztem. Ezeket a mérési adatokat nem használják az LMM modellezés során (az adatok elemzése bizonyította, hogy a tesztterület környékén csak Eger és Miskolc állomásainak mért adatait tartalmazza az adatbázis), így azok teljesen függetlennek tekinthetők.

A napi maximum és minimum hőmérsékleti adatok determinációs együtthatói $R_{Heves}^2 = 0,90$ és $R_{Bogács}^2 = 0,82$ azt mutatják, hogy a területi adatok és a pontszerű mérések közt erős a korreláció.

A hőmérsékleti adatok átlagos abszolút eltérés (*34. egyenlet* a Függelékben) értékei ($MAE_{Heves}=0.6$ °C; $MAE_{Bogács}=1.6$ °C) megfelelnek a Meteoblue ellenőrző jelentésében (Meteoblue, 2017) publikált értékeknek, amiket az egész földfelszínre kiterjedten, több mint tízezer hivatalos meteorológiai állomás adatsorainak felhasználásával számítottak.

A fentiek alapján megállapítható, hogy az LMM adatok a megfelelő pontossággal jellemzik a tesztterület meteorológiai viszonyait.

A tesztterület meteorológiai jellemzése

A tesztterület átlagos éves csapadékösszege a legutóbbi harminc év adataiból számolva 480 mm, egy májusi és egy novemberi maximummal (4-6. ábra). Az alacsony téli párolgás következtében a belvízképződés valószínűsége a télvégi időszakban a legnagyobb, de nagyobb intenzitású csapadékok után nem ritka a nyári belvíz sem, amit meteorológiai szempontból a beszivárgás és párolgás intenzitásának összegét jelentősen meghaladó csapadékintenzitás okoz. Fagypont alatti léghőmérséklet tartósan csak a december-februári időszakban fordulhat elő, de fagyos éjszakák októbertől április végéig kialakulhatnak, amik részben a beszivárgást akadályozó talajfagyhoz vezethetnek.

Távérzékelési szempontból figyelemreméltó, hogy a téli, sokszor belvizes időszak nagyobb felhőborítást hoz (4-6. ábra), ami megakadályozza a felvételkészítést az optikai hullámhosszakon. Az ábra "napos" adatai azonban nem jelentenek 0%-os felhőborítottságot az űrfelvételeken, csak túlnyomóan napos időt a vonatkoztatási pontban.



4-6. ábra A kis tesztterület meteorológiai paramétereinek 30 éves átlaga
a.) Csapadék és léghőmérséklet, b.) Felhőborítás Forrás: Meteoblue (2019)

4.2.2 Talajok

A terület túlnyomó többségén vályogtalajok, agyagos vályogtalajok és agyagtalajok találhatók (4-7. ábra), a kis tesztterületen sekély termőréteggel és szikesedéssel.



4-7. ábra A nagy tesztterület mezőgazdasági talajtérképe Mattyasovszky J., Görög L., Stefanovits P. 1953-as 1:200.000 méretarányú mezőgazdasági talajtérképének részlete, kicsinyítve (Sisák & Benő, 2012) Forrás: <u>http://vektor.georgikon.hu/agrsmaph/</u>

A talajok mélység szerinti változékonyságának feltárására a *modellezett táblán* helyi mintavételezést végeztünk két pontban: egy gyakran elöntött belvízfolton ("M1", 4-5. ábra) és egy kb. 1 méterrel magasabban fekvő, elöntés alá nem kerülő ("M2", 4-5. ábra) részen. A felső másfél méterből bolygatatlan mintákat (100 cm³-es gyűrűkkel), majd egy további kb. 1 méteres mélységből bolygatott (fúrómag) mintákat gyűjtöttünk laboratóriumi feldolgozásra.

A laboratóriumi analízis részleteit az F 5 függelék tartalmazza. A következő paramétereket határoztuk meg:

Bolygatatlan mintákból:

- Térfogattömeg
- Porozitás
- Aktuális talajnedvesség
- Szervesanyag-tartalom
- Szemeloszlás

Bolygatott mintákból:

- Szemeloszlás
- Szervesanyag-tartalom

Az utóbbiakból a porozitás és a térfogattömeg meghatározását Cosby et al. (1984) és Hillel (2003) pedotranszfer függvényei alapján végeztük.

Feltűnő, hogy a kísérleti tábla belvízfoltjának felszínhez közeli talajrétegeiben az agyagfrakció nagyobb mértékben van jelen, mint a nem belvizes terület szelvényében.

4.2.3 Talajnedvesség

A tesztterületről hosszú időszakot lefedő, rendszeres talajnedvesség idősor nem áll rendelkezésre, csak egy kísérleti mérőkampány során egy mezőgazdasági táblán gyűjtött, korlátozott időszakra vonatkozó adatsor, amikből Tolner, Gál, Harkányiné Székely, et al. (2017) meghatározták, hogy a felszíni réteg nedvességviszonyai miként függenek a talaj szikesedési fokától. Ezek az adatok azonban nem elég részletesek a belvízkialakulás modellezéséhez, így két terepi mérőhelyet alakítottunk ki a modellezett táblán (4-5. ábra). Az adatokat Decagon 5TM/5TE talajnedvesség és talajhőmérséklet szenzorok biztosították (F 5 függelék és 7-1. ábra) a és 2019. március 26.közötti időszakra. А 2018. szeptember 25. mérések kalibrációjának alapja a műszerek belső függvénye (4%-os)térfogati nedvességtartalom pontossággal) volt. Az adatok rögzítését Decagon EM50-es adatrögzítő biztosította 15 perces időközönként.

A *modellezett tábla* Natura 2000-es védelem alatt áll. Ennek értelmében a belvizeket nem vezetik el a tábláról, a felgyülemlett víz természetes úton szivárog be és párolog el a területről.

4.2.4 Növénytakaró és mezőgazdasági adatok

A tesztterület alapvetően mezőgazdasági hasznosítású kultúrtáj (4-8. ábra). A legfontosabb termesztett növények a búza, lucerna, napraforgó és a repce. A rendszeresen művelt táblák mellett a *nagy tesztterületen* több helyen ugar is található. A szántóföldi hasznosításon felül a Hevesi Füves Puszták Tájvédelmi Körzet védett füves, bokros területei (többnyire rétek, legelők formájában hasznosítva) tagolják mozaikosan a tájat. A Tisza árterén, valamint a töltések mentett oldalán elszórtan, kisebb foltokban fás, erdős területek is előfordulnak. A településhálózat az alföldi mezőgazdasági tájaknak megfelelő sűrűségű, a falvakat átlagosan 5–10 km választja el egymástól.

A termesztett növények adatait a kis tesztterületen elhelyezkedő, vizsgált mezőgazdasági táblák (4-4. ábra) gazdálkodási naplói szolgáltatták. A tesztterületen öntözés nincs.



4-8. ábra

A nagy tesztterület földhasználati térképe a CORINE 2018 alapján

4.2.5 Távérzékelési adatok

Az optikai felvételek alkalmazhatóságát a felhőborítás erősen korlátozza, így az optimális idősor létrehozásához az amerikai Landsat és az európai Sentinel-2 műholdak felvételeit használtuk fel (4-2. táblázat).

Műhold	Érzékelő	Forrás	Érzékelési időszak 1	Feldolgozottsági szint
Landsat 8	OLI	Earth Explorer ¹	2014.03.122018.07.13.	L2
Sentinel-2 A és B	MSI	ESA Scientific Data Hub ³	2017.08.032018.08.03.	L2
¹ https://earthexplore	r.usgs.gov		·	

4-2. táblázat Optikai űrfelvételek

² https://schihub.copernicus.eu

Az elérhető legmagasabb előfeldolgozottsági szintű adatokat töltöttük le, majd további előfeldolgozási lépésekkel (4.3 szakasz) egységesítettük az adatsort, majd növényzeti indexet számoltunk (F 6 függelék).

Mikrohullámú felvételek közül a Sentinel-1 radarfelvételeket használtuk a munkánk során (4-3. táblázat).

Műhold	Sentinel-1 A és B
Rögzítés módja	Interferometric Wide Swath Mode
Polarizáció	VV és VH
Single Look felbontás	Range 5 m, Azimut 20 m
Pixel méret (Range * Azimut)	10*10 m
Beesési szög	29.1°-46.0°
Típus	L1 szintű, Ground Range Detected Geo-referenced Product (GRD)
Geometria	Ellipszoidhoz javított, georeferenciával ellátott
Feldolgozott időszak	Sentinel-1A: 2016. 11. 12018. 03. 31.
	Sentinel-1B: 2016. 09. 12018. 03. 31.

4-3. táblázat A felhasznált radar képek legfontosabb paraméterei

A modellezett tábláról nagy felbontású, látható tartományú, alacsony magasságból készült (drón) légifelvételeket is készítettünk, amiből a felszín felvételezéskori állapotát térképeztük, valamint nagy felbontású magasságmodellt állítottunk elő (4-4. táblázat és 4-9. ábra). Nagy pontosságú illesztőpontok kialakítására nem volt lehetőség, így az abszolút magassági hiba méteres nagyságrendű, de a relatív hiba két nagyságrenddel jobb.

4-4. táblázat Az alacsony magasságú légifelvételek paraméterei

Hordozó eszköz (drón)	DJI Phantom 4
Érzékelő	RGB kamera (400)
Felvételezés időpontja	2016. október 16.
Fényképezési magasság	90 m
DEM abszolút magassági hiba	kb. 1 m
Relatív magassági hiba	4 cm



4-9. ábra A modellezett tábla alacsony magasságú légifelvétele. A légifelvételt Csorba Ádám készítette (Yun, 2017).

4.3 Űrfelvételek előfeldolgozása

Az előfeldolgozás legfontosabb célja, hogy a felvételen rögzített adatokat olyan paraméterek mátrixává alakítsuk, amik fizikai összefüggésbe hozhatók a vizsgált jelenséggel. A mért jelből tehát ki kell vonni a vizsgálat szempontjából torzításnak számító hatásokat és zajokat (Frulla, Milovich, Karszenbaum, et al., 1998), amik általában hullámhosszfüggők. Ehhez a különböző módszerekkel mért adatokat mind a négy dimenzióban (X, Y, Z & T)közös alapokra kell hozni.

Az előfeldolgozás és az adatkiértékelés szétválasztása, a kettő közti határ meghúzása a feldolgozás céljától függ. Kutatásunkban az előfeldolgozás célja az időben és térben dinamikusan változó belvíz monitorozásához olyan LL3 szintű idősorok létrehozása volt, amikben a különböző időpontokban mért adatok összevethetők, tehát az adatok változékonysága csak az elöntések és azok hatásainak változásaitól függ, és nem a torzítások (zajok) időbeli és térbeli alakulásától.

A légköri hatásokból és a felvételezés geometriájából eredő radiometriai torzításokat hagyományos eljárásokkal javítottuk, amik részletezése nélkül az alábbiakban csak a speciális elemeket tartalmazó előfeldolgozási lépéseket tárgyalom.

Az optikai és a radarfelvételek jelentősen eltérő geometriája miatt fúziójukhoz közös vetületi alapra (földrajzi koordináták: Plate Carrée, WGS 84 dátummal) transzformáltuk az adatokat ($F \ 6 \ függelék$).

4.3.1 Optikai felvételek előfeldolgozása

Az előfeldolgozás célja egy egységes, 30 m-es terepi és nagy időbeli felbontású NDVI idősor létrehozása volt Landsat 8 és Sentinel-2 felvételekből. A két műhold adatainak integrációja szakirodalmi források szerint megfelelő pontossággal megoldható (Kääb, Winsvold, Altena, et al., 2016; Mandanici & Bitelli, 2016), amit a tesztterületünkre egy 2018. május 10-én rögzített felvételpár vizsgálatával ellenőriztem.

A reflektancia adatokból levezetett NDVI térképek (F 4.1 és F 4.2 függelékek) közös geometriai alapra való transzformálása (F 4.3 függelék) után számított statisztikák (4-5. táblázat), valamint az adatok szórásdiagramja (4-10. ábra) erős regressziót mutatnak. A determinációs együttható értéke ($R^2 = 0.95$) jól egyezik a Mandanici & Bitelli (2016) által hasonló fedettségű (tó, fedetlen felszín és mezőgazdasági növények) iraki területre, egy sokkal nagyobb adathalmaz alapján meghatározott Pearson korrelációs tényezőből számított értékkel ($R^2 = 0.9804^2 =$ 0.9612). Az eltérés 1,5%, ami a légköri korrekciós algoritmusok reflektanciában kifejezett hibájával azonos mértékű (Martins, Barbosa, de Carvalho, et al., 2017). Ez a hullámhosszfüggő hiba függ az alkalmazott légköri korrekciós algoritmustól. A Sentinel-2 felvételekhez alkalmazott Sen2Cor esetében a közeli infravörös tartományban a hiba 2% körüli. Mandanici & Bitelli (2016) számításai szerint a regressziós egyenes területenként, azaz a terepfedettségtől és az egyéb földrajzi adottságoktól függően különböző módokon, de csak kis mértékben tér el az 1:1 egyenestől. Vizsgálatuk nem tárt fel szignifikáns eltérést.

	Landsat 8	Sentinel-2A				
Átlag	0,64	0,62				
Szórás	0,24	0,25				
Determinációs együttható (R ²)	0,	95				

4-5. táblázat A nagy tesztterületre számított NDVI térképek (2018.05.10.) összevetésének statisztikai paraméterei

Mandanici & Bitelli (2016) következtetésével megegyezően megállapítható, hogy a Sentinel-2 és Landsat 8 felvételekből származtatott NDVI térképek egységes idősorba integrálhatók. Számításom szerint az eredmény kb. 1,5%-os hibával lesz terhelt, ami a légköri korrekciókból származó hibával megegyező nagyságú. Ez a kis eltérés részben a közös geometriai alapra való transzformálás pontatlanságaira, részben a nem korrigálható légköri különbségek (pl. felhők, felhőárnyékok lehatárolásának hibái) okozta bizonytalanságokra vezethetők vissza (4-11. ábra). Az eltérés tehát elhanyagolható, és az L8 és S-2 felvételekből számított NDVI térképek radiometriai transzformációjára gyakorlati szempontból nincs szükség.

dc_1722_19



4-10. ábra A Sentinel-2 és a Landsat 8 felvételekből számított NDVI értékek összevetése a nagy tesztterületre Színkód: A feketétől a piroson át a sárgáig növekszik az azonos értékpárokhoz tartozó pixelek száma



4-11. ábra Landsat 8 felvételből számított NDVI térkép (a.) és az NDVI értékek különbsége: L8 – S-2A (b.) (2018.05.10.)
A pontos összehasonlítás érdekében a Sentinel-2 felvételt a Landsat 8 felvétel geometriájára lett transzformálva. A 0-tól való eltéréseket a táblahatárokon valamint a felhők/felhőárnyékok (fehér szín a b.) ábrán) szélein lehet tapasztalni.

4.3.2 Mikrohullámú felvételek előfeldolgozása

A Sentinel-1 GRD felvételek a terepfelszíni tartományra (ellipszoidra) transzformált, négyzetes pixelekből álló, részben előfeldolgozott adatmátrixok. A komplex jelből csak a valós részt, az amplitúdót tartalmazzák.

Ez a részleges előfeldolgozottság azonban nem elegendő a felvételek közvetlen alkalmazására. Habár az egyre szélesedő radar távérzékelési gyakorlat során kialakultak már szélesebb általánosságban alkalmazott előfeldolgozási munkafolyamatok (pl. Filipponi, 2019), a változatos felhasználói területek különböző adatigényei miatt ezek nem tekinthetők mindenütt egyformán megfelelőnek.

Ahhoz, hogy a radar-visszaverődési együtthatókat (\mathcal{O}) a lehető legkisebb geometriai és radiometriai torzítással tartalmazó képet kapjunk, a következő előfeldolgozási lépéseket követtem:

- Pontos pályaadatok alkalmazása
- Hőmérsékleti zaj szűrése
- Kalibráció
- Szemcsézettség szűrése
- Domborzati torzítás javítása
- A feldolgozandó terület kivágása és szükség esetén mozaikolása
- Beesési szög normalizálása
- Lineáris-dB átalakítás

A lépések leírását az F 7 *függelék* tartalmazza. A következőkben csak egyetlen lépést, a beesési szög normalizálását tárgyalom részletesebben. Ez a lépés jelentősen befolyásolja az intenzitás-szegmentáláson alapuló belvíztérképezés pontosságát, emiatt részletesebben megvizsgáltam néhány gyakran előforduló mezőgazdasági növény hatását a radar-visszaverődés beesési szögtől való függésére.

4.4 A radar-visszaverődés függése a beesési szögtől

A radarjel beesési szöge az adott pixelhez tartozó terepfelszínre állított merőleges és a műhold iránya által bezárt szög, amit az előfeldolgozás során használt magasságmodell és a felvételezés geometriája alapján számítható ki. A beesési szög a kutatásunkban használt IWS (Interferometric Wide Swath) felvételek esetében 29.1°–46.0° között változik egy felvételen belül, ami jelentős hatással van a visszaszórt jelre. Ezt jelzi a 5. egyenlet a 19. oldalon. A befolyásoló tényezők közé tartoznak a visszaszóró felületek és térfogatok geometriai és dielektromos tulajdonságai, azaz a talaj és a növényzet felszínérdessége, szerkezete és nedvességtartalma. A folyamatok igen összetettek, és hatásuk mind a mai napig nem teljesen feltárt.

A radar-visszaverődés időbeni összehasonlíthatóságához először a geometriai különbségek hatását kell az idősorból kiküszöbölni (Gauthier, Bernier, & Fortin, 1998). Ennek érdekében megvizsgáltam, hogy a beesési szögkülönbségek milyen

különbségeket okoznak a visszaverődési együtthatóban különböző felszínborítások esetén.

A műholdpályák konvergenciája miatt tesztterületünkről két-két különböző leszálló és felszálló műholdpályáról is készülnek Sentinel-1 felvételek. A leszálló és a felszálló műholdpályák azimutjai erősen különböznek, ami jelentős visszaverődési különbségekhez vezet (azimutfüggő visszaszórási anizotrópia), különösen szabályos belső elrendezésű növényállományok (pl. sorban vetett kukorica, napraforgó, stb.) esetén. A geometriai konzisztencia biztosítása érdekében, a jelen kutatói gyakorlatnak megfelelően (pl. Schlaffer, Chini, Giustarini, et al., 2017), a feldolgozás során a két pálya (áthaladási irány) szerint elkülönítettük az adatokat egymástól, és csak a felszálló műholdpályákról készített felvételeket vettük figyelembe. A különböző áthaladási irányú műholdpályákról készített felvételek egységes idősorba rendezésével kapcsolatos problémák megoldása meghaladja a jelen kutatás kereteit.

A 102-es relatív azonosítójú pályáról (Asc102) készült felvételeken a helyi beesési szög 35° körüli, a 175-ös pályáról (Asc175) készült felvételeken a helyi beesési szög 44° körüli a tesztterületen (*4-7. táblázat*). A beesési szögek teszttáblákra számított területi átlagai időben nagy pontossággal állanónak tekinthetők (*4-6. táblázat*), ami megfelel az üzembehelyezési időszak kalibrációs eredményeinek (Schubert, Small, Miranda, et al., 2015).

4-6. táblázat A Sentinel-1 jelének beesési szögei a teszttáblákon 17 db, a műholdak felbocsátása óta eltelt időben egyenletesen elosztott felvételből számolva, (Asc175 pálya, S-1A és S-1B, 2014. október–2018. március)

	6. tábla	11. tábla	15. tábla
Területi átlagok	43,607	43,751	43,972
időbeli középértékei			
(°)			
ldőbeli szórás (°)	0,010	0,004	0,004

A radarfelvételek kiértékelésénél a szezonálisan változó növénytakaró jelentősen befolyásolja a felszín visszaszórási tulajdonságait, beleértve a visszaverődés beesési szögtől való függését. Kísérleti területünkön a vizsgált időszakban három növényt termesztettek: búzát, lucernát és repcét. Ezeken kívül még egy táblán egy tenyészidőszakban napraforgót is termeltek, ez azonban nem biztosított elegendő adatot a statisztikai kiértékeléshez. A növényeknek a radar-visszaverődésre gyakorolt hatását tehát három termesztett növény adatai alapján vizsgáltam, ami tekinthető bepillantást nem teljeskörű vizsgálatnak, de enged a hatásmechanizmusokba.

A mért radar-visszaverődés értékét a felvételezés geometriája befolyásolja. A Sentinel-1 felvételeken a jel beesési szöge 29,1°–46,0° közt változik, amit az összehasonlíthatóság érdekében egy választott referenciaszögre normalizáltunk a nemzetközi irodalomban széleskörűen használt *20. egyenlettel* (pl. Mladenova, Jackson, Bindlish, et al., 2013; van der Velde, Salama, Eweys, et al., 2014).

$$\sigma_{ref}^0 = a * \sigma_m^0 \tag{20}$$

$$a = \frac{\cos^n(\theta_{ref})}{\cos^n(\theta_m)} \tag{21}$$

Ahol σ_{ref}^0 és σ_m^0 – a referenciaszögre normalizált és a mért visszaverődési együtthatók; \mathfrak{a} – a normalizálás együtthatója; θ_{ref} és θ_m – a referenciaszög és a mért jelhez tartozó szög; \mathfrak{n} – egy, a visszaszóró közeghez tartozó empirikus állandó (normalizálási kitevő).

Az n normalizálási kitevő alapvetően a visszaszóró közeg térfogati és felületi visszaszórásának arányát fejezi ki, és így a felszínborítástól függ. Értéke kizárólagos térfogati, izotropikus visszaszórás esetén n = 1 (Ulaby, Moore, & Fung, 1982). Olyan esetekre, amikor a visszaszórást a felszínérdesség határozza meg, több szerző is az n = 2 értéket alkalmazta (van der Velde, Su, & Ma, 2008; Lievens, Verhoest, De Keyser, et al., 2011), Lambert optikai koszinusz törvényének megfelelően. A gyakorlatban azonban a visszaszóró közeg és felület változatos tulajdonságainak következtében az n szélesebb értékek között változhat. Például, Ardila, Tolpekin, & Bijker (2010) az Amazonasz-medence növénytakarójának vizsgálata során 0,2–3,4 közötti értékeket mutattak ki L-sávú radarfelvételek esetén.

A következő szakaszokban bemutatom, hogy a radar-visszaverődést miként befolyásolja a beesési szög a tesztterületünkön előforduló legfontosabb mezőgazdasági növények esetén.

4.4.1 A beesési szög hatásának vizsgálata a tesztterületen

A Sentinel-1 aszcendens pályáihoz tartozó radar beesési szög értékeit a tesztterület megfigyelt mezőgazdasági tábláin a 4-7. táblázat tartalmazza. A szögértékeket a műholdfelvételekből, a táblákra eső pixelétékek területi átlagolásával nyertem. Az eredmények alapján referenicaszögként 35°-ot választottam (az Asc102 pályához tartozó beesési szöget), és erre normalizáltam az Asc175 pályához tartozó felvételeket.

monoganatangi tantanon																	
Tábla#	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Asc102	34.7°	34.7°	34.8	34.6°	34.9°	34.6°	34.7°	34.4°	34.8°	34.8°	34.8°	34.9°	34.8°	35.0°	35.0°	34.8°	34.7°
Asc175	43.8°	43.7°	43.8	43.6°	43.9°	43.6°	43.7°	43.7°	43.8°	43.8°	43.8°	43.9°	44.0°	44.0°	44.0°	43.8°	43.8°

4-7. táblázat Az aszcendens pályákhoz tartozó radar beesési szögek a megfigyelt mezőgazdasági táblákon

Elsőként az abszolút eltérések (4-12. ábra) átlagának (MAE, 34. egyenlet, 151. oldal) felhasználásával megvizsgáltam, hogy milyen n értékek jellemzik a különböző termesztett növényeket. A MAE érzékenyebb a kisebb nagyságrendbe tartozó visszaverődés különbségekre mint a kiterjedten alkalmazott átlagos

négyzetes gyökeltérés (RMSE, 35. egyenlet, 151. oldal), ami különösen fontos a VH polarizáció megfelelő súlyú figyelembevételéhez. Az illesztést a két műholdra és a két polarizációra együtt kell számítani a $\sum MAE$ (22. egyenlet) iterációs minimalizálásával.



4-12. ábra Az n érték meghatározásának logikája Az Asc102 pályáról mért visszaverődés értékek között lineáris interpolációval meghatározott visszaverődés értékek és az Asc175 pályáról mért értékek közti eltérések abszolútértékének minimalizálásával határoztuk meg az optimális n értéket

$$\sum MAE = MAE_{S-1A,VV} + MAE_{S-1B,VV} + MAE_{S-1A,VH} + MAE_{S-1B,VH}$$
(22)

Ahol S-1A és S-1B a Sentinel-1 műholdakat, VV és VH a polarizációkat jelöli.

A búza, a repce és a napraforgó egyéves növények, míg a lucerna évelő. A vizsgálatba a vetéstől számítva aratásig a teljes életciklust vontam be. A lucerna esetében a vizsgált időszak nem volt elegendő a teljes életciklushoz, még ha a leghosszabb megfigyelés 718 napot ölelt is át. Visszaszórási tulajdonságaik alapján a lucernát és a fűvel vegyesen vetett lucernát egy csoportba soroltuk.

A 4-8. táblázat a növények teljes életciklusára egységesen alkalmazható átlagos n értékeket mutatja táblánként. Az n kitevők értéke jelentősen szór, az értéktartomány 1,35 és 3,52 között változik, ami szélsőértékekhez a = 1.19 és a = 1.58 értékek tartoznak (21. egyenlet). Megjegyzendő azonban, hogy az n = 3,52 egy kiugró érték, amit egy alacsony elemszámú minta eredményezett, azaz nem tekinthető reprezentatívnak.

A táblázatban szereplő eredmények alapján nem állapíthatók meg növényfajtákra jellemző n értékek. Érdekes azonban megjegyezni, hogy a teljes adathalmazra számított átlag ($\bar{n} = 1,99$) egybeesést mutat az irodalomban a mezőgazdasági területekre többek által is használt (Mladenova, Jackson, Bindlish, et al., 2013; Yun,

2017) n = 2 értékkel. Ez utóbbi módszernek az a hátránya, hogy sem térben, sem időben nem veszi figyelembe a növénytakaró dinamikáját.

N12	Tábla	NAlat	Matía			C 1D		
Noveny	i abia	wuvelet	vetes	Vizsgait	5-1A	S-1B	n (, , ,	ZIVIRE
	azonosito			Idoszak	felvetelek	felvetelek	(teljes	
				(nap)	száma	száma	életciklusra	
							vonatkozó)	
Búza	3	Vetés	2016-10-10	276	25	23	1,39	1,47
		Aratás	2017-07-13					
Búza	5	Vetés	2015-10-04	275	11	0	3,52	0,31
		Aratás	2016-07-05					
Búza	8	Vetés	2016-10-10	276	23	22	1,61	1,53
		Aratás	2017-07-13					
Búza	9	Vetés	2016-10-11	273	25	23	1,84	1,53
		Aratás	2017-07-11					
Búza	12	Vetés	2016-10-02	277	25	22	1,83	1,52
		Aratás	2017-07-06					
Lucerna	2	Vetés	2016-04-13	718	51	39	1,62	1,18
		Boronálás	2018-04-01					
Lucerna+fű	7	Vetés	2017-03-28	368	28	27	2,47	1,15
		Megfigyelés	2018-03-31					
		vége						
Lucerna+fű	10	Vetés	2016-04-22	708	51	39	1,94	1,24
		Megfigyelés	2018-03-31					
		vége						
Lucerna	11	Szárzúzás	2016-05-08	692	56	39	2,34	1,13
		Megfigyelés	2018-03-31					
		vége						
Lucerna	M1 (11)	Szárzúzás	2016-05-08	692	56	39	1,67	1,38
		Megfigyelés	2018-03-31					
		vége						
Lucerna	M2 (11)	Szárzúzás	2016-05-08	692	56	39	2,21	1,35
	. ,	Megfigyelés	2018-03-31					
		vége						
Repce	1	Vetés	2017-08-30	213	14	13	2,62	1,49
		Megfigyelés	2018-03-31					
		vége						
Repce	3	Vetés	2017-08-11	60	7	10	1,50	0,81
-		Szántás	2017-10-10					
Repce	5	Vetés	2016-08-31	306	26	22	1,35	0,85
		Aratás	2017-07-03		-			
Napraforgó	9	Vetés	2016-04-11	155	8	0	1,92	0,59
1 0-	-	Aratás	2016-09-13		-			- ,
					Σ=462	Σ=358	$\overline{n} = 1.99$	
							,	

4-8. táblázat	Az Asc175 pályáról mért radar-visszaverődés normalizálásához illesztéssel
	meghatározott n értékek.

A felszíni és a térfogati visszaszórási mechanizmusok különbözősége alapján feltételezhető, hogy a növénytakaró jelenléte és vastagsága másképp befolyásolja a visszaverődés beesési szögtől való függését, mint a felszín érdessége vagy a felszíni

talajréteg nedvessége. A növénytakaró vastagodásával a növénytakaró térfogati visszaszórása erősödik, amit egy búzatábla adatai alapján a 4-13. ábra illusztrál.



4-13. ábra Egy búzatábla radar-visszaverési értékei vetéstől aratásig A fekete grafikonok (S-1A&B σ⁰_{VV} és S-1A&B σ⁰_{VH}) az Asc102 és Asc175 pályákról mért radar-visszaverődés értékeket együtt, normalizálás nélkül mutatják.

A radar-visszaverődés grafikonjai alapján két fontos megállapítást lehet tenni:

1. A vetés (2016. október 10.) és a tél vége (2017. március közepe) között, a búza fejlődésének alapszakaszában mind a VV, mind a VH jel grafikonjai erős periodicitást, "fogazottságot" mutatnak. A szárbaindulás, azaz március második fele után, a növénytakaró növekedésével a fogazottság, különösen a VV jel esetében, csökken.

A fogazottság oka az Asc102 és Asc175 pályákhoz tartozó beesési szögek különbsége. A búza fejlődésének alapszakaszában, 2016. november 17. és 2017. január 11. között nem volt csapadék, így a növénytakaró hiánya vagy igen gyenge fejlettsége miatt a felszínérdesség hatásának érvényesült elsősorban. A fogazottság a szárbaindulás után, a növénytakaró kifejlődésével, különösen a VV jel esetében csökken.

2. A VV és VH grafikonok egymástól mért távolsága (azaz a VH/VV jel aránya, a polarizációs hányados) a március második fele után megváltozik. A VH polarizáció megerősödik, ami a növényzet térfogati visszaszórásának erősödését jelzi.

Mivel a mezőgazdasági területeket változatos növényborítottság jellemzi mind térben, mind időben, így egy, a növénytakaró állapotát a felvétel készítésekor jellemző paramétertől, a radar vegetációs indextől (RVI) függő normalizálási eljárást dolgoztam ki.

4.4.2 A radar vegetációs index és a normalizálási kitevő összefüggése

A növénytakaró tulajdonságai (szerkezet, víztartalom azaz a dielektromos tulajdonságok és vastagság) befolyásolják a visszaszórt radar jel polarizációját, így sok kutató alkalmazott polarimetriai eljárásokat a növénytakaró jellemzésére, amiről jó áttekintést adnak, például Steele-Dunne, McNairn, Monsivais-Huertero, et al. (2017) és Liu, Chen, Shao, et al. (2019). Teljes polarizációs rendszerre (HH, VV, VH és HV) Kim & Van Zyl (2009) bevezette a radar vegetációs indexet (23. egyenlet), ami 0 és 1 között változó értékkel jellemzi, ahogy a növénytakaró térfogati visszaszórása nő a fedetlen felszíntől a tejes növényborítottságig, amiben a felszíni visszaszórás már nem érvényesül.

$$RVI_{tp} = \frac{8\sigma_{HV}^{0}}{\sigma_{HH}^{0} + 2\sigma_{HV}^{0} + \sigma_{VV}^{0}}$$
(23)

Ahol RVI_{tp} a radar vegetációs index teljes polarizáció esetén.

A radar vegetációs index logikája, hogy a keresztpolarizált jelet a teljes jelhez arányítja, azonban a σ_{VH}^0 helyett is σ_{HV}^0 -t használ, mivel ez utóbbi érzékenyebb a növényzet struktúrájára. A Sentinel-1 műhold azonban nem teljes polarizáltságú, azaz legtöbbször VV és VH, egyes estekben HH és HV felvételek állnak rendelkezésre. Ezért sokszor egyszerűen a keresztpolarizációs arányt (VH/VV) alkalmazzák, például Vreugdenhil, Wagner, Bauer-Marschallinger, et al. (2018), azonban értelmezhető a radar vegetációs index is (24. egyenlet).

$$RVI = \frac{4\sigma_{VH}^0}{\sigma_{VV}^0 + \sigma_{VH}^0} \tag{24}$$

Ahol RVI a Sentinel-1 radar vegetációs index.

A Sentinel-1 radar vegetációs indexhez figyelembevehető sávokban a növényzet hatása kicsit eltér az RVI_{tp} alapjául szolgáló sávokra gyakorolt hatásától, így az RVI értéke nem pontosan 0 és 1 közé esik. A felső határérték nagyobb mint 1, amit a 4-13. ábra S-1A&B RVI grafikonja is illusztrál. Az ábrából az is megállapítható, hogy az RVI és az NDVI értékek hasonlóképp alakulnak a búza fejlődése során, annak ellenére, hogy a két index fizikai háttere különböző: az NDVI a klorofill hullámhosszak szerint változó energiaelnyelésén alapul, míg az RVI a növénytakaró radar-visszaverődést befolyásoló geometriai és dielektromos tulajdonságaitól függ.

A növénytakarót jellemző RVI és a normalizálási kitevő összefüggésének statisztikai vizsgálatához a vizsgált növények grafikonjai alapján az RVI értéktartománya három részre bontható (4-9. táblázat). A felosztás empirikus és viszonylag széles értéktartományokat ad meg, de a folyamatok összetettsége és a rendelkezésre álló véges adatbázis nem tesz finomabb csoportosítást lehetővé. Habár a felosztás logikai alapon több frekvenciára is érvényes lehet, a jelenlegi kutatás csak a C-sávú felvételek esetét vizsgálja a tesztterületen termesztett mezőgazdasági növények adataival.

- $ -$	1 5. tanazat 10 1 tartomanyok reforzasa a visszaszorasi meenamzinasok szerme										
Értéktartomány	Növényborítás	Domináns radar-vissza- szórási mechanizmus	Radar-visszaverődést befolyásoló tényezők								
0 < <i>RVI</i> < 0,6	Növényborítás hiánya vagy nagyon gyér növényborítás	Felszíni visszaszórás kevés, a talaj nedvességtartal- mától függő térfogati visszaszórással	Felszínérdesség, felszíni réteg talajnedvessége								
$0,6 \le RVI \le 0,8$	Részleges növényborítás	Felszíni és térfogati visszaszórás együttesen + kétszeres visszaverés	Felszínérdesség, felszíni réteg talajnedvessége, növényzet geometriai struktúrája, növényzet nedvesség-tartalma								
0,8 < RVI	Teljes növényborítás	Térfogati visszaszórás	Növényzet geometriai struktúrája, növényzet nedvességtartalma								

4-9. táblázat RVI tartományok felosztása a visszaszórási mechanizmusok szerint

A σ^0 normalizálása lineáris transzformáció (20. egyenlet, 80. oldal), az RVI értéke a normalizálás során nem változik. A mért visszaverődés értékekből számított radar vegetációs indexek alapján mindegyik növényre meghatároztam mind a három értéktartományban az optimális n értéket a 4.4.1 szakaszban ismertetett módon.

A 4-14. ábra az n értékeinek eloszlását mutatja az RVI értéktartományok szerint. A növényfejlődés alapszakaszában (RVI < 0,6), amikor a talaj tulajdonságai határozzák meg a visszaszórást, a normalizálás együtthatója széles tartományban vehet fel értékeket, ami a szárbaindulás után ($0,6 \le RVI \le 0,8$) fokozatosan beszűkül. A növénytakaró teljes kialakulása után (0,8 < RVI), amikor már csak a növényzet térfogati visszaszórása dominál, az értéktartomány tovább szűkül, és az átlagok közelítik az izotrop visszaszórásra jellemző n = 1 értéket. Az ábra alátámasztja a sejtést, hogy a vizsgált mezőgazdasági növények esetében az n értéke nagyobb mértékben függ a növénytakarót jellemző RVI-től, mint a növényfajtától. A normalizáláshoz tehát nincs feltétlenül szükség a növényfajta előzetes ismeretére, a felvételből közvetlenül számítható radar vegetációs index alapján árnyaltan lehet a normalizálási együtthatót meghatározni.



4-14. ábra Az n kitevő eloszlásainak doboz (boxplot) ábrái a radar vegetációs index (RVI) értéktartományai szerint

A 4-14. ábra alapján megállapítható, hogy a vizsgált növényekhez tartozó n kitevők átlagai az RVI értéktartományokon belül nagyon közel esnek egymáshoz, így minden egyes értéktartományhoz meghatározható egy általános normalizálási együttható (4-10. táblázat).

RVI értéktartomány	n
<i>RVI</i> < 0,6	2,65
$0,6 \le RVI \le 0,8$	2,2
0,8 < RVI	1,2

4-10. táblázat Az RVI értéktartományokhoz rendelt normalizálási együtthatók (n)

A sejtést, hogy egy adott normalizálási eljárás megfelelő eredményt ad akkor tekinthetjük igazoltnak, ha a referencia változó és a normalizált változó ugyanahhoz az eloszláshoz tartoznak. Ezért megvizsgáltam, hogy az n = 2-vel történő, egységes normalizálás és az n = f(RVI)-vel történő, RVI-függő normalizálás eredményei abba az eloszlásba tartoznak-e, amibe a referenciaszöghöz (35°) tartozó, az Asc102 pályáról mért radar-visszaverődés értékek. Az összehasonlítást a tesztterületen termelt mezőgazdasági növények adatsoraira (4-8. táblázat, 82. oldal) külön-külön elvégeztem.

A radar-visszaverődés értékei nem követnek normális eloszlást, ezért a nem-parametrikus Mann-Whitney próbával (Mann & Whitney, 1947) teszteltem, hogy teljesül-e az azonos eloszláshoz tartozás feltétele. A null-hipotézis (H₀), azaz, hogy a tesztelt két minta azonos eloszlásból származik akkor valószínűsíthető, ha a teszt során alkalmazott U függvény alapján meghatározott valószínűség nagyobb, mint a szignifikanciaszint, azaz esetünkben, ha P > 0,05. Ellenkező esetben az alternatív hipotézis (H₁) valószínűsíthető, azaz, hogy a tesztelt két minta két különböző eloszlásból származik.

A Mann-Whitney próbával meghatározott valószínűségek (p) értékeit és azok eloszlásait mutatja a 4-15. ábra. A 4-9. táblázat idősorai közül a Repce 3. tábla és a Napraforgó 5. tábla adatait, azok rövidsége miatt nem vettem figyelembe.

A táblázatok második oszlopa (*175 vs. 102*) alapján megállapítható, hogy a vizsgált teszttáblák többségében az eredetileg az Asc175-ös és az Asc102-es pályákról mért σ^0 idősorok különböző eloszlásokból származnak, azaz azok transzformáció nélkül nem egyesíthetők.

Az Asc
175-ös pályáról mért adatokból egységesen n = 2 kitevővel normalizál
t σ^0_{ref} idősoroknak az Asc
102-es pályáról mért adatokkal való összehasonlítás
a(n=2vs. 102 oszlop a táblázatokban), a S-1 VH polarizáció esete
inek felét kivéve, azonos eloszlásokat valószínűsít, tehát a normalizált idősorok egyesíthetők az Asc
102 pályáról mért radar-visszaverődés idősoraival. Nagyon hasonló képet mutatnak az RVI-függő normalizálás eredményei (n=f(RVI)vs. 102 oszlop a táblázatokban). A két normalizálási eljárás azonosságának vagy különbségének értékeléséhez a táblázatok negyedik oszlop
a([n=2]vs. [n=f(RVI)]) a két normalizálási eredménye egymással való
 összehasonlításának valószínűségi adatait tartalmazza.

dc_1722_19



4-15. ábra A Mann-Whitney próbával számított valószínűségek (p)
Ahol 175 és 102 – Az Asc175 és az Asc102 pályákról mért σ⁰; n=2 – Az Asc175 pályáról mért σ⁰ egységesen n=2 kitevővel normalizált adatsora; n=f(RVI) – Az Asc175 pályáról mért σ⁰ RVI-től függő kitevővel normalizált adatsora. Piros mezők: H₀ a 0,05-os szignifikancia szinten nem bizonyítható, azaz a két eloszlás különbözősége valószínűsíthető.

A 4-15. ábra boxplot diagramjaiból kitűnik, hogy a két normalizálási eljárás p értékei nagyon hasonló eloszlást mutatnak, még ha az RVI-függő eljárás várható értékei (x-el jelölve a boxplot diagramban) a Sentinel-1B VV polarizációját kivéve valamivel magasabbak, mint az egységes normalizáláséi. A két normalizálási eredmény összehasonlításánál minden esetben $0,05 \ll p$, azaz a H₀ minden esetben nagy valószínűséggel igaz, mindkét normalizálási módszer azonos eloszlású eredményre vezet.

A eredmények grafikus összehasonlítása (4-16. ábra) alátámasztja, hogy mind a két módszer javulást eredményez. A két módszer eredménye közötti különbség azonban kicsiny. Az eltérést számszerűsítő 22. egyenlet (81. oldal) alapján számított $\sum MAE$ összevetése is hasonló következtetéshez vezet: a különbségek csak ezrelékben fejezhetők ki (4-11. táblázat). Esetünkben a két normalizálási eljárás eredményeinek kis különbsége két okra vezethető vissza:

- A beesési szögek koszinuszainak viszonylag kis különbsége miatt az a normalizálási együttható (21. egyenlet) érzéketlen az n kitevőre.
- A vizsgált fajták növénytakarójának morfológiája nem tér el egymástól jelentősen, ebből következően az n kitevő hasonlóan változik, azaz az n összes mezőgazdasági növényre vonatkozó értéktartományát vizsgálatunk nem adja meg pontosan.

	055201110050									
Növény	Tábla azonosító	S-1A felvételek száma	S-1B felvételek száma	ΣMRE [n=2]	ΣMRE [n=f(RVI)]	Δ	Δ (%)			
Búza	3	25	23	1.520	1.422	0.098	0.1			
Búza	5	11	0	0.425	0.376	0.049	0.1			
Búza	8	23	22	1.542	1.513	0.029	0.0			
Búza	9	25	23	1.556	1.499	0.057	0.0			
Búza	12	25	22	1.512	1.548	-0.036	0.0			
Lucerna	2	51	39	1.203	1.261	-0.058	0.0			
Lucerna+fű	7	28	27	1.145	1.152	-0.007	0.0			
Lucerna+fű	10	51	39	1.252	1.268	-0.016	0.0			
Lucerna	11	56	39	1.143	1.145	-0.002	0.0			
Lucerna	M1 (11)	56	39	1.395	1.381	0.014	0.0			
Lucerna	M2 (11)	56	39	1.325	1.333	-0.008	0.0			
Repce	1	14	13	1.376	1.353	0.022	0.0			
Repce	5	26	22	0.939	0.862	0.077	0.1			
		Σ=447	Σ=347							

4-11. táblázat Az egységes és az RVI-függő normalizálási eljárások átlageltéréseinek összehasonlítása

A radar-visszaverődés be
esési szögtől való függése az adatok összehasonlíthatóságának érdekében mindenképp figyelembe ve
endő. Az általam megvizsgált mezőgazdasági növények alapján megállapítható, hogy a növény
zet állapotának az RVI alapján való figyelembevétele a normalizálásnál módosítja ugyan az eredményt, de statisztikailag szignifikánsan nem változtatja meg
a σ^0 értékét az egységesen n=2-vel való normalizálás
hoz képest. Az nértéktartományának pontosabb meghatározására további növények hatásának megvizsgálása is szükséges lenne, azonban ez már túlmutat a jelen kutatás lehetőségein.



4-16. ábra A Sentinel-1A&B felszálló műholdpályáiról mért jelek integrált idősorai Ahol mért σ0VV és mért σ0VH – A mért σ⁰ jelek idősorai; n=2 – Az egységesen normalizált jelek idősorai; és n=f(RVI) – Az RVI-függő eljárással normalizált jelek idősorai

4.5 Belvíztérképezés radarfelvételekkel

Egy jelenség monitorozása rendszeres méréseken alapul. Célja a kiválasztott paraméterek aktuális értékeinek a várható (átlagos vagy előrejelzett) értékektől való esetleges eltérésének megállapítása és az előrejelzéshez szükséges adatok meghatározása. A belvízi elöntés megjelenése változást idéz elő a távérzékelt jelben, amit vagy a változás észlelésével, azaz a mérések idősorának vizsgálatával (differenciális módszer), vagy az egy időpontban mért jelben a vízborításra utaló sugárzási paraméter értékek alapján lehet azonosítani.

Mikrohullámú differenciális módszert alkalmaztunk árvizek térképezésére a Caprivi-sávban Botswana, Namíbia, Angola és Zambia határán (Bangira, Iannini, Menenti, et al., 2019). Az eljárás Sentinel-1-es radarfelvételeken alapul: a monitorozás során elkészülő új felvétel visszaverődési értékeit a megelőző időszak felvételeinek átlagával és szórásával veti össze pixelenként az elöntés detektálásához. A térképe-

zési pontosság függ a megelőző időszak hosszától, az elöntött terület növénytakarójának fenológiájától és a felvételek készítésének gyakoriságától. Évelő növényzet esetén, mint például a Caprivi-sávot borító szavanna, a módszer megbízhatóan alkalmazható, rövid fenológiai ciklusú mezőgazdasági növények esetében azonban az elöntés azonosításának bizonytalansága nagyobb.

4.5.1 Belvíz-lehatárolás intenzitás-szegmentálással

Az egy időpontban mért adatokon alapuló módszerek közül a legegyszerűbb az intenzitás-szegmentálás, amit mind az optikai, mind az aktív mikrohullámú tartományban alkalmaznak. Ez utóbbiban például, a sima vízfelületről minimális radarjel érkezik az érzékelőbe az ellentétes irányba való szabályos tükrözés miatt (4-3. ábra, 64. oldal), és így az elöntések a környező nagyobb visszaszórású felszínektől egy küszöbértékkel elválaszthatók, azaz szegmentálhatók. A küszöbérték azonban sok befolyásoló tényezőtől függ (pl. a vízfelszín hullámzásától, 2-2. ábra, 15. oldal), így meghatározása általában a felvételen belüli pixelértékek összehasonlító elemzésével, empirikusan történik (pl. White, Brisco, Dabboor, et al., 2015).

Az egyik lehetséges módszer a szétválasztandó osztályokon belül az értékek eloszlásának ismeretében, a hisztogramra illesztett sűrűségfüggvények metszéspontjaként határozza meg a küszöbértéket (pl. Vekerdy, 1996).

Egy másik, gyakran alkalmazott eljárás (Otsu, 1979) – amit a tesztterületünk belvízelöntéseinek lehatárolására is alkalmaztunk – azon alapul, hogy az elkülönítendő két osztályon belül a szórás minimális, míg az osztályok közötti szórás maximális legyen. Ehhez nincs szükség az eloszlás előzetes ismeretére. A jó elválasztáshoz az szükséges, hogy a két osztály nagyjából kiegyensúlyozottan legyen jelen a felvételen, azaz a hozzájuk tartozó pixelek száma kiegyensúlyozott (de nem feltétlenül pontosan egyenlő) legyen. Ez egy képen belül többnyire nem valósul meg. A probléma megoldására Martinis, Twele, & Voigt (2009) egy mozgó kernelen alapuló automatikus eljárást javasolt, amivel olyan képrészletek alapján történik a szegmentálás küszöbértékének a meghatározása, amikben a kiegyensúlyozottság együtt érvényesül a kernelen belüli képrészlet szórásának és a teljes felvétel szórásának megközelítő azonosságával. A kapott küszöbértékkel kerül aztán a teljes felvétel szegmentálásra.

Mezőgazdasági területek radar-visszaverése a talaj tulajdonságainak (elsősorban a nedvesség és felszínérdesség), a növénytakaró tulajdonságainak (zöldtömeg, víztartalom, levelek és egyéb növényi részek alakja és elhelyezkedése, stb.), valamint a növénytakaró és a talaj között lejátszódó többszörös szórási folyamatoknak a függvényében széles értékhatárok között változik (Bruzzone, Marconcini, Wegmüller, et al., 2004; Steele-Dunne, McNairn, Monsivais-Huertero, et al., 2017). A belvíz különböző megjelenési formái a 4.1.2 szakaszban leírtak szerint vannak hatással a mezőgazdasági területről visszaszórt jelre. A fedetlen vagy éppen sarjadó növényzettel borított táblákat elöntő téli/tavaszi belvíz megjelenése a visszaszórást jelentősen csökkenti a sima vízfelszín tükröző hatása miatt. A jelentősebb növénytakaróval fedett felszínen a növényzet alatt megjelenő belvíz (pl. nyári elöntés) szintén csökkenti a jelet, azonban a fellépő folyamatok összetettsége következtében kevésbé egyértelmű módon módosítja a radar-visszaverődést (4-3. ábra, 64. oldal).



4-17. abra – Sentinei-1 leivetelek visszaverődesi ertekei (ö^{*}) az M1 mödellezett szerveny (belvízfolt) helyszínén A téli időszakokban mind a VV, mind a VH polarizációhoz tartozó visszaverődés igen

alacsony

Kutatásaink során (Yun, 2017; Khadka, 2019) a radar-visszaverődés intenzitása alapján azonosítottuk a vízzel borított területeket. Az elöntés hatására bekövetkező intenzitásváltozás nagyságát vizsgáltuk egy automatizálható megoldást keresve a belvízfoltok lehatárolására.

Első lépésben kvalitatív módon elemeztük egy belvizes és egy belvízzel nem járt terület visszaverési értékeit. A Sentinel-1 műholdak alapértelmezett polarizációja a VV-VH kombináció, a kutatásban mi is ezeket használtuk. A 4-17. ábra a 11. teszt-táblán található, M1 számú modellezett belvízfolt (4.6 alfejezet) radar-visszaverő-dési idősorát mutatja. A telente rendszeresen elöntésre kerülő¹² belvízfolt a VV po-

¹² A terület gazdájától származó információ.

larizációjú sávban -18 - 21 dB visszaverődést mutat ezekben az időkben. Ettől különböző dinamikájú a belvízzel nem rendszeresen járt M2 számú szelvény környékének VV polarizációjú visszaverődése (4-18. ábra). Ez utóbbi jobban kiegyenlített, csak 2016–2017 telén jelentkezik számottevő csökkenés a visszaverődésben, -16 - -19 dB értékekkel. Ekkor nem egybefüggő belvíz alakult ki a területen, hanem a felszínt telítő és kisebb foltokban jelentkező víz, ami megfagyott.





A téli időszakokban mind a VV, mind a VH polarizációhoz tartozó visszaverődés kisebb dinamikát mutat mint a belvízzel elöntött (M1. modellezett szelvény) esetében. Még a 2016–2017-es tél értékei is magasabbak itt, mint a belvizes területen.

A VH polarizációjú visszaverődések idősorainak mintázata hasonló a VV polarizációjú idősorokhoz, átlagosan kb. 5 dB-el alacsonyabb értékekkel. Mindemellett nagy az S-1A és az S-1B értékek eltérése, ami az egységes idősorba való rendezést nehezíti. A belvízelöntések térképezésére tehát a VV polarizációjú felvételeket választottuk, a felvételeken belüli egységes (n = 2) normalizálással (Yun, 2017).

A második lépésben az Otsu (1979) által javasolt statisztikai alapú küszöbérték meghatározást alkalmaztuk a belvízi elöntések automatikus lehatárolására¹³, azonban az optikai (Sentinel-2) felvételeken alapuló verifikáció során bebizonyosodott, hogy ez nem adott kielégítő eredményt, így vizuális analízis alapján kellett az intenzitás-szegmentáláshoz alkalmazandó küszöbértéket (–14 dB) meghatározni. A létrejövő bináris térkép idősort egyszerű algebrai úton osztályoztuk (25. egyenlet). Az eredményt a 4-19. ábra és a 4-20. ábra mutatja.

$$\begin{cases} \sum_{i} x_{i} = n \quad \rightarrow \quad "Állandó vízborítás" \\ 0 < \sum_{i} x_{i} < n \quad \rightarrow \quad "Ideiglenes elöntés" \\ \sum_{i} x_{i} = 0 \quad \rightarrow \quad "Elöntés nélkül" \end{cases}$$
(25)

Ahol x_i – Az idősor i. tagjának pixelértéke (0, 1); n – az idősor hossza



4-19. ábra Állandó vízborítás és ideiglenes elöntések térképe Sentinel-1 felvételekből 2015.10.01.–2016.10.01

A vizsgált időszakban a belvizi elöntés maximuma a nagy tesztterület mintegy 4%-a volt (Yun, 2017)

 $^{^{13}}$ A GW-A Toolbox (<u>http://globwetland-africa.org/?page_id=13</u>) szoftverrel végeztük a feldolgozást



4-20. ábra A 11. teszttábla környéke belvízfoltjainak legnagyobb kiterjedése a 2015.10.01–2016.10.01 időszakban. A 4-19. ábra részlete (Yun, 2017).

Az "*Ideiglenes elöntés*" továbbosztályozásával hoztuk létre a belvíz tartósságának térképeit (4-21. ábra).



4-21. ábra A belvíz tartóssága és előfordulásának ideje táblaszinten 11. teszttábla (Yun, 2017).

4.5.2 Az elöntéstérkép ellenőrzése optikai felvételekkel

Radar kiértékelések ellenőrzésének "hagyományos" módja az – általában nagyobb felbontású – optikai felvételekkel való összehasonlítás (pl. Schumann, Neal, Mason, et al., 2011; Chaouch, Temimi, Hagen, et al., 2012; White, Brisco, Dabboor, et al., 2015). Alacsony magasságú légifelvételek készültek a 11. teszttábláról, amiből egy

kb. 3,5 cm-es függőleges pontosságú, 5 cm-es vízszintes felbontású magasságmodell, és egy 5 cm-es vízszintes felbontású RGB valamint egy pankromatikus mozaik (4-9. ábra 75. oldal) készült¹⁴.

A magasságmodell és a radar felvételekből azonosított belvízfoltok vizuális egybevetése (4-22. ábra) jó egyezést mutat a 10. és a 11. teszttábla területén. A magasságmodell legmélyebb pontjain azonosítottuk az elöntéseket a Sentinel-1 felvételek alapján.

A 4.3.1 szakaszban leírt módon integrált NDVI adatsor térbeli felbontása a Landsat felvételeknek megfelelő 30 m, azaz durvább, mint az S-1 alapján készített belvízelöntés térképeké. Az összehasonlíthatóság érdekében az NDVI térképpel (2016.01.13.) közel egy napra eső belvíztérképet (2016.01.11.) egy 3*3-as többségi (majority) szűrő segítségével 30 m-es felbontásúra alakítottuk, majd az egyértelműen elöntött pixeleket (NDVI < -0.05) egybevetettük az elöntésekkel. A térképek egymáshoz viszonyított általános pontossága (azaz, a mindkét térképen elöntésnek osztályozott pixelek száma elosztva az összes elöntésnek osztályozott pixelek száma elosztva az összes elöntésnek osztályozott pixelek száma előntéséke az összes előntésnek osztályozott sit higg, és ennek ellenőrzésére pontos helyszíni megfigyelés csak a 11. és 16. teszttáblákról állt rendelkezésre, az általános pontosság csak tájékoztató jelleggel vehető figyelembe.



4-22. ábra Alacsony magasságú légifelvételből készített domborzatmodell és az S-1 SAR-ból meghatározott belvízfoltok (2016.01.11.) egybevetése A magasságmodell központjából a szélei felé haladva a magassági pontosság (ismeretlen mértékben) csökken (Yun, 2017).

¹⁴ A felvételeket a Szent István Egyetem támogatásaként Csorba Ádám készítette DJI Phantom-4 drónról.

4.6 A belvízkialakulás modellezése

A belvíz kialakulásának és megszűnésének folyamata igen komplex, a felszíni és a felszín alatti hidraulikai körülmények, valamint a peremfeltételek négydimenziós (X, Y, Z & T) dinamikájától függ. Egy ilyen komplex rendszer leírásához szükséges determinisztikus modell paraméterezése a jelenleg rendelkezésre álló adatokkal még egy viszonylag kisebb területre is nehéz, amire van Leeuwen et al. (2016) MIKE SHE-vel végzett, viszonylag kisebb területre kiterjedő modellezési kísérlete is jól rávilágított. Kutatásomban ezért egy másik megközelítést alkalmazok: A folyamatot először a Z és T dimenzióra egyszerűsítve elemzem, azt vizsgálva, hogy milyen pontossággal lehet (és kellene) leírni így a folyamatokat, és mennyiben lehet az így nyert adatokat az X, Y, T dimenziókban mértekkel összevetni.

A beszivárgási és párolgási folyamatokat (4-4. áb, 67. oldal) egy belvizes (M1) és egy belvízzel nem elöntött szelvényben (M2) elemeztük. A folyamatokat a talajszelvény mentén leíró dinamikus hidraulikai modellt¹⁵ állítottunk fel és kalibráltunk a HYDRUS-1D szoftver (4.16.0110-es verzió) felhasználásával (Khadka, 2019).

4.6.1 HYDRUS-1D modell és paraméterezése

A talajszelvény mentén lejátszódó fizikai folyamatok szimulációját a heterogén talaj-növényzet rendszerben a HYDRUS-1D a víz, a hő és oldatok telített és telítetlen közegben történő áramlásának véges elem alapú leírásával oldja meg (Šimůnek, van Genuchten, & Šejna, 2016). A növényzet hatását a felszín alatt a gyökerek vízfelvételével, a felszín felett a levelek párologtatásán keresztül modellezi. Nagy előnye a szoftvernek, hogy nincs méret megkötések által korlátozva, azaz szimulációk végezhetők a többszáz méteres talajszelvényektől a laboratóriumi centiméteres nagyságrendig.

A HYDRUS-1D által modellezett folyamatok közül a jelen kutatás során a vízés talajkémiai folyamatokat nem modelleztük, csak a víz- és a hőáramlást. A cél a felszínen keresztül és a felszín alatt kialakuló vízáramlások számszerűsítése és a modellezett belvízfoltok vízmérlegének felállítása. A vízáramok számszerűsítése, a beszivárgás és a mélybeszivárgás szimulációja a szoftver egyik legnagyobb számban előforduló alkalmazási módja (Šimůnek, van Genuchten, & Šejna, 2016).

A víz mozgását a talajoszlopban az egydimenziós Richards egyenlet egy módosított alakja (*26. egyenlet*) írja le a modellben (Šimůnek, Šejna, Saito, et al., 2013).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) - S(z, t)$$
(26)

 $^{^{15}}$ Itt az 1D az egy térdimenzióra utal, és a dinamikus meghatározás az idődimenzió mentén való változások leírását jelenti.

Ahol θ – térfogati talajnedvesség (-); t – idő (nap); K – telítetlen vízvezető képesség (m nap⁻¹); z – magasság egy referenciaszint felett (m); h – vízpotenciál (m); S – nyelő tag, azaz vízkivételt jelentő tag (pl. növények vízfelvétele).

A háromfázisú zónában a víz nemcsak folyékony halmazállapotban, hanem pára formájában is mozog. Ez relatíve jelentős vízmozgást eredményez a szárazabb talajokban, ezért a HYDRUS-1D ezt a fluxust is számszerűsíti a 27. egyenlet alapján.

$$\frac{\partial \theta_T(h)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(K + K_{\nu h}) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) + (K_{LT} + K_{\nu T}) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - S(h)$$
(27)

Ahol θ_T – a teljes térfogati nedvesség (-), ami a cseppfolyós, θ és gáznemű víz θ_v összege ($\theta_T = \theta + \theta_v$); T – hőmérséklet (K); K – a cseppfolyós fázis izotermális vízvezető képessége (m nap⁻¹); K_{LT} – a cseppfolyós fázis termális vízvezető képessége (m² K⁻¹ nap⁻¹); K_{vh} – az izotermális páravezető képesség (m nap⁻¹); K_{vT} – a termális páravezető képesség (m² K⁻¹ nap⁻¹).

A kezdőértékek és a peremfeltételek alapján a modell Galerkin-féle véges elem módszerrel határozza meg az anyag- és hőáramok értékeit a térbeli és időbeli diszkretizálásnak megfelelően.

A modellezett szervények geometriája, talajfizikai paraméterezése

Két, a terepen feltárt szelvény (M1 és M2) modellje került felállításra. A szelvények geometriáját (a rétegek vastagságát) és paraméterezését az F 5 függelék tartalmazza.

Az agyagos rétegekben esetlegesen előforduló nagy nedvességtartalom gradiensek pontosabb számítása érdekében a teljes talajszelvényt 1 cm-es számítási rétegekre osztottuk. Az egy talajrétegen belül elhelyezkedő számítási rétegeknek a paraméterezése azonos.

A talajfizikai paraméterek közvetlen mérése mind laboratóriumban, mind terepen igen bizonytalan, és sokszor jelentős hibákkal terhelt¹⁶, így sokszor közvetett úton kell azokat meghatározni (Perfect, 2003). Ezért a modellrétegek paraméterezéséhez először azokat a talajparamétereket határoztuk meg a laboratóriumban, amelyek nagyobb megbízhatósággal mérhetők (szemeloszlás, térfogattömeg, szervesanyag tartalom), majd ezek alapján függvények (*(28-30. egyenletek*) segítségével becsültük a pF-görbét leíró van Genuchten féle paramétereket (van Genuchten, 1980).

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |\alpha h|^n)^m} & h < 0\\ \theta_s & h \ge 0 \end{cases}$$
(28)

¹⁶ A telített vízvezetőképesség laboratóriumi mérései a helyszíni bolygatatlan mintákból irreális adatokat szolgáltattak, ami erősen agyagos, duzzadó minták esetén sokszor előfordul, így kutatásunkhoz a pedotranszfer függvények használata mellett döntöttünk.

$$K(h) = \begin{cases} K_s S_e^{l} \left[\left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 & h < 0 \\ K_s & h \ge 0 \end{cases}$$
(28)

$$m = 1 - \frac{1}{n} \qquad \qquad n > 1 \qquad (29)$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \tag{30}$$

Ahol a van Genuchten-féle alaki paraméterek: \propto és \mathbf{n} ; valamint l – a talajpórusok összeköttetését kifejező paraméter. Továbbá: θ – talajnedvesség (cm³ cm⁻³); \mathbf{h} – vízpotenciál (cm); K_s – telített vízvezetőképesség (cm nap⁻¹).

A HYDRUS-1D modellben l = 0,5, így a modell független paraméterei a θ_s , θ_r , K_s , \propto és n (Šimůnek, Šejna, Saito, et al., 2013). Több szerző által kidolgozott pedotranszfer függvényt is felhasználtunk a számításokhoz (Khadka, 2019), végül azonban, érzékenység vizsgálatok alapján, a HYDRUS-1D beépített pedotranszfer modulját (Schaap, Leij, & van Genuchten, 2001) választottuk. A kalibráció során figyelembevehető értéktartományok szélső értékeit a szakirodalom alapján állapítottuk meg.

A belvízzel gyakran elöntött M1 szelvény elérte a feltárás során a talajvízszintet (310 cm), így a modellezésnél ezt a szintet tekintettük az alsó peremfeltételnek. A talajvízszint változásáról nincs információnk, így a modell futtatása során megvizsgáltuk, hogy a talajvízszint változásának van-e hatása a felszíni folyamatokra.

A belvízzel nem elöntött, magasabban fekvő M2 szelvény feltárása során a talajvízszintet nem értük el, így szabad kifolyású peremként vettük figyelembe a szelvény alsó pontját a modellben.

A felszíni peremfeltételek is különbözőek voltak a két szelvénynél: Az M1 szelvénynél a be nem szivárgó víz felhalmozódhatott (belvízképződés), míg az M2 szelvényben a be nem szivárgó víz felszíni lefolyás formájában eltávozott a rendszerből.

Meteorológiai peremfeltételek

A felszíni peremfeltételek közül a csapadék a külső forrás, míg az evapotranszspiráció a külső nyelő tag.

A csapadékot a 4.2.1 alfejezetben leírtak alapján adtuk meg.

Az evapotranszspiráció számításához a Penman-Monteith módszert választottuk. A HYDRUS implementáció a radiatív és az aerodinamikus tagok kombinációját a 32. egyenlet szerint adja meg.

$$ET_{0} = ET_{rad} + ET_{aero} = \frac{1}{\lambda_{w}} \left[\frac{\Delta(R_{n} - G)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_{c}}{r_{a}}\right)} + \frac{\frac{\rho c_{p}(e_{a} - e_{d})}{r_{a}}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_{c}}{r_{a}}\right)} \right]$$
(31)

Ahol ET₀ – referencia evapotranszspiráció (mm nap⁻¹); ET_{rad} – az evapotranszspiráció sugárzási tagja (mm nap⁻¹); ET_{aero} – az evapotranszspiráció aerodinamikai tagja (mm nap⁻¹); λ_w – a víz latens hője (MJ kg⁻¹); Δ – a páranyomás görbének meredeksége (kPa °C⁻¹); R_n – felszíni sugárzásegyenleg (MJ m⁻² nap⁻¹); G – talajhőáram (MJ m⁻² nap⁻¹); γ – pszichrometrikus állandó (kPa °C⁻¹); r_c – a növényzet felszínének ellenállása (s m⁻¹); r_a – a levegő dinamikus ellenállása (s m⁻¹); c_p – a nedves levegő fajhője (=1,013 kJ kg⁻¹ °C⁻¹); ($e_a - e_d$) – páranyomás deficit (kPa).

A 31. egyenlet változóinak legtöbbjére közvetlen mérési adatok általában nem állnak rendelkezésre, ezért a HYDRUS-1D belső függvényeket használ a mért meteorológiai paraméterekből való meghatározásukra amiket Šimůnek et al. (2013) részletesen ismertetnek.

Meteorológiai mérések nem történtek a modellezett tábla környezetében, és a legközelebbi mérőállomások sem rögzítenek minden szükséges paramétert, ezért a meteorológiai adatokat a 4.2.1 szakaszban leírtak szerint határoztuk meg.

A HYDRUS-1D alapú modellek paraméterezésének és kalibrálásának további részleteit Khadka (2019) ismerteti. A továbbiakban az űrfelvételekkel való integrációra koncentrálva tárgyalom a modellezési eredményeket.

4.6.2 A kalibrált modellek

A 11. teszttábla két szelvényében (M1 – belvizes és M2 – belvízzel nem elöntött) a 2018.09.25.–2018.12.05. közötti időszakra kerültek a modellek kalibrálásra. A viszonylag rövid kalibrálási időszakot gyakorlati körülmények határozták meg: a folyamatos talajnedvesség és talajhőmérséklet érzékelő műszerek technikai hiba miatt nem adtak hosszabb idősort.

A kalibrálás pontosságát az M1 szelvény adataival illusztrálja a 4-12. táblázat. A szelvény talajrétegei erősen kötöttek (4-13. táblázat), amikben az 1–2 cm³ cm⁻³ átlagos eltérés (ME), az 1–3 cm³ cm⁻³ átlagos abszolút eltérés (MAE) és a hasonló nagyságú négyzetes átlageltérés gyöke (RMSE) jó egyezést bizonyít a modellezett és a mért értékek között. A d index is jó egyezést bizonyít a nedvesség dinamikáját leíró görbékben a felső két rétegben, de valamivel gyengébbet a mélyebb rétegekben, amiket azonban nagyon kis nedvességdinamika jellemez.

A legfelső két rétegben a relatív térfogat eltérés (RVE) 15–20% körüli, ami viszonylag magasnak számít. Az erősen agyagos felszínközeli rétegek kiszáradáskor erősen repedeznek, másodlagos porozitás alakul ki, ami mentén a modellben nem

szimulálható vízmozgások alakulnak ki. A rétegek porozitása időben változó, így az érzékelőkkel mért és a modellezett mennyiségek jelentősebben is eltérhetnek. A szimulációk értékelésénél ezért itt a d indexet nagyobb súllyal vettük figyelembe.

Összességében megállapítható, hogy az M1 és az M2 szelvények modelljei az adott adatokkal kalibráltnak tekinthetők.

4-12. táblázat Az M1 modell kalibrációjának eredménye A táblázatban szereplő pontossági statisztikák a modellezett és a mért talajnedvességi adatok összehasonlítását számszerűsítik. A statisztikai paraméterek definícióját az F 1 melléklet tartalmazza.

Pontossági	Definíció	5 cm	15 cm	40 cm	90 cm	150 cm
statisztika		mélység	mélység	mélység	mélység	mélység
ME	33. egyenlet.	0,012	-0,016	0,014	0,018	0,0018
(cm³ cm⁻³)						
MAE	34. egyenlet	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01
(cm³ cm⁻³)						
RMSE	35. egyenlet	0,025	0,029	0,013	0,015	0,006
(cm³ cm⁻³)						
d index	36. egyenlet	0,913	0,855	0,503	0,472	0,428
RVE	37. egyenlet	20,86	-16,71	5,60	2,72	-1,04
(%)						

Mélység	Talaj fizikai	θ _r	θs	α	n	K _{sat}			
(cm)	féleség	(cm³ cm⁻³)	(cm³ cm⁻³)	(cm⁻¹)	(-)	(cm nap ^{−1})			
0–30	lszapos agyag	0.002	0.42	0.0001	1.156	10.96			
30–35	Tömörödött agyag	0.020	0.42	0.0056	1.29	1.48			
35–130	Agyag	0.095	0.5	0.015	1.3	0.3			
130–150	lszapos vályog	0.0686	0.45	0.0006	1.6149	10.96			
150–230	lszapos, agyagos vályog	0.085	0.52	0.0084	1.4872	6.01			
230–250	Homokos vályog	0.0581	0.42	0.0283	1.6087	54.83			
250–340	lszapos agyag	0.0997	0.5	0.0132	1.3614	8.62			
θ_r – Holtvíztartalom; θ_s – Maximális vízkapacitás; α és n – a pF görbe alaki (van Genuchten) paraméterei; K_{sat} – telített vízvezető képesség									

4-13. táblázat Az M1 szelvény modelljének kalibrált paraméterei

4.6.3 Modellvalidálás az Sentinel-1 alapú elöntéstérképek alapján

A kalibrált modellekkel szimuláltuk a 2016 elején kialakult nedves időszak folyamatait az M1 szelvényre. A talaj nedvességtartalmának modellezett alakulását mutatja a 4-23. ábra. A rétegek telített nedvességtartalma 50% körüli, amit a téli csapadék hatására a felső rétegek (5 és 15 cm) 2016.01.10. körül elértek, majd egy rövid száradás után 2016.02.03.-tól huzamosan tartottak március közepéig.
A 40 cm-es mélységbe a felszíni vízterhelés hatása csak két hónapos késéssel, március elejére ért le. Feltűnő azonban, hogy még a felszínen kialakult vízborítás ellenére sem változott a 90 cm-es mélység nedvességtartalma, ami 10%-kal a telítettség alatt volt.

A műholdképek 7 esetben elöntést mutattak, amikor a modell alapján a felszín telített volt, valamint 4 esetben a modellezett telítettséghez közeli állapotban is. Nem volt belvízfolt azonosítható 3 esetben az űrfelvételeken, amiből kettő megegyezik a modellezés eredményével, egy azonban hibás. Ez utóbbi esetben is a visszaverődés értéke az intenzitás-szegmentálás küszöbértékéhez közel volt. Összességében megállapítható, hogy a modellezés a műholdképekkel alátámaszthatóan trendjében helyesen írta le az elöntések dinamikáját.



4-23. ábra Az M1 szelvény modellezett talajnedvesség viszonyai 2016. elején A fekete pontok azokat az S-1 felvételeket mutatják, amelyek az M1 szelvény helyén elöntést mutattak és a piros pontok azokat az S-1 felvételeket jelzik, amelyeken vízborítás nem volt azonosítható (Khadka, 2019).

A HYDRUS-1D modellezéssel számított felszíni elöntések (4-24. ábra) azokon a napokon jelennek meg, amikor a beszivárgás és a párolgás együttes intenzitása kisebb, mint a csapadékintenzitás. Az M1 szelvény modellje nem vezette el ezt a vízmennyiséget, úgyhogy csak akkor szűnt meg a vízborítás, amikor az be tudott szivárogni vagy el tudott párologni. A valóságban azonban az M1 szelvény egy néhány deciméter mély helyi mélyedésben található, ami nemcsak a helyben keletkezett felszíni vizet, hanem a környező, magasabb területekről hozzáfolyó vizeket is összegyűjti.

Az egydimenziós modellezés tehát megfelelő pontossággal szimulálta a beszivárgási folyamatokat, azonban az M1 szelvény környezetében előforduló belvízfolt kialakulásának további pontos elemzése a táblán belüli lefolyási-összegyülekezési folyamatok explicit modellezését is igényi, ami a további kutatások témája lesz. Az 1D-s modellünk a regionális talajvízmozgásokból származó, az alsó peremen történő vízmozgásokat sem vette figyelembe. A meglévő adatokkal azonban közelítő számítással ellenőrizhető, hogy a modellezett beszivárgás nagyságrendileg megfelelően írja-e le a felszínközeli függőleges vízmozgásokat.



4-24. ábra Modellezett, helyben keletkezett be nem szivárgott víz az M1 szelvényben A víz mélysége cm-ben van megadva. (Khadka, 2019). Ez a vízmélység nem azonos a belvíz mélységével, mert ahhoz a felszíni hozzáfolyást is figyelembe kéne venni, ami az egydimenziós modellezéssel nem lehetséges.

Ellenőrzésképpen tehát, a részletes magasságmodell és a műholdképekből (4-25. ábra) levezetett elöntéstérképek segítségével, az 6. egyenlet (23. oldal) alapján előállítottuk a belvízfolt felület-térfogat jelleggörbéjét (4-26. ábra). Mivel a belvízfolt a kiterjedéséhez képest sekély, a pontok jó közelítéssel illeszkednek egy egyenesre. Az eltérések az intenzitás-szegmentáláshoz használt küszöbérték pontatlanságából és a szemcsézettség okozta bizonytalanságból adódnak. A magas determinációs együttható ($R^2 = 0.98$) azt jelenti, hogy csak kis véletlenszerű hiba terheli az elöntésmeghatározást. Szisztematikus hiba azonban nem kizárt, ezért megvizsgáltam, hogy a belvízfolt kialakulásának vízmérlege megfelel-e a modellezés eredményének.

Az M1 szelvény körüli belvízfolt vízgyűjtő területe 8,5 ha. A 2016.01.04. és 2016.01.11. között eltelt héten 2661 m³ csapadék hullott rá. Ugyanezen időszakban a potenciális párolgás összege 1,3 mm, ami 115 m³-nek felel meg. Az M2 szelvény modellje alapján a magasabban fekvő belvízmentes területek beszivárgása 28 mm, míg a belvízfolt beszivárgása 20 mm. A magasabban és mélyebben fekvő területek arányának figyelembevételével 22 mm az átlagos beszivárgás, ami 1870 m³-nek felel meg. A közelítő vízmérleg alapján tehát 676 m³ víz gyűlt össze a felszínen. Az űrfelvétel alapján a belvízfolt térfogata 849 m³ (4-14. táblázat). Az eltérés 173 m³, azaz a vízmérleg mintegy 20%-kal tér el az űrfelvételből megállapított belvíztérfogattól.

A fenti közelítő számítás csak közelítő (nagyságrendi) ellenőrzésre alkalmas. Megállapítható, hogy az M1 szelvény körüli belvízfolt esetében a modellezés hasonló belvízmennyiséget adott, mint a műholdkép és egy részletes magasságmodell alapján végzett térfogatbecslés.



4-25. ábra Sentinel-1 idősor a modellezett területről

Sentinel	M1	Térfogat	Sentinel	M1	Térfogat
felvétel	elöntés	(m3)	felvétel	elöntés	(m3)
dátuma	(ha)		dátuma	(ha)	
2016.01.04	0	0	2016.02.21.	0.26	553
2016.01.11.	0,46	849	2016.02.28.	0.11	158
2016.01.16.	0,10	147	2016.03.04.	0.25	425
2016.01.23.	0,22	291	2016.03.11.	0.01	2
2016.01.28.	0	0	2016.03.16.	0.13	281
2016.02.09.	0.08	162	2016.03.23.	0.07	93
2016.02.16.	0.46	926	2016.03.28.	0.03	14

4-14. táblázat Az M1 szelvény körüli belvízelöntés geometriai paraméterei A belvízfolt térfogatát az S-1 felvételeken alapuló elöntéstérképek és a magasságmodell összevetésével számítottuk ki.



4-26. ábra Az M1 szelvény körüli belvízfolt felület-térfogat jelleggörbéje A pontok a 4-14. táblázatban szereplő időpontokhoz tartozó értékpárokat jelölik.

4.7 Adatintegráció a belvíz monitorozásához

A Sentinel-1 radar felvételek az L1 feldolgozottági szinten két formában, Single Look Complex (SLC) és Ground Range Detected (GRD) formában állnak rendelkezésre. Kutatásunk során az Interferometric Wide swath (IW) rögzítési módú GRD termékre (Sentinel-1 Team, 2013) alapoztuk a belvíztérképezési eljárást.

Habár az adatszolgáltató a GRD terméket L1 feldolgozottsági szintűként jelöli, a 2.5.3. szakaszban meghatározott logikai szintek szerint ez azonban még nem teljesen felel meg az LL1 szintnek. További feldolgozást igényel, hogy a pixelek georeferenciája a térinformatikai rendszerekbe illesztéshez megfelelő pontosságú legyen, és a pixelértékek a felszín tulajdonságaira jellemző kalibrált sugárzási értékek (σ^0) legyenek.

A 4.3-4.5 alfejezetekben tárgyalt, Sentinel-1 radar felvételekre alapozott távérzékelési belvíztérképezés során többféle adat integrációjára volt szükség:

• Az előfeldolgozás lépései során (LL0 és LL1 közötti lépések) a radargeometria térképi geometriára való átalakításához (egy itt nem részletezett, sztenderd

lépésben) digitális magasságmodell adatainak integrálására van szükség. Kutatásunk során, miután a tesztterületünk gyakorlatilag sík, a területünkön belül a domborzat hatását elhanyagolhatónak tekintettük.

• A radargeometriából származóan az S-1 felvételeken belül a beesési szögek egy 16,9°-os tartományban változnak. Ezért már az előfeldolgozás során egy választott beesési szögre normalizálni kell a σ^0 értékeket az LL1 szintű adatok előállításához. Ugyanígy normalizálásra van szükség különböző műholdpályákról készült felvételek egységes idősorba rendezéséhez is.

A belvíz kialakulásának és megszűntének dinamikájában a beszivárgás az egyik meghatározó folyamat, amit a HYDRUS-1D modellel vizsgáltunk. A modell validálásához a S-1 felvételekből készített LL2 szintű elöntés idősort használtuk fel. Az eljárás nem jelentette az adatok teljes integrációját, viszont alkalmas volt az elöntést kialakító vízmennyiségek nagyságrendi meghatározására.

dc_1722_19

5 A most folyó kutatások és a továbblépés lehetőségei

Az agrohidrológiai folyamatok térbeli és időbeli dinamikájának monitorozása földmegfigyelési módszerek nélkül nem valósítható meg. A jelenlegi kutatások és fejlesztések főbb irányai a következők:

- A termesztett növényeket érő hidrológiai és ökológiai stresszek megelőzését és kivédését, a károk enyhítését támogató beavatkozások optimalizálása.
- A termés maximalizálása és egyidejűleg a vízhasználat minimalizálása.

Mindezeket két egymástól erősen különböző térbeli léptékben kell megvalósítani:

- Regionális gazdálkodási beavatkozásokhoz szükséges, nagy területeket átfogó léptékben.
- Precíziós gazdálkodást lehetővé tevő, részletes adatokon alapuló táblán belüli léptékben.

A kutatások technikai kereteit a műholdas adatszolgáltatók fejlesztései (mind az űrszegmens, azaz műholdak, érzékelők, stb., mind a földi szegmens, azaz adattárolás, adatfeldolgozás) adják meg.

A kutatási és az adatszolgáltatási irány jól elkülönül az ESA műhold programjaiban: az "Earth Explorer" műholdjai a kutatást szolgálják, míg a "Sentinel" műholdak megbízható adatszolgáltatást biztosítanak és a földmegfigyelési alkalmazások széleskörű fejlesztését támogatják, ezzel új fejezetet nyitva az űrfelvételek alkalmazási lehetőségei terén (Donlon, Berruti, Buongiorno, et al., 2012; Drusch, Del Bello, Carlier, et al., 2012; Torres, Snoeij, Geudtner, et al., 2012). Rendszeres földmegfigyelési szolgáltatásra való törekvés jellemzi a többi nagy földmegfigyelési programot is. Például a Kanadai Űrügynökség Radarsat Constellation műholdegyüttesét, ami három azonos pályán keringő C-sávú SAR műholdból áll (Thompson, 2015). Az érzékelők a Sentinel-1-hez hasonló terepi felbontásúak (9 m), azonban teljes polarizációjúak, így nagy előnyt jelentenek majd a radar-visszaverődés fajtáinak polarimetriai elkülönítésén alapuló térképezésben.

A térinformatikában a földfelszíni folyamatok monitorozásához és modellezéséhez adatkocák létrehozása a jelen fejlődési iránya, amit számtalan példa bizonyít (DE Africa Consortium, 2020; ESA, 2020b; Open Data Cube, 2020), de részben ide sorolható a magyar FIR (Rudan, 2020) koncepciója is. Ezen a területen tudományos szempontból a szemantikailag egységes és rendszeres adatintegráció jelent kihívást.

5.1 A SEBS-SM továbbfejlesztésének irányai

A helyfüggetlen, mezőgazdasági alkalmazásokra tábla szinten alkalmas és folyamatos nagy felbontású globális területi párolgás-monitorozás álma még nem valósult meg. Ezért a SEBS-SM eddigi eredményeire alapozva a továbblépés lehetséges módját a következőkben látom:

• A talaj-növényzet-légkör rendszer folyamat alapú modellezése jelentős adatmennyiséget és számítási kapacitást igényel, ami a közel valós idejű,

globális léptékű és nagy felbontású párolgás-monitorozásban való operatív alkalmazását nehezíti. Az egyforrású ET modellek viszonylagos egyszerűsége és szerényebb adatigénye előnyt jelent a kétforrású modellekkel szemben a gyakorlati alkalmazásoknál. Azonban az egyforrású modellek távérzékelési adatokból történő geometriai paraméterezése még nem teljesen megoldott. Az érdességparaméterek pontosításához a felszínt borító növényzet paramétereit (magasság, LAI, stb.) nagyobb differenciáltsággal kell megállapítani, esetleg radar alapú adatok bevonásával (pl. RVI integrálása a növénytakaróval kapcsolatos modellparaméterek megállapításában).

- A pontosított növényadatokon alapulva az SF transzformációs függvény paramétereit minden előforduló fontosabb növénykategóriára meg kell határozni. Ezeknek a kategóriáknak fő vonalakban egybe kell esniük a globális felszínfedettségi térképek kategóriáival, de további finomításra van szükség, elsősorban a növényzet pillanatnyi fenológiai és fiziológiai állapotának, például a növénytakarón belül a sztómaellenállás függőleges menti eloszlásának leírására. A növénytakaró struktúrájának felméréséhez földi és légi lidar eszközök szolgáltatják a legrészletesebb adatokat (Vekerdy, van Laake, Timmermans, et al., 2007), amiket a talaj-növényzet-légkör rendszert leíró folyamat alapú modellekbe integrálva szimulálni lehet a távérzékelt jelek és a növényfiziológiai paraméterek összefüggéseit. Eredményeik segítségével tervezzük az SF függvény növénykategóriánkénti meghatározását, és így a SEBS modell részletesebb paraméterezését.
- A gyökérzóna talajnedvessége alapvetően befolyásolja a növény fiziológiai állapotát, és így az evapotranszspirációt. Egyre több, aktív és passzív mikrohullámú távérzékelési módszereken és talajnedvesség modellezésen alapuló kombinált gyökérzóna nedvesség adat érhető el a világhálón¹⁷. A térbeli felbontás még mindig km-es nagyságrendű, de fokozatosan javul. A jövőben meg kell vizsgálni, hogy az SF függvény független változójaként ezekkel az LL3-as logikai szintű adatokkal pontosabban számszerűsíthető-e a térségi evapotranszspiráció vízhiányos körülmények között. Az optikai és mikrohullámú adatok alacsonyabb feldolgozottsági szinten történő integrációja is további kutatást igényel.

A talajnedvesség figyelembevétele különösen vízhiányos körülmények között pontosította a SEBS modellt. Aszályos körülmények között így pontosabb állapotfelmérés lehetséges, mint a korábbi modellekkel. Így részletes meteorológiaiés aszályelőrejelzési modellekkel kombinálva hozzájárulhat a mezőgazdaság jobb felkészüléséhez és a szükséges beavatkozások (öntözés- és agrotechnológia) hatékonyabb tervezéséhez. A kifejlesztett SEBS-SM modellel nagy területeket átfogva, táblán belüli részletességgel adható meg az aktuális párolgás térbeli eloszlása, ezzel támogatva a helyfüggő adatvezérelt hatékonyságnövelést. A SEBS-SM alkalmazása hozzájárulhat a károsodott területek meghatározásához, ahol az

 $^{^{17}}$ Például a CATDS L4 szintű kutatási adatai (CATDS, 2019), vagy a SMAP L4 szintű adatai (NSIDC, 2019)

aktuális párolgás jelentősen elmarad az egészséges növényzet evapotranszspirációjától.

A műholdas agrohidrológia fontos kutatási területe a táblaszintű és a regionális folyamatok egy rendszeren belüli vizsgálata. Ez csak a mért adatok és a vizsgálat tárgyának szemantikailag egységes 4D-s harmonizációjával oldható meg. Ennek szellemében a Szent István Egyetemen jelenleg egy olyan kutatást folytatunk, ami a különböző magasságokból készült, különböző felbontású távérzékelési adatokkal vizsgálja a növényfiziológiai paraméterek, az evapotranszspiráció, és így a térségi hidrológia kapcsolatát.

5.2 Kutatási irányok a belvíztérképezésben

A belvizek térképezése optikai felvételekkel nagy pontossággal megoldható, azonban hazánkban a felhőborítás miatt (ami különösen a belvizes időszakban akadályozza az optikai űrfelvételek alkalmazását) a radar felvételek alkalmazására szükség van. Az optikai és mikrohullámú felvételek integrációja tehát egy igen aktív, sok új publikációt eredményező kutatási terület (pl. van Leeuwen, Tobak, & Kovács, 2020). A belvíztérképezéssel kapcsolatok kutatások a következő témakörökben ígéretesek:

- А felszálló és leszálló műholdpályákról készült képek idősorának egységesítéséhez ki kell dolgozni a különböző geometriák hatásának kiküszöbölését. (Schaufler, Bauer-Marschallinger, Hochstöger, et al., 2018) bizonyította, hogy közepes (1 km-es) felbontású tartományban a radarvisszaverődés a domborzattól függő anizotrópiát mutat, ami 0-1,5 dB nagyságrendű javítást igényel. A jelenlegi gyakorlatban még kutatási szinten is külön kezelik a két áthaladási irányból készült felvételeket, egységes idősorba történő integrációjuk kutatási kihívást jelent.
- A radar beesési szög visszaverődésre gyakorolt hatásával kapcsolatos kutatásaim a C-sávú Sentinel-1-es felvételeknél csak igen korlátozott számú mezőgazdasági növényre terjedhettek ki. A jövőben ki kell terjeszteni a kutatásokat a nagyobb zöldtömegű, magasabb növényekre is, például kukoricára, valamint az alacsonyabb frekvenciájú sávokra is, ahol a beesési szög hatása az általam feltárttól eltérő lehet. A várható eredmények a felszálló és leszálló műholdpályáról készült felvételek idősorainak integrációját is segíthetik.
- A Sentinel-1 műholdak csak részlegesen polarizált (többnyire VV, VH) adatokat szolgáltatnak, így kiértékelésükhöz nem lehet teljes polarimetriát alkalmazni, azaz a különböző visszaszórási mechanizmusokat nem lehet teljesen elkülöníteni. Ezzel együtt, a radar vegetációs index Sentinel-1-re kidolgozott változatát sikerrel alkalmaztuk a beesési szögektől függő visszaverődési különbségek normalizálásának vizsgálatában. További polarimetrikus indexek kidolgozása és alkalmazása is lehetséges. Ebbe az irányba mutatnak a FIR fejlesztési tervei is (Rudan, 2020), valamint a

Lechner Tudásközpontban és más kutatóhelyeken végzett kutatások (pl. Pacskó, 2017). Kutatási kihívást jelent a különböző indexeken és visszaverődési keresztmetszeteken alapuló automatizált rugalmas intenzitás-szegmentálás kidolgozása.

 Érdekes kihívást jelenthet a Sentinel-1 es és a Radarsat Constellation adatsorainak integrációja, valamint a C-sávú felvételek alacsonyabb frekvenciákkal (pl. L-sávú ALOS-2 vagy a közeljövőben rendelkezésre álló ALOS-3 felvételekkel) való integrációja belvíztérképezéshez.

A belvizekkel kapcsolatos folyamatok determinisztikus modellezése igen összetett, adatigényes feladat (Kozma, 2019). A HYDRUS-1D alapján a beszivárgási folyamatokat számszerűsíteni tudtuk, de az is nyilvánvalóvá vált, hogy a mikrodomborzat által befolyásolt felszíni összegyülekezési folyamatok jelentős szerepet játszanak a vízborítások kialakulásában. Eredményeink önmagunkban így korlátozottan alkalmazhatók közvetlenül, de jó alapot szolgáltatnak a beszivárgási folyamatok és a belvízkialakulás regionális modellezéséhez. Ezzel kapcsolatban a következő közvetlen feladatokat látom:

- A felszíni összegyülekezés folyamatainak a figyelembevétele a helyi belvízkialakulási modellekben, pl. HYDRUS-3D-vel.
- A helyi, determinisztikus belvízkialakulási modellek és a regionális belvízveszélyeztetettségi térképek integrálása.
- A téli belvízképződés szimulációja A HYDRUS fagyási és olvadási moduljának alkalmazásával.

A megfelelő előfeldolgozás után az intenzitás-szegmentáláson alapuló módszer nagy területek elöntéstérképezésére alkalmas. A radar műholdak adataiból előállított belvízelöntési térképek alapján a bemutatott eljárással a modellek validálhatók.

5.3 Fejlődési irányok az agrohidrológiai adatok és az adatfeldolgozás terén

Az adatokkal kapcsolatos trendek megértéséhez mélyebben vissza kell nyúljunk az időben.

Hazánk első vízmérnök akadémikusa, Beszédes József már a XIX. század elején megállapította, hogy a vízgazdálkodás tervezéséhez a tárgy ismeretére, azaz adatokra van szükség mert nem lehet a vizek természete ellenében dolgozva sikert elérni: "A' hidrotechnikában nem a' mint akarunk, hanem a' mint szükséges, vagyunk kénytelenek plánumot készíteni, ha czélt akarunk érni, tudni köll tehát mi lehetséges physice és mi hasznos a' polgári társaságra nézve a' vizi tárgyakban. Arra megtanít a' vizek természete, tehát evvel köll együtt munkálkodni, soha nem köll ellene dolgozni, hogy sikerrel állandó czélt érjünk." (Beszédes, 1831, 22. oldal)

A természettel foglalkozó tudományokban, így az agrohidrológiában is, mindig úgy érezzük, hogy a rendelkezésre álló adatok mennyisége nem elegendő. Vízgazdálkodási, vízépítési kérdésekkel kapcsolatban Kvassay (1875) már másfél évszázaddal ezelőtt felvetette, hogy "*Ha folyamszabályozásainkat pusztán elméleti*

szempontból, a dolog természetéből kiindulva veszszük figyelmesebb vizsgálat alá, lehetetlen rá nem jönnünk, hogy azoknál több körülmény figyelmen kívül maradt, a mit szükségképpen tekintetbe kellett volna venni s mihez az <u>adatokat hosszasabban,</u> <u>évtizedeken keresztül kellett volna gyűjteni,...</u>" (21. oldal, kiemelés tőlem).

Napjainkban fordul a kocka, Kvassay Jenő álma megvalósulni látszik. A földmegfigyelés évente sok petabájtos nagyságrendű adatot szolgáltat a felszín állapotáról. Ehhez járulnak a hasonló nagyságrendű, egyéb módszerekkel gyűjtött adatok, beleértve a lakossági tudomány (citizen science) körébe tartozó adatgyűjtést is (Bordogna, 2018). Az így létrejövő nagy adat és az abban rejlő lehetőségek/nehézségek számítástechnikai és tudományos kihívások elé állítják az adathasználókat. Mindez paradigmaváltást tesz szükségessé a vízgazdálkodásban (Szöllősi-Nagy, 2019) és a csatlakozó tudományterületeken, így a térinformatikában is.

A paradigmaváltás egyik fontos tényezője a négydimenziós világunk adatokkal való, rendszerezett leképezése, amit napjainkban a Digitális Föld koncepciója fejez ki. A kutatások még nem hoztak egyértelmű eredményeket azzal kapcsolatban, hogy logikusan hozzáférhető a felhasználó számára adatkocká(k)ba milven feldolgozottsági szintű adatokat és miként kell integrálni. Augustin, Sudmanns, Tiede, et al. (2019) bevezette a szemantikus földmegfigyelési adatkocka fogalmát, ami felhasználói szempontból értelmezett adatokat is tartalmaz. Ehhez, a rendszer részeként, megfelelően kialakított szemantikus lekérdezés-támogatások is társulnak. Az általam javasolt logikai feldolgozási szintek alapján ki lehet dolgozni, hogy a szélsőséges agrohidrológiai helyzetek vizsgálatához szükséges adatok miként illeszkedjenek a Digitális Föld mezőgazdasági vízgazdálkodást támogató térinformatikai (al)rendszerébe. Ez segítheti eredetileg azállamigazgatási információs rendszerként fejlesztett FIR mezőgazdasági vízgazdálkodási információs szoltáltatásokkal való továbbfejlesztését.

Napjaink tudományos kihívása az agrohidrológiai folyamatok közel valós idejű, nagy térbeli felbontású monitorozásának megteremtése. Nem kellően ismertek még a szélsőséges helyzetek térbeli és időbeli változékonyságának okai és hatásmechanizmusai. Jelentős feltétel ehhez a hatékony 4D-sregionális adatstruktúrák szemantikailag megfelelő kialakítása. Két alapvető irányban folynak az idevágó kutatások:

- A mért jel (optikai és radar) valamint a kérdéses agrohidrológiai paraméter összefüggéseinek feltárása azzal a céllal, hogy minél nagyobb felbontású agrohidrológiai adatmátrixokat lehessen távérzékelési adatokból előállítani. Ez a nagy adattal kapcsolatos kutatások világába tartozik (Z. Li, Tang, Huang, et al., 2020).
- A folyamatok hatásmechanizmusainak térbeli és időbeli feltárása azzal a céllal, hogy az agrohidrológiai paraméterek értékei térben szisztematikusan előrejelezhetők legyenek. Ez a nagy hálózatokkal kapcsolatos kutatások felé mutat (Barabási, 2018).

dc_1722_19

6 Összefoglalás

A kitűzött általános kutatási célnak (*1.3 alfejezet*) megfelelően szélsőséges agrohidrológiai helyzetek monitorozásához alkalmazható módszereket dolgoztam ki, amik optikai és mikrohullámú földmegfigyelési adatok integrálásán alapulnak. A fejlesztések bizonyítottan javították a műholdhidrológiai megfigyelések pontosságát.

6.1 A kutatás célkitűzések szerinti értékelése

A kutatás részleteit a 1-1 táblázatban (6. oldal) megadott részcélkitűzések (RC 1– RC 6) szerint foglalom össze. A táblázatban meghatározott kutatási kérdésekre adott válaszokat a kérdések szögletes zárójelbe tett azonosítóival jelölöm.

RC 1: A 2. fejezetben áttekintettem az elektromágneses sugárzás érzékelésén alapuló műholdas agrohidrológia és az itt alkalmazható adatintegráció tudományos-technikai hátterét. Az alkalmazások az optikai hullámhossztartományban főleg a víz infravörös elnyelésén, míg a mikrohullámú tartományban a víz nagy dielektromos állandóján és a felszíni objektumok érdességkülönbségein alapulnak [RC 1a].

A műholdas agrohidrológia legfontosabb témakörei szerint áttekintettem a legfontosabb paramétereket és azok számszerűsítési módszereit [RC 1b]. Az alábbi témakörökre tértem ki:

- Párolgás: A távérzékelési alapú eljárások közül a növényzeti paramétereken vagy a felszínhőmérsékleten alapuló statisztikai módszerek hosszabb időszakra (pl. havi időlépcsőben) és helyi referencia mérésekre alapozva adnak közelítő megoldást. Nagy területek aktuális párolgásának számszerűsítésére egyforrású vagy kétforrású, a felszín energiamérlegén alapuló megfigyelési modelleket alkalmaznak, amikben a távérzékelés a felszín hőmérsékletével és a felszínborítottsággal kapcsolatos paraméterek meghatározásában játszik szerepet. Gyakorlati szempontból az egyforrású modellek kisebb adatigényük miatt alkalmasabbak nagy területek aktuális párolgásának monitorozására, azonban a paraméterezésük nem teljesen megoldott, amire példa a párologtató rendszer ellenállásával arányos kB^{-1} paraméter. A talajnövény-légkör rendszer folyamat alapú modellezése még részletesebb paraméterezést igényel, így ez az eljárás a közeljövőben még nem lesz globális párolgásmegfigyelésre alkalmas.
- Talajnedvesség: Távérzékeléssel csak a talaj felszínének vagy a felső néhány centiméteres rétegének nedvességét lehet meghatározni, az előbbit optikai, míg az utóbbit mikrohullámú módszerekkel. A mikrohullámú jelet a növényborítás jelentősen befolyásolja, így a radar jel növénytakaróban megtett útja, ami a beesési szögtől függ, jelentősen befolyásolja a radarvisszaverődést.
- Felszíni víztestek: A víztestek kiterjedését intenzitás-szegmentálással, vagy osztályozással (optikai hullámhosszakon) lehet lehatárolni. Az optikai hullámhosszakon nagy pontossággal oldható meg a térképezés, azonban a

felhőborítás sokszor akadályozza ezt. Radar felvételeken a radar-visszaverést a vízfelszín érdessége határozza meg, így a szélkeltette hullámzás, valamint a vízfelszín növényborítottsága nehezítheti a lehatárolást. A víztest térfogatát általában empirikus terület-térfogat összefüggésekkel határozzák meg az agrohidrológiai gyakorlatban.

• Adatintegráció: Áttekintettem a távérzékelési adatfeldolgozás logikai szintjeit [RC 1c]. A meghatározott négy logikai szint (LL1–LL4) közül adatintegráció a második szint fölött történik.

RC 2&3: A 3. fejezetben az aszály monitorozása szempontjából fontos párolgásszámításra kifejlesztett SEBS modell továbbfejlesztett paraméterezését mutattam be. Az egyforrású, optikai távérzékelési és meteorológiai adatokon alapuló modellhez kifejlesztettünk egy módszert, ami figyelembe veszi a növények vízellátottságát. Helyszíni Bowen-arány mérésekkel bizonyítottuk, hogy az eredeti modell vízstresszes esetekben alábecsülte a szenzibilis hő fluxusát, és így túlbecsülte az aktuális párolgást, ami a párologtató rendszer ellenállásának nem megfelelő modellezésével függ össze [RC 2a]. A továbbfejlesztett modell (SEBS-SM) passzív mikrohullámú űrfelvételeken alapuló talajnedvességadatok alapján egv transzformációs szigmoid függvénnyel módosítja a termális dinamikus ellenállás számításához szükséges kB^{-1} paramétert [RC 2b].

A SEBS-SM modell kalibrálását és ellenőrzését helyi mérésekkel és területi vízmérleggel végeztük a törökországi Konya-medencében. A felszíni talajnedvességet AMSR-E passzív mikrohullámú űrfelvételeken alapuló felszíni talajnedvesség térképekkel vettük figyelembe a MODIS alapú párolgásszámításnál. A nagy felbontáskülönbséget (25 km vs. 1 km) lineáris interpolációval integráltuk [RC 3a]. Az így erősen simított talajnedvesség információ javított a térségi aktuális párolgás számításán. A nyári, száraz időszakban a SEBS-SM átlagosan kb. 30%-kal alacsonyabb átlagos aktuális területi párolgást adott. Az így számított vízmérleg éves szinten még így is jelentős párolgási többletet mutatott az éves csapadék mennyiségéhez viszonyítva. Ezt a többletet a felszínalatti vizek öntözési célú kiemelése biztosította. Vízkitermelő kutak adatai bizonyították, hogy a SEBS-SM modellel meghatározott többletpárolgás megfelel a vízszintsüllyedés alapján becsülhető felszínalatti vízkészletcsökkenéssel, míg az eredeti SEBS modellel meghatározott többletpárolgás a valóságosnál jelentősen nagyobb készletcsökkenést eredményezne [RC 3b].

A párolgás számításához szükséges termális felvételek térbeli felbontása egy nagyságrenddel elmarad a látható hullámhosszakon készített felvételek felbontásától. A rendszeres, táblaszintű párolgás monitorozáshoz termális felvételek térbeli felbontásának növelése szükséges. A Terra és Aqua műholdak MODIS érzékelőjének nagy időbeli felbontását (naponta több felvétel is készülhet egyazon területről) kihasználva, a termális élezés adatintegrációs módszerét alkalmaztuk a Landsat 8 és Sentinel-2 felvételeken alapuló ET idősor sűrítésére. A DisTrad eljárásból továbbfejlesztett integrációval előállított idősor négyzetes átlaghibája 15% körüli volt [RC 3c]. A SEBS egy megfigyelési modell, ami LL2 és LL3 szintű, optikai távérzékelésen alapuló adatok (NDVI, felszínhőmérséklet, stb.) és meteorológiai adatok segítségével állítja elő a párolgással kapcsolatos adatokat (latens hő, szenzibilis hő, stb.). Esettanulmányunkban a kB^{-1} paraméter módosításához felhasznált talajnedvesség térképek passzív mikrohullámú mérésekből számított, LL3 logikai szintű adatok voltak.

RC 4&5: A *4. fejezet* a belvízzel kapcsolatos távérzékelési eljárások áttekintése után egy radarfelvételeken alapuló belvíztérképezési módszert ismertet egy, a Tápió–Sajó hordalékkúp-síkságára eső tesztterület példáján keresztül.

Mind az optikai, mind a mikrohullámú (radar) felvételeket azonos felbontású, egységes LL3 feldolgozottsági szintű idősorba rendeztük. Az előfeldolgozás módszereiből egy-egy kulcsfontosságú lépést tárgyaltam részletesebben [RC 4a]:

- Landsat 8 és Sentinel-2 (optikai) felvételekből egységes NDVI idősort állítottam össze, amihez a tesztterületről készült felvételekkel bizonyítottam, hogy a két műhold adataiból számított NDVI értékek 1,5%-os hibával azonosnak tekinthetők.
- A Sentinel-1 a tesztterületről két külön pályán való áthaladás során készít felvételeket, amiknek beesési szögei kb. 9°-kal különböznek egymástól. Bebizonyítottam, hogy a σ^0 referencia szögre való normalizáláshoz alkalmazott normalizálási kitevő (n) a visszaverő felület növényborításától (a növény fajtájától és fenológiai állapotától) függően széles tartományban változik (0,4 < n < 4,4). A statisztikailag vizsgált három növény (búza, lucerna és repce) esetében kimutatható volt, hogy a növényborítás struktúráját kifejező radar vegetációs indextől (RVI) hasonlóan függenek az n értékek, így felállítható volt egy dinamikus normalizálási eljárás, ami az n értékét az RVI-től függően számítja. Ez az eljárás az adott növényeknél azonban csak kis, statisztikailag nem szignifikáns javulást eredményezett a gyakorlatban sokszor egységesen használt n = 2 értékkel normalizált σ^0 -hoz képest [RC 4b].

Az LL3 szintű Sentinel-1 felvételsorozatot intenzitás-szegmentálással osztályoztuk. Az eredményt a teszttáblának alacsony magasságú légifelvételből készített magasságmodelljével, (drónfelvételből) valamint azidősor egy elöntéstérképének egyidejű Landsat NDVI térképből intenzitás-szegmentálással számított belvíztérképével vetettük össze. A két elöntéstérképen a belvízfoltok 93%os egyezést mutattak.

A fejezet második fele a belvízelöntés kialakulásával kapcsolatos beszivárgási folyamat HYDRUS 1D alapú szimulációját mutatja be [RC 5a]. A modellezett beszivárgás dinamikáját az űrfelvételek idősorával validáltam: azokban az időszakokban, amikor a modell felszínen megmaradó (be nem szivárgó) vizet jelzett, a műholdképek 13 belvizesnek modellezett időpont közül 12 alkalommal mutattak belvizet az M1 pontban, azaz a modellt a S-1 felvételekből készített elöntéstérképpel validáltam, bizonyítva, hogy a modell helyesen írta le a belvízelöntések trendjét [RC 5b]. Azonban a modellezett felszíni elöntés mélysége jóval kisebb volt, mint az

űrfelvételen észlelt belvízfolt DEM segítségével meghatározott mélysége. Kimutattam tehát, hogy a szelvény menti vízmozgás szimulációja még ezen a sík területen sem elegendő a belvízfolt dinamikájának pontos szimulációjára, mert figyelmen kívül hagyja a mikrodomborzat által befolyásolt felszíni összegyülekezést.

A közelítő vízmérlegszámítás eredménye és az űrfelvételből a 2016.01.11-re számított belvíztérfogat között mintegy 20%-os eltérést találtam, ami a belvíztérképezéssel meghatározott elöntés helyes nagyságrendjét igazolja.

RC 6: Az *ötödik fejezet* áttekinti a SEBS-SM modellel, a belvizek radar felvételeken alapuló térképezésével, valamint az adatintegrációval kapcsolatos kutatások további lehetőségeit.

A viszonylag egyszerűbb paraméterezésű egyforrású modellek a legígéretesebbek a területi párolgás nagy felbontású modellezéséhez. Elsősorban a növényzettel kapcsolatos paraméterek további differenciált pontosítása szükséges. Így pl. a SEBS-SM kutatásunk során kidolgozott transzformációs függvényét (SF) az eddigi kutatásba be nem vont, további növényekre is meg kell határozni. Javasolt a gyökérzóna állapotát jobban közelítő kombinált mikrohullámú távérzékelésen alapuló talajnedvesség adatokat bevonni az SF meghatározásába [RC 6a].

A belvízelöntések térképezéséhez a radarképek előfeldolgozásának további fejlesztése szükséges a beesési szögek hatásának pontosabb figyelembevételére. Javasolt a kidolgozott RVI alapú módszer további növényekre való kiterjesztése, valamint ez alapján a leszálló és felszálló műholdpályákról készült felvételek, valamint további műholdak adatainak egységes idősorba való illeszthetőségének vizsgálata. A belvízkialakulás modellezésénél a beszivárgás számszerűsítése mellett mindenképp figyelembe kell venni a felszíni összegyülekezési folyamatokat is [RC 6a].

A SEBS-SM alkalmazása pontosabban határozza meg az aktuális területi párolgást vízstresszes körülmények között, így alkalmazásával pontosabban észlelhetők a vízhiányos helyzetek táblán belüli részletességgel. Az elérhető térbeli felbontást az alkalmazott termális infravörös felvételek felbontása határozza meg. Ez utóbbi hatékonyan javítható a Sentinel felvételekre alkalmazott termális élezési eljárással [RC 6b].

A Sentinel-1 felvételeken alapuló elöntéstérképezést sikeresen alkalmaztuk a nagy tesztterület elöntési térkép idősorának előállítására és az elöntések dinamikájának vizsgálatára, ami a belvízgazdálkodás optimalizálásánál közvetlenül alkalmazható [RC 6b].

6.2 Következtetések

A térinformatika tudományos eredményei fokozatosan beépültek sok természettel foglalkozó tudomány eszköztárába. A földfelszíni folyamatok helyfüggők, és így paramétereik csak a hely és időkoordinátáik ismeretében értelmezhetők. Emiatt a szorosan vett térinformatikai aspektusaik elválaszthatatlanok az adatok szemantikájától.

Az agrohidrológia témaköre a múlt század hatvanas éveitől fokozatosan került előtérbe, majd a nyolcvanas-kilencvenes években jelentősen megerősödött a kutatás ezen a területen (Hoorn, 1988; Petrasovits, 1988). A műholdak által szolgáltatott, nagy térbeli felbontású, rendszeresen gyűjthető adatok újabb lehetőséget nyitottak napjainkban a szakterület előtt. Az értekezésben tárgyalt kutatás célja a szélsőséges agrohidrológiai helyzetek megbízható területi monitorozásához alkalmazható műholdhidrológiai módszerek továbbfejlesztése volt. A témakör interdiszciplináris, a jelen értekezésben a térinformatikából és földmegfigyelésből kiindulva tárgyaltam az agrohidrológiai jelenségeket.

Egy időpontban, különböző módszerekkel mért, egymástól független adatok együttes feldolgozása (esetünkben az optikai és a radar felvételek integrálása) növeli a feldolgozás bemeneti oldalának információtartalmát, azaz az adatokkal jellemzett jelenségtér (nem a fizikai tér!) dimenzióinak számát. Ezzel hozzájárul a kiértékelés minőségének javításához, mint ahogy azt esetünkben a talajnedvesség párolgásszámításba való integrálása bizonyította.

A különböző időpontokban, különböző módszerekkel mért, de egymással korreláló adatok integrációja egységes idősorok kialakítását teszi lehetővé. Erre mutatott példát a Sentinel felvételekre alkalmazott termális élezési módszer, amivel a nagy időbeli, de kis térbeli felbontású MODIS szenzorral mért felszíni hőmérséklet adatokat – a növényzet és a felszínhőmérséklet összefüggésének kihasználásával – nagy időbeli és térbeli felbontású idősorokba lehetett integrálni, és további feldolgozásra, esetünkben párolgásszámításra felhasználni¹⁸.

A különböző időpontokban mért adatok (űrfelvételek) és az azokból megfigyelési modellekkel (például a SEBS-SM modell) meghatározott paraméterek a felszín pillanatnyi állapotát rögzítik. Világunk digitális modellje, a Digitális Föld felszínén azonban dinamikusan változó folyamatokat is reprezentálni kell, amit

¹⁸ A teljesség kedvéért megemlítem, hogy egy itt be nem mutatott kutatásunk során kísérletet tettünk a hasonló térbeli, de különböző időbeli felbontású SPOT 5 optikai és Sentinel-1 radar felvételek együttes alkalmazására mezőgazdasági növények azonosításában (Miguel, Navarro, Rolim, et al., 2016; Navarro, Rolim, Miguel, et al., 2016). Az egy időpontban készült felvételek esetében az integrált osztályozás csak igen kis mértékű pontosságnövekedést eredményezett. A különböző időpontban készült felvételek egységes idősorba illesztése viszont lehetővé tette, hogy a gyakori felhőborítás miatti optikai adathiányt radar felvételekkel pótoljuk.

folyamatmodellezéssel (például a tárgyalt HYDRUS modell) lehet megoldani. Ezek a modellek alkalmazás specifikusak, így a Digitális Föld megvalósítása nem egy nagy rendszerben lesz kivitelezhető, hanem sok felhasználó orientált, de egymással kommunikáló rendszerekben.

A Digitális Föld koncepciójának megvalósítása során az adatok korrelációja, azaz az egymástól való statisztikai függősége nemcsak elkerülhetetlen, de szükséges is az adatok és az információ szemantikus interoperabilitása, azaz interaktív feldolgozhatósága (Augustin, Sudmanns, Tiede, et al., 2019) érdekében.

Mindez praktikus következményekkel is jár. A dolgozatomban bemutatott módszerek még a 2010–2020-as évek személyi számítógépein (kis türelemmel és sok kitartással) kidolgozhatók és futtathatók voltak, azonban országos méretű feldolgozásra való továbbfejlesztésük már csak nagy teljesítményű számítógépekkel, szemantikus adatkockákhoz kötött, felhő alapú implementációval oldható meg.

7 Tudományos eredmények

Az értekezésben ismertetett, általam vezetett kutatások során elért tudományos eredményeket a 7.1. alfejezet, valamint azok alkalmazási lehetőségeit a 7.2. alfejezet foglalja össze.

7.1 Tézisek

1. Tézis:

A SEBS modellben alkalmazott, a felszíni energiamérleg számításánál a hőszállítással szembeni ellenállást kifejező kB⁻¹ paramétert egy talajnedvességtől függő szigmoid transzformációval pontosítottam. A talajnedvességet mikrohullámú műholdadatok alapján integráltam a modellbe. A módosított SEBS-SM modell ritka sztyepp növényzet felett, vízhiányos körülmények között 40%-os javulást eredményezett a szenzibilis hő számításánál az eredeti modellhez képest. Ez a teljes teszt terület, a Konya-medence területére 30%-os csökkenést eredményezett az aktuális párolgásban. Azeredmény helyeségét helyszíni mérések és vízmérlegszámítások bizonvították.

2. Tézis

A SEBS-SM megfigyelési modellel végzett területi párolgás számításra alapozva a törökországi Konya-medencében – egy hidrológiai szempontból mérvadó zárt vízgyűjtőn – számszerűsítettem a beszivárgás területi eloszlását. A medence vízmérlege bizonyította a SEBS-SM helyes működését, valamint kimutathatóvá tette a karsztvízszint csökkenésének okait. Ugyanezen számítások az eredeti SEBS modellel hibás eredményre vezettek volna.

3. Tézis:

Egy termális élezésen alapuló módszerrel különböző, (MODIS, Landsat 8 és Sentinel-2) műholdas szenzorok adatait integráltam nagy felbontású (10 és 30 m) területi párolgási idősorok számítására. A kenyai Naivasha-tó térségének helyszíni adataival összevetve bizonyítottam, hogy a különböző forrásból származó integrált adatsor maximum 15%-os relatív eltérést mutat a referencia adatokhoz képest.

4. Tézis:

Különböző beesési szöggel készült Sentinel 1 radarfelvételeket integráltam nagy időbeli felbontású űrfelvétel idősor létrehozásához. Ehhez három mezőgazdasági növény esetére számszerűsítettem a radar-visszaverődés értékének a beesési szögtől és a növényzet fenológiai állapotától való függését. Kimutattam, hogy a beesési szög normalizálási kitevője a növény fenológiai állapotától függ, és meghatároztam a $\sigma 0$ és a növények fenológiai állapotát jellemző RVI index közötti összefüggést. 5.Tézis:

A HYDRUS-1D kóddal modelleztem a belvízkialakulással kapcsolatos beszivárgási folyamatokat egy belvizes és egy belvízmentes szelvényben. A modellt helyszíni mérési talajnedvesség adatokkal kalibráltam és a beesési szög normalizálásával integrált Sentinel-1 adatsor intenzitás-szegmentálásával készített elöntéstérképekkel validáltam. Vízmérlegszámítással bizonyítottam, hogy a távérzékelési adatokkal validált modell megfelelően írja le a beszivárgási folyamatokat, azonban a felszíni összegyülekezés pontos szimulációjához az 1D modellezés nem elegendő.

7.2 Az eredmények alkalmazási lehetőségei

A kutatás eredményei mezőgazdasági és vízgazdálkodási alkalmazásokat támogató térinformatikai adatkockák létrehozását segítik. Így például a Földmegfigyelési Információs Rendszerhez hasonló adatszolgáltatásokban hasznosulhatnak. Az adatok feldolgozási szintjeinek logikai rendszere megalapozza egy szemantikus földmegfigyelési adatkocka létrehozását.

A SEBS-SM modell lehetővé teszi, hogy a területi párolgást az eddigieknél nagyobb pontossággal lehessen meghatározni, így pontosabban lehet a vízhiánnyal sújtott területeket lehatárolni. Ez regionális szinten az aszály megjelenésének azonosítását pontosítja, míg táblaszinten az öntözési igények helyfüggő meghatározását teszi lehetővé, hozzájárulva a precíziós öntözés tervezéséhez. Az előbbire mutat példát az, hogy SEBS-SM modellel számolt párolgásadatok alapján meghatározott vízmérleg eredményeit a Konya-medencében a helyi vízgazdálkodási szervek figyelembe vették a regionális vízkészletek meghatározásánál. Az eljárás hazánk felszín alatti vízkészletváltozásainak elemzésére is alkalmas.

A felszíni hőmérséklet termális élezésen alapuló leskálázási módszerével további (pl. a jövőben felbocsájtandó) műholdak érzékelőivel mért adatok integrációja is megoldható. Így nagy időbeli felbontású adatkockák hozhatók létre vízgazdálkodási és mezőgazdasági alkalmazások közvetlen támogatására.

A radar-visszaverődés beesési szögtől és felszíni növénytakarótól való függésének ismeretében a különböző pályákról készült űrfelvételek pontosabban integrálhatók. A teljes alkalmazhatóság érdekében azonban az itt bemutatott eredményeket további mezőgazdasági növényre tesztelni kell.

A radar adatsorok belvízmodellezéssel való integrációjának bemutatott módszerei a hazai belvízgazdálkodás optimalizálásához a belvízborítás paramétereinek pontosabb meghatározásával járulnak hozzá.

Az elöntések és az aszály nagy felbontású adatsoraiból azok tartóssága levezethető, amivel az okozott károk pontosabban felmérhetők, valamint a megfelelő földhasználat és a szükséges agrotechnológiai beavatkozások tervezhetők.

8 Köszönetnyilvánítás

Köszönetnyilvánítást legalább olyan nehéz írni, mint értekezést. Utólag jön rá az ember, hogy kimaradt valaki, aki fontos. Mégis megpróbálom felsorolni azokat, akik segítségemre voltak az eredmények elérésében, hiszen a címlapon ugyan csak egy név áll, de az itt ismertetett kutatás alapvetően csapatmunka volt.

Mindenkinek köszönöm tehát, aki segített, bíztatott, inspirált, támogatott, és akire támaszkodva összeállhatott ez az értekezés. Ha valaki kimaradt, az nem az én szándékom szerint van, hanem az ördög incselkedésének következménye.

Az eredményekhez mindkét jelenlegi munkahelyem, a Szent István Egyetem Mezőgazdaság- és Környezettudományi Kara, valamint a hollandiai Twente University, Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation jelentősen hozzájárult. Nem maradhat azonban ki a méltatlanul felszámolt első munkahelyem, a Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóközpont, a VITUKI megemlítése sem.

Elsősorban diákjaimat szeretném megemlíteni, akikkel az együtt végzett MSc és PhD kutatómunka során nemcsak a tanítás, hanem a tőlük való tanulás élményét is átélhettem. Megtisztelő számomra, hogy az én témáim közül választották kutatási feladataikat: Ahmed Abdelrady, Tsitsi Bangira, Florent Demelezi, Laura Dente, Stephen Emmanuel, Taha Ibrahim, Mustafa Gökmen, Grósz János, Anita Khadka, Kollár Szilvia, Daniel K. Kyalo, M. Jahanzeb Malik, Sadiq Al-Maliki, Irina Miguel, Sammy Njuki, Ulanbek Turdukulov és Yun Qiu.

Munkahelyi kollégáim, akikkel közös kutatási projektekben és közös témavezetéseken keresztül működhettem együtt: Csorba Ádám, Fehér Ferenc, Fekete Balázs, Rüdiger Gens, Harkányiné Székely Zsuzsa, Hutyán Róbert, Jolánkai Géza, Juhász Ilona, Kovács Dénes, Kummert Ágnes, Licskó Béla, Maciek Lubczynski, Allard M. J. Meijerink, Mekis Éva, Morvay Kálmán, Nagy Zoltán, Marleen Nooman, Gabriel N. Parodi, Pintér Krisztina, Anupma Prakash, Suhyb Salama, Szalai Sándor, Szegi Tamás, Szöllősi-Nagy András, Bob Su, Joris Timmermans, Tolner László, Christiaan van der Tol, Rogier van der Velde, Patrick van Laake, Arno van Lieshout, Wouter Verhoef és Waltner István.

Együttműködő intézményekből: Frank Annor, Okke Batelaan, Bozán Csaba, Lorenzo Iannini, Xiaomei Jin, Kamal Labbassi, Márkus Béla, Massimo Menenti, Adriaan van Niekerk, Szilágyi Andrea, Boudewijn van Leeuwen, Anne Verhoef és Zilahy Péter.

A magyarországi tesztterület gazdái, akik ellenszolgáltatás nélkül tették lehetővé, hogy szántóföldjükön mérőhelyeket alakítsunk ki: id. Czakó Pál, ifj. Czakó Pál és Gál Edina.

Végén csattan az ostor: Csákiné Michéli Erika. Bíztatása, támogatása nélkül ez a munka nem jött volna létre.

És ha mégis kimaradt volna valaki, kérem bocsássa ezt meg nekem, szívem mélyén rá is gondoltam.

Családom: Marcsi, Bálint, Kristály, Máté, Döme és Judith, köszönöm, hogy mellettem voltatok és vagytok ezen a hosszú úton.

dc_1722_19

9 Hivatkozások

- Abdelrady, A., Timmermans, J., Vekerdy, Z., & Salama, M. S. M. S. (2016). Surface energy balance of fresh and saline waters: AquaSEBS. *Remote Sensing*, 8(7), 583. https://doi.org/10.3390/rs8070583
- Akdim, N., Alfieri, S., Habib, A., Choukri, A., Cheruiyot, E., Labbassi, K., & Menenti, M. (2014). Monitoring of irrigation schemes by remote sensing: phenology versus retrieval of biophysical variables. Remote Sensing. https://doi.org/10.3390/rs6065815
- Alkema, D., Bijker, W., Sharifi, A., Vekerdy, Z., & Verhoef, W. (2013). Data integration. In V. Tolpekin & A. Stein (Eds.), *The Core of GIScience* (pp. 373– 426). Enschede, the Netherlands: International Institute for Geo-information Science & Earth Observation (ITC).
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspirition: Guidelines for computing crop requirements. Rome, Italy: FAO. http://www.kimberly.uidaho.edu/water/fao56/fao56.pdf
- Allen, R., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop requirements. *Irrigation and Drainage Paper* No. 56, FAO, (56), 300. https://doi.org/10.1016/j.eja.2010.12.001
- Alsdorf, D. E., & Lettenmaier, D. P. (2003). Tracking fresh water from space. Science, 301(September), 1491–1494. https://science.sciencemag.org/ content/301/5639/1491/tab-pdf
- Alsdorf, D. E., Rodriguez, E., & Lettenmaier, D. P. (2007). Measuring surface water from space. *Reviews of Geophysics*, 45(2). https://doi.org/10.1029/2006rg000197
- Amenu, G. G., Kumar, P., & Liang, X.-Z. (2005). Interannual variability of deeplayer hydrologic memory and mechanisms of its influence on durface energy fluxes. *Journal of Climate*, 18(December 1), 5024–5045.
- Antal, E., & Posza, I. (1970). A különbözö növényállományok növénykonstansai és változásuk a tenyészidő folyamán. Publication of the Hungarian Meteorological Service (Vol. XXXV.). Budapest, Hungary: OMSZ.
- Ardila, J. P., Tolpekin, V., & Bijker, W. (2010). Angular backscatter variation in L-band ALOS ScanSAR images of tropical forest areas. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 7(4), 821–825. https://doi.org/10.1109/LGRS.2010.2048411
- Aschbacher, J. (2017). ESA's Earth observation strategy and Copernicus. In Satellite Earth Observations and Their Impact on Society and Policy (pp. 81– 86). Singapore: Springer Open. https://doi.org/10.1007/978-981-10-3713-9
- Augustin, H., Sudmanns, M., Tiede, D., Lang, S., & Baraldi, A. (2019). Semantic earth observation data cubes. *Data*, 4, 102. https://doi.org/ 10.3390/data4030102

Babos, Z., & Mayer, L. (1939). Az ármentesítések, belvízrendezések és lecsapoläsok fejlődése Magyarországon. Vízügyi Közlemények, XXI(2), 227–287. https://library.hungaricana.hu/hu/view/VizugyiKozlemenyek 1939/

Balázs, B. (2015). Belvíz-veszélyeztetettség vizsgálata. Debreceni Egyetem.

- Balázs, F. (1947). A gyepek termesbecslese növényszociológiai felvételek alapján. *Agrártudomány*, 1(1), 26–35.
- Balogh, E. (2009). Szakirodalmi áttekintés a hazai belvizekről. *Hidrológiai Közlöny*, 89(4), 53–55. https://library.hungaricana.hu/en/view/HidrologiaiKozlony_2009/?pg=258& layout=s
- Bangira, T., Iannini, L., Menenti, M., Niekerk, A. Van, & Vekerdy, Z. (2019). Flood Extent Mapping in the Caprivi Floodplain Using Sentinel-1 Time Series. *TBD*, 14(8), 1–14.
- Barabási, A.-L. (2018). *Network science*. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1145/1557019.1557025
- Bastiaanssen, W. G. M., Allen, R. G., Droogers, P., D'Urso, G., & Steduto, P. (2007). Twenty-five years modeling irrigated and drained soils: State of the art. *Agricultural Water Management*. https://doi.org/10.1016/j.agwat.2007.05.013
- Bastiaanssen, W. G. M., & Bos, M. G. (1999). Irrigation performance indicators based on remotely sensed data: A review of literature. *Irrigation and Drainage Systems*, 13(4), 291–311. http://www.sciencedirect.com/science/ article/B6WPY-40HV76S-XM/2/ee65bff19e923850613b6edc53209d41
- Bastiaanssen, W. G. M., Karimi, P., Rebelo, L. M., Duan, Z., Senay, G., Muttuwatte, L., & Smakhtin, V. (2014, October). Earth observation based assessment of the water production and water consumption of Nile basin agroecosystems. *Remote Sensing*, 6, 2014. MDPI.
- Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. a., Holtslag, a. a M., Pelgrum, H., Wang, J., ... Holtslag, a. a M. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 212–213(1–4), 198–212. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4
- Bayari, C. S., Ozyurt, N. N., & Kilani, S. (2009). Radiocarbon age distribution of groundwater in the Konya Closed Basin, central Anatolia, Turkey. *Hydrogeology Journal*, 17(2), 347–365. https://doi.org/10.1007/s10040-008-0358-2
- Bayat, B., Tol, C. Van Der, Yang, P., & Verhoef, W. (2019). Extending the SCOPE model to combine optical reflectance and soil moisture observations for remote sensing of ecosystem functioning under water stress conditions. *Remote Sensing* of *Environment*, 221(August 2018), 286–301. https://doi.org/10.1016/ j.rse.2018.11.021
- Bayat, B., van der Tol, C., & Verhoef, W. (2016). Remote sensing of grass response to drought stress using spectroscopic techniques and canopy reflectance model inversion. *Remote Sensing*, 8, 557. https://doi.org/10.3390/rs8070557
- Bennett, J. (2010). *OpenStreetMap.* Birmingham, UK: Packt Publishing Ltd. https://books.google.nl/books?id=SZfqRcPXApoC

- Benninga, H.-J. F., van der Velde, R., & Su, Z. (2020). Sentinel/⁻¹ soil moisture content and its uncertainty over sparsely vegetated fields. *Journal of Hydrology* X, 9(October), 100066. https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2020.100066
- Beszédes, J. (1831). *Magyarországi hydrotechnikábol próbául*. Pest: Petrózai Trattner J. M. és Károlyi István.
- Bhattarai, N., Mallick, K., Brunsell, N. A., Sun, G., & Jain, M. (2018). Regional evapotranspiration from image-based implementation of the Surface Temperature Initiated Closure (STIC1.2) model and its validation across an aridity gradient in the conterminous United. *Hydrology & Earth System Sciences*, 22(September), 2311–2341. https://doi.org/10.5194/hess-2017-535
- Blad, B. L., Walter-Shea, E. A., Mesarch, M. A., Hays, C. J., Starks, P. J., Deering, D. W., & Eck, T. F. (2009). Estimating net radiation with remotely sensed data: Results from KUREX - 91 and FIFE studies. *Remote Sensing Reviews*, 17(1-4), 55-71. https://doi.org/10.1080/02757259809532363
- Bordogna, G. (2018). Geoinformatics in citizen science. *ISPRS International Journal* of Geo-Information, 7, 474. https://doi.org/10.3390/ijgi7120474
- Bosveld, F. C., Holtslag, A. A. M., & van den Hurk, B. J. J. M. (1999). Interpretation of crown radiation temperatures of a dense Douglas fir forest with similarity theory. *Boundary-Layer Meteorology*, 92, 429–451.
- Bowen, I. S. (1926). The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review*, 27, 779–787.
- Bozán, C., Körösparti, J., Pásztor, L., Kuti, L., Kozák, P., & Pálfai, I. (2009). Gisbased mapping of excess water inundation hazard in Csongrád county (Hungary). Analele Universității Din Oradea, XIV(2000), 678–684.
- Bozán, C., Körösparti, J., Pásztor, L., & Pálfai, I. (2013). Excess Water Hazard Mapping on the South Great Hungarian Plain. In 13th International Conference on Environmental Science and Technology (CEST) (pp. 5–7).
- Bozán, C., Körösparti, J., Túri, N., Kun, Á., Pásztor, L., Kuti, I., ... Orlóci, I. (2018). A belvíz-veszélyeztetettség térképezésének eredményei és újabb módszertani fejlesztései a NAIK ÖVKI-ben. In Országos Belvízvédelmi, Vízrendezési és Vízhasznosítási Konferencia. Baja, Hungary: NKE Víztudományi Kar.
- Bozó, L. (2017). A víz és a légköri folyamatok a hidrológiai ciklus atmoszferikus része. *Magyar Tudomány*, 178, 1198–1205. https://doi.org/10.1556/2065.178.2017.10.3
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere*. Dordrecht, the Netherlands: Springer.
- Bruzzone, L., Marconcini, M., Wegmüller, U., & Wiesmann, A. (2004). An advanced system for the automatic classification of multitemporal SAR images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(6), 1321–1334. https://doi.org/10.1109/TGRS.2004.826821
- Budapesti Víz Világtalálkozó. (2013). Fenntarthatóság a világban vízbiztonság a világban. Budapest. https://www.budapestwatersummit.hu/data/images/Budapesti_Viz_Vilagtalalkozo_Nyilatkozata.pdf

- CATDS. (2019). L4 Land research products SMOS level 4 research products for land surfaces. Letöltés: October 1, 2019, https://www.catds.fr/Products/ Available-products-from-CEC-SM/L4-Land-research-products
- Chaouch, N., Temimi, M., Hagen, S., Weishampel, J., Medeiros, S., & Khanbilvardi, R. (2012). A synergetic use of satellite imagery from SAR and optical sensors to improve coastal fl ood mapping in the Gulf of Mexico. *Hydrological Processes*, 26, 1617–1628. https://doi.org/10.1002/hyp.8268
- Chaudhuri, S., & Dayal, U. (1997). An Overview of Data Warehousing and OLAP Technology. SIGMOD Record, 26(1), 65–74. https://doi.org/ 10.1145/248603.248616
- Chaves, M. M., Costa, J. M., Zarrouk, O., Pinheiro, C., Lopes, C. M., & Pereira, J. S. (2016). Controlling stomatal aperture in semi-arid regions—The dilemma of saving water or being cool? *Plant Science*, 251, 54–64. https://doi.org/10.1016/j.plantsci.2016.06.015
- Chilton, J. (1996). Groundwater. In D. Chapman (Ed.), Water quality assessments - A guide to use of biota, sediments and water in environmental monitoring (Second edt, pp. 394–482). UNESCO/WHO/UNEP. https://doi.org/ 10.4324/9780203476710
- Chirouze, J., Boulet, G., Jarlan, L., Fieuzal, R., Rodriguez, J. C., Ezzahar, J., ... Chehbouni, G. (2014). Intercomparison of four remote-sensing-based energy balance methods to retrieve surface evapotranspiration and water stress of irrigated fields in semi-arid climate. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(3), 1165–1188. https://doi.org/10.5194/hess-18-1165-2014
- Choudhury, B. J., & Monteith, J. L. (1988). A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114(480), 373–398.
- Cleugh, H. A., Leuning, R., Mu, Q., & Running, S. W. (2007). Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 106, 285–304. https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.07.007
- Clothier, B. E., Clawson, K. L., Pinter, P. J., Moran, M. S., Reginato, R. J., & Jackson, R. D. (1986). Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa. *Agricultural and Forest Meteorology*, 37, 319–329.
- Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., & Ginn, T. R. (1984). A statistical exploration of the relationships of soil-moisture characteristics to the physicalproperties of soils. *Water Resources Research*, 20(6), 682–690. https://doi.org/10.1029/WR020i006p00682
- Craglia, M., de Bie, K., Jackson, D., Pesaresi, M., Remetey-Fülöpp, G., Wang, C., ... Woodgate, P. (2012). Digital Earth 2020: Towards the vision for the next decade. *International Journal of Digital Earth*, 5(1), 4–21. https://doi.org/10.1080/17538947.2011.638500
- Csorba, A., Szegi, T., Fodor, H., Bukombe, B., Uwiragiye, Y., Naramabuye, F. X., & Michéli, E. (2019). Characterization of rice agriculture in the Southern Province of Rwanda by means of microwave remote sensing. *Physics and Chemistry of the Earth*, 112(April 2018), 58–65. https://doi.org/

10.1016/j.pce.2019.02.002

- DE Africa Consortium. (2020). Digital Earth Africa. Letöltés: https://www.digitalearthafrica.org/index.php/
- De Vries, B., Huang, C., Lang, M. W., Jones, J. W., Huang, W., Creed, I. F., & Carroll, M. L. (2017). Automated quantification of surface water inundation in wetlands using optical satellite imagery. *Remote Sensing*, 9(8). https://doi.org/10.3390/rs9080807
- Deák, B., Valkó, O., Alexander, C., Mücke, W., Kania, A., Tamás, J., & Heilmeier, H. (2014). Fine-scale vertical position as an indicator of vegetation in alkali grasslands – Case study based on remotely sensed data. *Flora*, 209(12), 693– 697. https://doi.org/10.1016/j.flora.2014.09.005
- Delle Rose, M., Fidelibus, C., & Martano, P. (2018). Assessment of Specific Yield in Karstified Fractured Rock through the Water-Budget Method. *Geosciences*, 8(9), 344. https://doi.org/10.3390/geosciences8090344
- Dente, L., Vekerdy, Z., de Jeu, R., & Su, Z. (2013). Seasonality and autocorrelation of satellite-derived soil moisture products. *International Journal of Remote Sensing*, 34(9–10), 3231–3247. https://doi.org/10.1080/01431161.2012.716923
- Dente, L., Vekerdy, Z., Su, Z., & Ucer, M. (2011). Twente soil moisture and soil temperature monitoring network. Enschede: Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation (ITC), University of Twente. http://www.itc.nl/library/papers 2011/scie/dente twe.pdf
- Donlon, C., Berruti, B., Buongiorno, A., Ferreira, M. H., Féménias, P., Frerick, J., ... Sciarra, R. (2012). The Global Monitoring for Environment and Security (GMES) Sentinel-3 mission. *Remote Sensing of Environment*, 120(2012), 37– 57. https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.07.024
- Drusch, M., Del Bello, U., Carlier, S., Colin, O., Fernandez, V., Gascon, F., ... Bargellini, P. (2012). Sentinel-2: ESA's Optical High-Resolution Mission for GMES Operational Services. *Remote Sensing of Environment*, 120, 25–36. https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.11.026
- Du, J., Song, K., Wang, Z., Zhang, B., & Liu, D. (2013). Evapotranspiration estimation based on MODIS products and surface energy balance algorithms for land (SEBAL) model in Sanjiang Plain, Northeast China. *Chinese Geographical Science*, 23(1), 73–91. https://doi.org/10.1007/s11769-013-0587-8
- Dubois, P. C., Zyl, J. Van, & Engman, T. (1995a). Corrections to "Measuring soil moisture with imaging radars." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote* Sensing, 33(6), 9415882.
- Dubois, P. C., Zyl, J. Van, & Engman, T. (1995b). Measuring soil moisture with imaging radars. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33(4), 915–926.
- Eilander, D. M., Annor, F. O., Iannini, L., & van de Giesen, N. (2014). Remotely sensed small reservoir monitoring: A Bayesian approach. *Remote Sens.*, 6(May 2014), 1191–1210.
- ENSZ. Fenntartható fejlődési keretrendszer 2030 Agenda 2030 (2015). Paris.

 $http://ensz.kormany.hu/a-2030\mbox{-}fenntarthato\mbox{-}fejlodesi\mbox{-}keretrendszer\mbox{-}agenda-2030\mbox{-}$

- Entekhabi, D., & Eagleson, P. S. (1989). Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including subgrid scale spatial variability. *Journal of Climate*, 2(August), 816–831.
- ESA/ESRIN. (1995). First ERS Thematic Working Group meeting on flood monitoring. In *First ERS Thematic Working Group meeting on flood monitoring - 26-27 June, 1995 - ESRIN, Frascati, Italy* (p. 414). Frascati, Italy: ESA.
- ESA. (2014). Optical properties of ice and snow. Letöltés: https://www.esa.int/SPECIALS/Eduspace Global EN/SEMPJ7TWLUG 0.html
- ESA. (2018). Satellite Earth Observations in Support of the Sustainable Development Goals. *Report.*
- ESA. (2020a). Digital Twin Earth. Letöltés: November 23, 2020, https://www.esa.int/ESA_Multimedia/Images/2020/09/Digital_Twin_Earth
- ESA. (2020b). Euro data cube. Letöltés: https://eo4society.esa.int/resources/euro-data-cube/
- EUMETSAT. (n.d.). EUMETSAT website Satellite Application Facilities. Letöltés: November 5, 2019, https://www.eumetsat.int/website/home/ Satellites/GroundSegment/Safs/index.html
- Famiglietti, J. S., Cazenave, A., Eicker, A., Teager, J. T., Rodell, M., & Velicogna, I. (2015). Satellites provide the big picture. *Science*, 349(6249), 684–685. https://doi.org/10.1126/science.aac9238
- Famiglietti, J. S., Ryu, D., Berg, A. A., Rodell, M., & Jackson, T. J. (2008). Field observations of soil moisture variability across scales. Water Resources Research, 44(1), 1–16. https://doi.org/10.1029/2006WR005804
- Fekete, B., Licskó, B., & Vekerdy, Z. (1989). A távérzékelés a vízgazdálkodás szolgálatában. Magyar Vízgazdálkodás, 29(4), 8–12.
- Fekete, B. M., Robarts, R. D., Kumagai, M., Nachtnebel, H.-P., Odada, E., & Zhulidov, A. V. (2015). Time for in situ renaissance. *Science*, 349(6249), 685– 686. https://doi.org/10.1126/science.aac7358
- Filipponi, F. (2019). Sentinel-1 GRD Preprocessing Workflow. Proceedings, 18(1), 11. https://doi.org/10.3390/ecrs-3-06201
- Flatau, P. J., Walko, R. L., & Cotton, W. R. (1992). Polynomial fits to saturation vapor pressure. *Journal of Applied Meteorology*, 31, 1507–1513.
- Foken, T. (2008). The energy balance closure problem: An overview. *Ecological Applications*, 18(6), 1351–1367. https://doi.org/10.1890/06-0922.1
- Foken, T., Mauder, M., Liebethal, C., Wimmer, F., Beyrich, F., Leps, J.-P., ... Bange, J. (2009). Energy balance closure for the LITFASS-2003 experiment. *Theoretical and Applied Climatology*, 101(1-2), 149–160. https://doi.org/10.1007/s00704-009-0216-8
- Frazier, P. S., & Page, K. J. (2000). Water body detection and delineation with Landsat TM data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 66(12), 1461–1467.

- Frulla, L. A., Milovich, J. A., Karszenbaum, H., & Gagliardini, D. A. (1998). Radiometric corrections and calibration of SAR images. In T. Stein (Ed.), *IGARSS `98 - 1998 International Geoscience and Remore Sensing Symposium*, *Proc. vols 1-5: Sensing and managing the environment* (pp. 1147–1149). New York, USA: IEEE. https://doi.org/10.1109/IGARSS.1998.699700
- Fung, A. K., Li, Z., & Chen, K. S. (1992). Backscattering from a randomly rough dielectric surface. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(2), 356–369.
- Gaastra, P. (1959). Photosynthesis of crop plants as influenced by light, carbon dioxide, temperature, and stomatal diffusion resistance. Meded. Landbouwhogesch. Wageningen. Landbouwhogeschool te Wageningen. http://library.wur.nl/WebQuery/clc/104548
- Gao, B. (1996). NDWI A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*, 58(3), 257–266. https://doi.org/10.1016/s0034-4257(96)00067-3
- Gauthier, Y., Bernier, M., & Fortin, J. P. (1998). Aspect and incidence angle sensitivity in ers-1 sar data. *International Journal of Remote Sensing*, 19(10), 2001–2006. https://doi.org/10.1080/014311698215117
- GCOS. (2010). Implementation plan for the Global Observing System for Climate in support of the UNFCCC (2010 update) (Vol. 138). Geneva, Switzerland. https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=3851
- Ghilain, N. (2016). Continental scale monitoring of subdaily and daily evapotranspiration enhanced by the assimilation of surface soil moisture derived from thermal infrared geostationary data. In P. K. Srivastava, G. P. Petropoulos, & Y. H. Kerr (Eds.), *Satellite soil moisture retrieval - techniques* and applications (pp. 309–332). Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803388-3.00016-4
- Gökmen, M. (2013). Earth observation for quantifying ecohydrological fluxes & interrelations: a regional case: the Konya Closed Basin, Turkey. ITC Dissertation. University of Twente Faculty of Geo-Information and Earth Observation (ITC), Enschede. http://www.itc.nl/library/papers_2013/ phd/gokmen.pdf
- Gokmen, M., Vekerdy, Z., Lubczynski, M. W., Timmermans, J., Batelaan, O., & Verhoef, W. (2012). Improving spatially distributed water balance quantification with RS-based evapotranspiration and precipitation at a large semi-arid basin scale. *Journal of Hydrometeorology*.
- Gokmen, M., Vekerdy, Z., Lubczynski, M. W., Timmermans, J., Batelaan, O., & Verhoef, W. (2013). Assessing groundwater storage changes using remote sensing-based evapotranspiration and precipitation at a large semiarid basin scale. *Journal of Hydrometeorology*, 14(6), 1733–1753. https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-0156.1
- Gokmen, M., Vekerdy, Z., Verhoef, A., Verhoef, W., Batelaan, O., & van der Tol,
 C. (2012). Integration of soil moisture in SEBS for improving evapotranspiration estimation under water stress conditions. *Remote Sensing*

of Environment, 121, 261–274. https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.02.003

- Gokmen, M., Vekerdy, Z., Verhoef, W., & Batelaan, O. (2013). Satellite-based analysis of recent trends in the ecohydrology of a semi-arid region. *Hydrology* & Earth System Sciences, 17(10), 6193–6235.
- Google. (2015). Our history in depth. Letöltés: https://web.archive.org/web/20160406123606/http://www.google.co.uk/abou t/company/history/#2005
- Gore, A. (1998). The Digital Earth: Understanding our planet in the 21st century. Australian Surveyor. https://doi.org/10.1080/00050326.1998.10441850
- Guo, H., Goodchild, M. F., & Annoni, A. (Eds.). (2020). Manual of Digital Earth. Manual of Digital Earth. Singapore: Inetrnational Society for Digital Earth and Springer Open. https://doi.org/10.1007/978-981-32-9915-3 7
- Hargreaves, G. H. (1989). Accuracy of Estimated Reference Crop Evapotranspiration. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 115(6), 1000–1007. https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1989)115:6(1000)
- Hársfalvai, M., Horváth, J., Kovács, A., Licskó, B., Pál, J., Szilágyi, A., & Vekerdy, Z. (1990). Útmutató a távérzékelési módszerek alkalmazására a meliorációs kiviteli tervezésben (Application of remote sensing methods in the planning of amelioration). Budapest, Hungary: FÖMI.
- Heacock, E. L., Afanasiev, Y. A., Honvault, C., Yoshida, T., & Gopala Rao, U. V. (1986). Future world meteorological satellite systems. Acta Astronautica, 14, 277–285.
- Hedley, J. D., Roelfsema, C. M., Chollett, I., Harborne, A. R., Heron, S. F., Weeks, S. J., ... Mumby, P. J. (2016). Remote Sensing of Coral Reefs for Monitoring and Management: A Review. *Remote Sensing*, 8, 118. https://doi.org/10.3390/rs8020118
- Heusinkveld, B. G., Jacobs, A. F. G., Holtslag, A. A. M., & Berkowicz, S. M. (2004). Surface energy balance closure in an arid region: Role of soil heat flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, 122(1-2), 21-37. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2003.09.005
- Hillel, D. (2003). Introduction to environmental soil physics. (D. Hillel, Ed.). Burlington: Academic Press. https://doi.org/10.1016/B978-012348655-4/50000-9
- Hinckley, T. M., Brooks, J. R., Cermák, J., Ceulemans, R., Kucera, J., Meinzer, F. C., & Roberts, D. A. (1994). Water flux in a hybrid poplar stand.pdf. *Tree Physiology*, 14, 1005–1018.
- Hirpa, F. A., Salamon, P., Beck, H. E., Lorini, V., Alfieri, L., Zsoter, E., & Dadson, S. J. (2018). Calibration of the Global Flood Awareness System (GloFAS) using daily streamflow data. *Journal of Hydrology*, 566(July), 595–606. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.09.052
- Hoorn, J. W. (Ed.). (1988). Agrohydrology: recent developments. Proceedings of the symposium Agrohydrology at the International Agricultural Centre IAC Wageningen, the Netherlands, 1987. 09. 29. - 1987. 10. 01. Wageningen, the Netherlands: Elsevier Science.

- House of Representatives. A bill to provide authorization of appropriations for activities under the Land Remote-Sensing Commercialization Act of 1984. (1985). Washington D.C., USA: House of Representatives. https://www.congress.gov/bill/99th-congress/house-bill/2800
- Idso, S. B., Jackson, R. D., & Reginato, R. J. (1975). Estimating Evaporation: A Technique Adaptable to Remote Sensing. *Science*, 189(4207), 991 LP – 992. https://doi.org/10.1126/science.189.4207.991
- Jain, S. K., Singh, R. D., Jain, M. K., & Lohani, A. K. (2005). Delineation of floodprone areas using remote sensing techniques. Water Resources Management, 19(4), 333–347. https://doi.org/10.1007/s11269-005-3281-5
- Jin, X., Zhu, X., & Xue, Y. (2019). Satellite-based analysis of regional evapotranspiration trends in a semi-arid area. *International Journal of Remote* Sensing, 40(9), 3267–3288. https://doi.org/10.1080/01431161.2018.1500727
- Johnson, A. I. (1966). *Compilation of specific yield for various materials*. Denver, Colorado, USA.
- Kääb, A., Winsvold, S. H., Altena, B., Nuth, C., Nagler, T., & Wuite, J. (2016). Glacier remote sensing using sentinel-2. part I: Radiometric and geometric performance, and application to ice velocity. *Remote Sensing*, 8(7). https://doi.org/10.3390/rs8070598
- Károlyi, Z. (1960). A vízhasznosítás, vízépítés és vízgazdálkodás története Magyarországon (13. szám). Budapest: Tankönyvkiadó.
- Karthikeyan, L., Pan, M., Wanders, N., Kumar, D. N., & Wood, E. F. (2017a). Four decades of microwave satellite soil moisture observations: Part 1 . A review of retrieval algorithms. *Advances in Water Resources*, 109, 106–120. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.09.006
- Karthikeyan, L., Pan, M., Wanders, N., Kumar, D. N., & Wood, E. F. (2017b). Four decades of microwave satellite soil moisture observations: Part 2. Product validation and inter-satellite comparisons. Advances in Water Resources, 109, 236–252. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.09.010
- Khadka, A. (2019). Integrating remote sensing and infiltration model to analyze the ponding dynamics in Hungary. University of Twente.
- Khanal, S., Lutz, A. F., Immerzeel, W. W., de Vries, H., Wanders, N., & van der Hurk, B. (2019). The impact of meteorological and hydrological memory on compound peak flows in the Rhine River Basin. *Atmosphere*, 10, 171. https://doi.org/10.3390/atmos10040171
- Khand, K., Taghvaeian, S., Gowda, P., & Paul, G. (2019). A Modeling Framework for Deriving Daily Time Series of Evapotranspiration Maps Using a Surface Energy Balance Model. *Remote Sensing*, 11(5), 508. https://doi.org/10.3390/rs11050508
- Kienitz, G. (1972). Belvízrendezés hidrológiai alapjai kutatásának kritikai fejlődéstörténete. Budapest, Hungary: Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet.
- Kim, Y., & Van Zyl, J. J. (2009). A time-series approach to estimate soil moisture using polarimetric radar data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote*

Sensing, 47(8), 2519–2527. https://doi.org/10.1109/TGRS.2009.2014944

- Kollár, S., Vekerdy, Z., & Márkus, B. (2015). Remote sensing analysis of riparian vegetation habitats. *International Journal of Geoinformatics*, 11(4), 63–67.
- Kozák, P. (2006). A belvízjárás összefüggéseinek vizsgálata az Alföld délkeleti részén , a vízgazdálkodás európai elvárásainak tükrében. Szegedi Tudományegyetem, Szeged, Hungary.
- Kozák, P. (2009). Belvízi kockázat térképezés végrehajtásának eddigi tapasztalatai. In Magyar Hidrológiai Társaság XXVII. Országos Vándorgyűlés (pp. 486–493). Baja, Hungary: Magyar Hidrológiai Társaság. http://apps.arcanum.hu/ app/hidrologia/view/HidrologiaiVandorgyules_2009_27/?pg=485&layout=s
- Kozma, Z. (2019). A síkvidéki hidrológia és a belvíz vizsgálat a folyamatalapú modellezés sel: kihívások és lehetőségek. *Hidrológiai Közlöny*, 99(2), 27–38.
- Krasznicsán, L. (2017). A Vízügyi Repülő Szolgálat története és légi eszközei. RS&GIS Távérzékelési Technológiák És Térinformatika Online, 7(2), 517–521. http://www.rsgis.hu/RS&GIS-2017-2.pdf
- Kustas, W. P., & Daughtry, C. S. T. (1990). Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data. Agricultural and Forest Meteorology, 49(3), 205–223.
- Kustas, W. P., Norman, J. M., Anderson, M. C., & French, A. N. (2003). Estimating subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation indexradiometric temperature relationship. *Remote Sensing of Environment*, 85(4), 429–440. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(03)00036-1
- Kvassay, J. (1875). Vizeinkről. Budapest: Legrády Testvérek. https://mandadb.hu/ common/file-servlet/document/869372/default/doc_url/BALL_000113_011. pdf
- Kyalo, D. K. (2017). Sentinel-2 and MODIS land surface temperature-based evapotranspiration for irrigation efficiency calculations. University of Twente, Enschede, the Netherlands. http://www.itc.nl/library/papers_2017/msc/ wrem/kyalo.pdf
- Lee, J. G., & Kang, M. (2015). Geospatial Big Data: Challenges and Opportunities. Big Data Research, 2(2), 74–81. https://doi.org/10.1016/j.bdr.2015.01.003
- Lee, J. S. (1980). Digital image-enahncement and noise filtering by use of local statistics. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 2(2), 165–168. https://doi.org/10.1109/TPAMI.1980.4766994
- Li, Y., Yu, M., Xu, M., Yang, J., Sha, D., Liu, Q., & Yang, C. (2020). Big data and cloud computing. In H. Guo, M. F. Goodchild, & A. Annoni (Eds.), *Manual of Digital Earth* (pp. 325–355). Singapore: Inetrnational Society for Digital Earth and Springer Open. https://doi.org/10.14778/1920841.1921063
- Li, Z., Tang, W., Huang, Q., Shook, E., & Guan, Q. (2020). Introduction to big data computing for geospatial applications. ISPRS International Journal of Geo-Information (Vol. 9). MDPI. https://doi.org/10.3390/ijgi9080487
- Liang, S. (2000). Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: I. Algorithms. *Remote Sensing of Environment*, 76(2), 213–238. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00068-8

- Licskó, B. (2009). A belvizek légi felmérésének tapasztalatai. In *Magyar Hidrológiai Társaság XXVII. Országos Vándorgyűlés* (pp. 503–513). Baja, Hungary: Magyar Hidrológiai Társaság. http://apps.arcanum.hu/app/hidrologia/view/ HidrologiaiVandorgyules 2009 27
- Licskó, B., & Vekerdy, Z. (1984). A távérzékelés módszereinek alkalmazása egy délkelet- magyarországi belvízöblözet feltárásában. In *Földfelszíni és* meteorológiai megfigyelések a világürböl, 5. FÖLDFOTÓ kongresszus (Vol. 1, pp. 98–106). Budapest, Hungary: Magyar Asztronautikai Társaság.
- Licskó, B., Vekerdy, Z., Szilágyi, A., & Busics, I. (1988). Távérzékelési módszertani útmutató a meliorációs tanulmánytervek készítéséhez (Manual of remote sensing methods in the pilot planning of land reclamation measures). Budapest, Hungary: FÖMI.
- Lievens, H., Verhoest, N. E. C., De Keyser, E., Vernieuwe, H., Matgen, P., Álvarez-Mozos, J., & De Baets, B. (2011). Effective roughness modelling as a tool for soil moisture retrieval from C- and L-band SAR. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(1), 151–162. https://doi.org/10.5194/hess-15-151-2011
- Ligtvoet, W., & et al. (2018). *The geography of future water challenges*. The Hague, The Netherlands. www.pbl.nl/en
- Liu, C., Chen, Z., Shao, Y., Chen, J., Tuya, H., & Pan, H. (2019). Research advances of SAR remote sensing for agriculture applications: A review. *Journal of Integrative Agriculture*, 18(3), 506–525. https://doi.org/10.1016/S2095-3119(18)62016-7
- Lu, J., Li, Z.-L., Tang, R., Tang, B.-H., Wu, H., Yang, F., ... Zhou, G. (2013). Evaluating the SEBS-estimated evaporative fraction from MODIS data for a complex underlying surface. *Hydrological Processes*, 27(22), 3139–3149. https://doi.org/10.1002/hyp.9440
- Lu, S., Ouyang, N., Wu, B., Wei, Y., & Tesemma, Z. (2013). Lake water volume calculation with time series remote-sensing images. *International Journal of Remote Sensing*, 34(22), 7962–7973. https://doi.org/10.1080/ 01431161.2013.827814
- Lu, Y., Dong, J., & Stelle-Dunne, S. C. (2019). Impact of soil moisture data resolution on soil moisture and surface heat flux estimates through data assimilation - A case study in the Southern Great Plains. *Journal of Hydrometeorology*, 20(April), 715–730. https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0234.1
- Lubczynski, M. W., & Gurwin, J. (2005). Integration of various data sources for transient groundwater modeling with spatio-temporally variable fluxes--Sardon study case, Spain. *Journal of Hydrology*, 306(1-4), 71-96. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.038
- Lyzenga, D. R. (1978). Passive remote-sensing techniques for mapping water depth and bottom features. *Applied Optics*, 17(3), 379–383. https://doi.org/10.1364/AO.17.000379
- Ma, Y., Liu, S., Song, L., Xu, Z., Liu, Y., Xu, T., & Zhu, Z. (2018). Estimation of daily evapotranspiration and irrigation water efficiency at a Landsat-like scale

for an arid irrigation area using multi-source remote sensing data. *Remote Sensing of Environment*, 216(December 2016), 715–734. https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.07.019

- Malik, M. J., van der Velde, R., Vekerdy, Z., & Su, Z. (2014). Improving modeled snow albedo estimates during the spring melt season. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(12), 7311–7331. https://doi.org/10.1002/ 2013JD021344
- Mandanici, E., & Bitelli, G. (2016). Preliminary comparison of sentinel-2 and landsat 8 imagery for a combined use. *Remote Sensing*, 8(12). https://doi.org/10.3390/rs8121014
- Mann, H. B., & Whitney, D. R. (1947). On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other. *The Annals of Mathematical Statistics*, 18(1), 50–60. https://doi.org/10.1214/aoms/1177730491
- Manna, A. J. (1985). 25 Years of TIROS Satellites. Bulletin of the American Meteorological Society, 66(4), 421–423. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1985)066<0421:YOTS>2.0.CO;2
- Martinis, S., Twele, A., & Voigt, S. (2009). Towards operational near real-time flood detection using a split-based automatic thresholding procedure on high resolution TerraSAR-X data. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9(2), 303–314. https://doi.org/10.5194/nhess-9-303-2009
- Martins, V. S., Barbosa, C. C. F., de Carvalho, L. A. S., Jorge, D. S. F., Lobo, F. de L., & de Moraes Novo, E. M. L. (2017). Assessment of atmospheric correction methods for sentinel-2 MSI images applied to Amazon floodplain lakes. *Remote Sensing*, 9(4), 322. https://doi.org/10.3390/rs9040322
- McFeeters, S. K. (1996). The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*, 17(7), 1425–1432. https://doi.org/10.1080/01431169608948714
- Meijerink, A. M. J., Gieske, A. S. M., & Vekerdy, Z. (2005). Surface energy balance using satellite data for the water balance of a traditional irrigation—wetland system in SW Iran. *Irrigation and Drainage Systems*, 19(1), 89–105. https://doi.org/10.1007/s10795-005-4348-4
- Meijerink, A. M. J., & Vekerdy, Z. (2003). Satellite images for the monitoring of wetlands and assessing their water budgets. In P. S. Roy (Ed.), *Geoinformatics* for tropical ecosystems (pp. 513–538). Dehra Dun, India: Bishen Singh Mahendra Pal Singh.
- Mekis, É., & Hogg, W. D. (1999). Rehabilitation and analysis of Canadian daily precipitation time series. Atmosphere - Ocean, 37(1), 53–85. https://doi.org/10.1080/07055900.1999.9649621
- Mekis, É., & Vincent, L. A. (2011). An overview of the second generation adjusted daily precipitation dataset for trend analysis in Canada. *Atmosphere - Ocean*, 49(2), 163–177. https://doi.org/10.1080/07055900.2011.583910
- Menenti, M., Jia, L., & Su, Z. (2003). On SEBI-SEBS validation in France, Italy, Spain, USA and China. In *ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions* (pp. 1–10). ICID.

- Meteoblue. (2017). Verification report for forecast and historical weather data Air temperature. Basel, Switzerland.
- Meteoblue. (2019). Meteoblue website. Letöltés: January 5, 2019, https://www.meteoblue.com/
- MetNet Hungary. (2019). MetNet website. Letöltés: December 10, 2018, www.metnet.hu
- Micijevic, E., Haque, M. O., & Mishra, N. (2016). Radiometric calibration updates to the Landsat collection. In *Earth Observing Systems XXI* (Vol. 9972, p. 99720D). San Diego, California, USA: SPIE. https://doi.org/ 10.1117/12.2239426
- Miguel, I., Navarro, A., Rolim, J., Catalão, J., Silva, J., Painho, M., & Vekerdy, Z. (2016). Land cover monitoring for water resources management in Angola. In *Living Planet Symposium* (Vol. 2016, p. 119). ESA Communications.
- Mladenova, I. E., Jackson, T. J., Bindlish, R., & Hensley, S. (2013). Incidence angle normalization of radar backscatter data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 51(3), 1791–1804. https://doi.org/10.1109/ TGRS.2012.2205264
- Mohanty, B. P., Cosh, M. H., Lakshmi, V., & Montzka, C. (2017). Soil Moisture Remote Sensing: State-of-the-Science. Vadose Zone Journal, 16(1), 0. https://doi.org/10.2136/vzj2016.10.0105
- Moore, G. K., & North, G. W. (1974). Flood inundation in the southeastern United States from aircraft and satellite imagery. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 10(5), 1082–1096. https://doi.org/10.1111/ j.1752-1688.1974.tb00626.x
- Mu, Q., Zhao, M., & Running, S. W. (2011). Remote Sensing of Environment Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 115(8), 1781–1800. https://doi.org/ 10.1016/j.rse.2011.02.019
- Nádor, G., Friedl, Z., Rotterné Kulcsár, A., Hubik, I., Pacskó, V., & Surek, G. (2018). Mezőgazdasági kártérképezés Magyarországon. Letöltés: January 19, 2019,

http://www.urvilag.hu/nyomtat/hazai_kutatohelyek_es_uripar/20181218_ mezogazdasagi_karterkepezes_magyarorszagon

- Nagy, A., Riczu, P., Gálya, B., & Tamás, J. (2014). Spectral estimation of soil water content in visible and near. *Eurasian Journal of Soil Science*, 3(3), 163–171.
- Nagy, A., & Tamás, J. (2013). Non-invasive water stress assessment methods in orchards. Communications in Soil Science and Plant Analysis, 44(1-4), 366– 376.
- NASA. (n.d.). TRMM data downloads. Letöltés: June 12, 2015, https://pmm.nasa.gov/data-access/downloads/trmm
- NASA. (2017). First Photo of Earth From a Weather Satellite, TIROS-1. Letöltés: January 19, 2019, https://www.nasa.gov/topics/earth/earthday/ gall_tiros.html
- Navarro, A., Rolim, J., Miguel, I., Catalão, J., Silva, J., Painho, M., & Vekerdy, Z.

(2016). Crop Monitoring Based on SPOT-5 Take-5 and Sentinel-1A Data for the Estimation of Crop Water Requirements. *Remote Sensing*, 8(6), 525. https://doi.org/10.3390/rs8060525

- Niinemets, Ü., Sõber, A., Kull, O., Hartung, W., & Tenhunen, J. D. (1999). Apparent controls on leaf conductance by soil water availability and via lightacclimation of foliage structural and physiological properties in a mixed deciduous, temperate forest. *International Journal of Plant Sciences*, 160(4), 707–721. https://doi.org/10.1086/314173
- Niinemets, Ü., & Valladares, F. (2004). Photosynthetic acclimation to simultaneous and interacting environmental stresses along natural light gradients: Optimality and constraints. *Plant Biology*, 6(3), 254–268. https://doi.org/10.1055/s-2004-817881
- Njuki, S. M. (2016). Assessment of Irrigation Performance by Remote Sensing in the Naivasha Basin, Kenya. ITC MSc Thesis. University of Twente, Enschede, the Netherlands. http://www.itc.nl/library/papers 2016/msc/wrem/njuki.pdf
- Norman, J. M., Kustas, W. P., & Humes, K. S. (1995). Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77(3–4), 263–293. https://doi.org/10.1016/0168-1923(95)02265-Y
- NSIDC. (2019). Soil Moisture Active Passive Data. Letöltés: August 23, 2019, https://nsidc.org/data/smap/data_versions#L4
- Ohmura, A. (1982). Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. *Journal of Applied Meteorology*, 21, 595–598.
- OMSZ (Országos Meteorológiai Szolgálat). (2020). Aszályindex ismertető. https://www.met.hu/ismertetok/aszalyindex ismerteto.pdf
- Open Data Cube. (2020). An open source geospatial data management & analysis platform. Letöltés: https://www.opendatacube.org/
- Otsu, N. (1979). A threshold selection method from gray-level histograms. IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics, 9, 62–66. https://doi.org/10.1109/TSMC.1979.4310076
- Owe, M., de Jeu, R., & Holmes, T. (2008). Multisensor historical climatology of satellite-derived global land surface moisture. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 113(F1). https://doi.org/F01002 10.1029/2007jf000769
- Pacskó, V. (2017). Polarimetrikus deszkriptorokból előállított fenológiai profilok vizsgálata első eredmények. Eötvös Lorand University.
- Pálfai, I. (1984). Belvíz-hidrológiai adatok gyűjtése és feldolgozása. In A Magyar Hidrológiai Társaság V. vándorgyűlése (pp. 32–40). Szarvas, Hungary: Magyar Hidrológiai Társaság. http://apps.arcanum.hu/app/hidrologia/view/ HidrologiaiVandorgyules 1984 05 3/?pg=0&layout=s
- Pálfai, I. (1988). A mértékadó belvízhozam számítási módszerei. Budapest, Hungary.
- Pálfai, I. (2000). Az Alföld belvízi veszélyeztetettsége és aszályérzékenysége. In A Nagyalföld Alapítvány Kötetei, VI (pp. 206-219.). Békéscsaba, Hungary: Nagyalföld Alapítvány.
- Pálfai, I. (2001). A belvíz definíciói. Vízügyi Közlemények, LXXXIII(3), 376–392.
https://library.hungaricana.hu/hu/view/VizugyiKozlemenyek 2001

- Pálfai, I. (2003). Magyarország belvíz-veszélyeztetettségi térképe. Vízügyi Közlemények, 85(3), 510–524. https://library.hungaricana.hu/en/view/ VizugyiKozlemenyek_2003/?pg=519&layout=s
- Pálfai, I. (2004). Belvizek és aszályok Magyarországon. (L. Szlávik, Ed.). Budapest: Közlekedési Dokumentációs Kft. https://library.hungaricana.hu/hu/ view/VizugyiKonyvek_179/?pg=0&layout=s
- Paloscia, S., Pettinato, S., Santi, E., Notarnicola, C., Pasolli, L., & Reppucci, A. (2013). Soil moisture mapping using Sentinel-1 images: Algorithm and preliminary validation. *Remote Sensing of Environment*, 134, 234–248. https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.02.027
- Palubinskas, G., Reinartz, P., & Bamler, R. (2010). Image acquisition geometry analysis for the fusion of optical and radar remote sensing data. *International Journal of Image and Data Fusion*, 1(3), 271–282. https://doi.org/10.1080/19479832.2010.484152
- Pan, M., Wood, E. F., Wójcik, R., & McCabe, M. F. (2008). Estimation of regional terrestrial water cycle using multi-sensor remote sensing observations and data assimilation. *Remote Sensing of Environment*, 112(4), 1282–1294. https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.02.039
- Park, J. W., Korosov, A. A., Babiker, M., Sandven, S., & Won, J. S. (2018). Efficient Thermal Noise Removal for Sentinel-1 TOPSAR Cross-Polarization Channel. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 56(3), 1555–1565. https://doi.org/10.1109/TGRS.2017.2765248
- Pásztor, L. (2018). Célspecifikus térbeli predikációk kidolgozása feladatorientált, térképi alapú talajinformációk előállítására. Magyar Tudományos Akadémia. http://real-d.mtak.hu/1086/7/dc_1443_17_doktori_mu.pdf
- Paul, G., Gowda, P. H. P. H., Vara Prasad, P. V. V, Howell, T. A., Aiken, R. M., Neale, C. M. U., & Prasad, P. V. V. (2014). Investigating the influence of roughness length for heat transport (z oh) on the performance of SEBAL in semi-arid irrigated and dryland agricultural systems. *Journal of Hydrology*, 509, 231–244.

http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169413008640

- Pauwels, V. R. N., & Samson, R. (2006). Comparison of different methods to measure and model actual evapotranspiration rates for a wet sloping grassland. *Agricultural Water Management*, 82, 1–24. https://doi.org/10.1016/j.agwat.2005.06.001
- Pekel, J. F., Cottam, A., Gorelick, N., & Belward, A. S. (2016). High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature*, 540(7633), 418–422. https://doi.org/10.1038/nature20584
- Perez, P. J., Castellvi, F., Ibañez, M., & Rosell, J. I. (1999). Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 97, 141–150.
- Perfect, E. (2003). A pedotransfer function of predicting solute dispersivity: model testing and upscaling. In Y. Pachepsky, D. E. Radcliffe, & H. M. Selim (Eds.),

Scaling methods in soil physics (pp. 89–96). Boca Raton, London, New York, Washington: CRC Press. https://doi.org/10.1201/9780203011065

- Petrasovits, I. (1988). Az agrohidrológia főbb kérdései. Budapest: Akadémiai Kiadó. https://library.hungaricana.hu/hu/view/VizugyiKonyvek_186/?pg=4&layout =s
- Piwowar, J. M. (2001). Getting your imagery at the right level. *Cartouche*, 41(Winter 2001). http://uregina.ca/piwowarj/Think/ProcessingLevels.html
- Qiao, C., Luo, J., Sheng, Y., Shen, Z., Zhu, Z., & Ming, D. (2011). An Adaptive Water Extraction Method from Remote Sensing Image Based on NDWI. Journal of the Indian Society of Remote Sensing, 40(3), 421–433. https://doi.org/10.1007/s12524-011-0162-7
- Rádai, Ö. (1978). *Légifotóértelmezés a vízügyi gyakorlatban*. Budapest, Hungary: VÍZDOK.
- Rádió Som. (2018). Mé mindig gondot okoz a belvíz a földeken.
- Rahimzadeh-Bajgiran, P., & Berg, A. (2016). Soil Moisture Retrievals Using Optical / TIR Methods. In P. K. Srivastava, G. P. Petropoulos, & Y. H. Kerr (Eds.), *Satellite soil moisture retrieval - techniques and applications* (pp. 47–72). Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803388-3.00003-6
- Rahman, H., & Dedieu, G. (1994). SMAC A simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. *International Journal of Remote Sensing*, 15(1), 123–143. https://doi.org/10.1080/01431169408954055
- Ramillien, G., Frappart, F., Cazenave, a., & Güntner, a. (2005). Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids. *Earth and Planetary* Science Letters, 235(1-2), 283-301. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.005
- Rango, A., McGinnis, D. F., Salomonson, V. V, & Wiesnet, D. R. (1974). New dimensions in satellite hydrology. *Transactions-American Geophysical Union*, 55(7), 703–711.
- Rango, A., & Salomonson, V. V. (1974). Regional flood mapping from space. Water Resources Research, 10(3), 473–484. https://doi.org/10.1029/ WR010i003p00473
- Roerink, G. J., Su, Z., & Menenti, M. (2000). S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere, 25*(2), 147–157. https://doi.org/10.1016/S1464-1909(99)00128-8
- Rouse, J. W., Haas, R. H., Schell, J. A., & Deering, D. W. (1974). Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. In S. C. Freden, E. P. Mercanti, & M. A. Becker (Eds.), *Third Earth Resources Technology Satellite-1 symposium* (Vol. I: Technic, pp. 309–317). Washington D.C., USA: NASA. http://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19740022592.pdf
- Rudan, P. (2020). A Földmegfigyelési Információs Rendszer fejlesztése eredmények. In G. Kákonyi (Ed.), *Fény-Tér-Kép 2020*. e-conference: GeoIQ.

https://geoiq.hu/download/2416/

- Schaap, M. G., Leij, F. J., & van Genuchten, M. T. (2001). ROSETTA : a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251, 163–176.
- Schade, S., Granell, C., Vancauwenberghe, G., Keßler, C., Vandenbroucke, D., Masser, I., & Gould, M. (2020). Geospatial Information Infrastructures. In H. Guo, M. F. Goodchild, & A. Annoni (Eds.), *Manual of Digital Earth* (pp. 161– 190). International Society for Digital Earth & Springer Open. https://doi.org/10.1007/978-981-32-9915-3 5
- Schaufler, S., Bauer-Marschallinger, B., Hochstöger, S., & Wagner, W. (2018). Modelling and correcting azimuthal anisotropy in Sentinel-1 backscatter data. *Remote Sensing Letters*, 9(8), 799–808. https://doi.org/10.1080/ 2150704X.2018.1480071
- Schlaffer, S., Chini, M., Giustarini, L., & Matgen, P. (2017). Probabilistic mapping of flood-induced backscatter changes in SAR time series. *International Journal* of Applied Earth Observation and Geoinformation, 56, 77–87. https://doi.org/10.1016/j.jag.2016.12.003
- Schmid, H. P. (1994). Source areas for scalars and scalar fluxes. Boundary-Layer Meteorology, 67(3), 293–318. https://doi.org/10.1007/BF00713146
- Schmugge, T. (1978). Remote-sensing of surface soil-moisture. Journal of Applied Meteorology, 17(10), 1549–1557. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1978)017<1549:RSOSSM>2.0.CO;2
- Schubert, A., Small, D., Miranda, N., Geudtner, D., & Meier, E. (2015). Sentinel-1A product geolocation accuracy: Commissioning phase results. *Remote Sensing*. https://doi.org/10.3390/rs70709431
- Schumann, G. J., Neal, J. C., Mason, D. C., & Bates, P. D. (2011). The accuracy of sequential aerial photography and SAR data for observing urban flood dynamics, a case study of the UK summer 2007 floods. *Remote Sensing of Environment*, 115(10), 2536–2546. https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.04.039
- Schumann, G. J. P., & Moller, D. K. (2015). Microwave remote sensing of flood inundation. *Physics and Chemistry of the Earth*, 83–84, 84–95. https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.05.002
- Scott, R., Entekhabi, D., Koster, R., & Suarez, M. (1997). Timescales of Land Surface Evapotranspiration Response. *Journal of Climate*, 10(April), 559–566.
- Sentinel-1 Team. (2013). Sentinel-1 User handbook. ESA. https://doi.org/GMES-S1OP-EOPG-TN-13-0001
- Shuttleworth, W. J. (1992). Evaporation . In D. R. Maidment (Ed.), Handbook of hydrology (pp. 4.1-4.53). McGraw-Hill.
- Siegler, M. G. (2010). Eric Schmidt: Every 2 Days We Create As Much Information As We Did Up To 2003. Letöltés: https://techcrunch.com/ 2010/08/04/schmidt-data/
- Sikiru, Y. A., Liu, R., & Wu, S. (2015). SAR image despeckling using refined Lee filter. IEEE.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., & van Genuchten, M. T. (2013). The

HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media, version 4.16. Riverside, California, USA: Department of Environemtal Sciences, University of California Riverside.

- Šimůnek, J., van Genuchten, M. T., & Šejna, M. (2016). Recent developments and applications of the HYDRUS computer software packages developments. *Vadose Zone Journal*, 2016, 1–25. https://doi.org/10.2136/vzj2016.04.0033
- Sisák, I., & Benő, A. (2012). Az 1:200.000 mezőgazdasági talajtérkép digitális publikációja a Georgikon Térképszerveren. In *Georgikon Napok 2012* (pp. 431– 436). Keszthely, Hungary: Pannon Egyetem. http://napok.georgikon.hu/hu/ cikkadatbazis/cikkek-2012/cat_view/3-cikkadatbazis/4-2012/10-vii-szekciovizgazdalkodas
- Slater, P. N. (1985). Survey of multispectral imaging systems for earth observations. *Remote Sensing of Environment*, 17(1), 85–102. https://doi.org/10.1016/0034-4257(85)90114-2
- Smith, L. C. (1997). Satellite remote sensing of river inundation area, stage, and discharge: a review. *Hydrological Processes*, 11(10), 1427–1439. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199708)11:10<1427::AID-HYP473>3.0.CO;2-S
- Smith, M. (1992). CROPWAT: A computer program for irrigation planning and management. FAO Irrigation and Drainage Paper 46.
- Sobrino, J. A., El Kharraz, J., & Li, Z.-L. (2003). Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data. *International Journal of Remote Sensing*, 24(24), 5161–5182. https://doi.org/10.1080/0143116031000102502
- Sobrino, J. A., Li, Z.-L., Stoll, M. P., & Becker, F. (1996). Multi-channel and multiangle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data. *International Journal of Remote Sensing*, 17(11), 2089–2114. https://doi.org/10.1080/01431169608948760
- Sobrino, J. A., & Raissouni, N. (2000). Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to Morocco. *International Journal of Remote Sensing*, 21(2), 353–366. https://doi.org/10.1080/014311600210876
- Steele-Dunne, S. C., McNairn, H., Monsivais-Huertero, A., Judge, J., Liu, P. W., & Papathanassiou, K. (2017). Radar remote sensing of agricultural canopies: A review. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 10(5), 2249–2273. https://doi.org/10.1109/ JSTARS.2016.2639043
- Su, Z. (2002). The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(1), 85–100. https://doi.org/10.5194/hess-6-85-2002
- Su, Z., Pelgrum, H., & Menenti, M. (1999). Aggregation effects of surface heterogeneity in land surface processes. *Hydrology & Earth System Sciences*, 3(4), 549–563.
- Su, Z., Schmugge, T., Kustas, W. P., & Massman, W. J. (2001). An evaluation of two models for estimation of the roughness height for heat transfer between the

land surface and the atmosphere. Journal of Applied Meteorology, 40(11), 1933–1951. https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<1933:AEOTMF>2.0.CO;2

- Szilágyi, J., Kovács, Á., & Józsa, J. (2012). Remote-sensing based groundwater recharge estimates in the Danube-Tisza Sand Plateau region of Hungary. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 60(1), 64–72. https://doi.org/10.2478/v10098-012-0006-3
- Szilagyi, J., & Parlange, M. B. (1999). Defining watershed-scale evaporation using a normalized difference vegetation index. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 35(5), 1245–1255. https://doi.org/10.1111/ j.1752-1688.1999.tb04211.x
- Szilagyi, J., Rundquist, D. C., Gosselin, D. C., & Parlange, M. B. (1998). NDVI relationship to monthly evaporation. *Geophysical Research Letters*, 25(10), 1753–1756.
- Szöllősi-Nagy, A. (2018). Sorsfordító a fejlődésben 2 . rész: Válaszút előtt a világ vízgazdálkodása. *Hidrológiai Közlöny*, *98*(4), 9–16. http://www.hidrologia.hu/mht/letoltes/HK2018_4_v1.pdf
- Szöllősi-Nagy, A. (2019, November). Paradigmaváltás a vízben. Mérnökújság, 20– 21.
- Tamás, J. (2017). Az aszály. *Magyar Tudomány*, 178, 1228–1237. https://doi.org/10.1556/2065.178.2017.10.6
- Tamás, J., & Bozán, C. (2008). Idősoros távérzékelt biomassza produktivitási adatok és a potenciális párolgás elemzése Békés megye térségében. *Hidrológiai Közlöny*, 88(5), 47–58.
- Tasi, J. (2019). *Gyepgazdálkodás*. Gödöllő: Szent István Egyetem.
- Teuling, A. J., Seneviratne, S. I., Williams, C., & Troch, P. A. (2006). Observed timescales of evapotranspiration response to soil moisture. *Geophysical Research Letters*, 33(November), L23403. https://doi.org/10.1029/ 2006GL028178
- Theon, J. S. (1994). The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). Advances in Space Research, 14(3), 159–165.
- Thompson, A. A. (2015). Overview of the RADARSAT Constellation Mission. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 41(5), 401–407. https://doi.org/10.1080/07038992.2015.1104633
- Timmermans, J., Su, Z., van der Tol, C., Verhoef, A., & Verhoef, W. (2013). Quantifying the uncertainty in estimates of surface – atmosphere fluxes through joint evaluation of the SEBS and SCOPE models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 1561–1573. https://doi.org/10.5194/hess-17-1561-2013
- Tolner, L., Gál, E., Harkányiné Székely, Z., Waltner, I., Qiu, Y., Tolner, I. T., & Vekerdy, Z. (2017). Egy besenyőtelki tábla talajnedvességének monitorozása Sentinel műhold és helyszíni vizsgálatok segítségével. *Talajvédelem, Különszám*, 269–276.
- Torres, R., Snoeij, P., Geudtner, D., Bibby, D., Davidson, M., Attema, E., ... Rostan, F. (2012). GMES Sentinel-1 mission. *Remote Sensing of Environment*, 120, 9–24. https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.05.028

- Turner, N. C. (1974). Stomatal behavior and water status of maize, sorghum, and tobacco under field conditions: II. At low soil water potential. *Plant Physiology*, 53, 360–365. https://doi.org/10.1104/pp.53.3.360
- Turner, N. C., & Begg, J. E. (1973). Stomatal behavior and water status of maize, sorghum, and tobacco under field conditions: I. At high soil water potential. *Plant Physiology*, 51, 31–36. https://doi.org/10.1104/pp.53.3.360
- Ulaby, F. T., Moore, R. K., & Fung, A. K. (1982). Microwave remote sensing vol. II: Radar remote sensing, surface scattering and emission theory. Reading, MA: Addison-Wesley.
- Ulaby, Fawwaz T., Dubois, P. C., & Van Zyl, J. (1996). Radar mapping of surface soil moisture. *Journal of Hydrology*, 184(1–2), 57–84. https://doi.org/ 10.1016/0022-1694(95)02968-0
- Urso, G. D., Richter, K., Calera, A., Osann, M. A., Escadafal, R., Garatuza-pajan, J., ... Vuolo, F. (2010). Earth Observation products for operational irrigation management in the context of the PLEIADeS project. Agricultural Water Management, 98(2), 271–282. https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.08.020
- USGS. (2017). Product guide Landsat surface reflectance-derived spectral indices (Version 3.).
- USGS Earth Resources and Observation Science Centre. (2018). EROS Science Processing Architecture (ESPA) On Demand Interface. Letöltés: August 6, 2018, https://espa.cr.usgs.gov/
- van der Kwast, J., Timmermans, W., Gieske, A., Su, Z., Olioso, A., Jia, L., ... de Jong, S. (2009). Evaluation of the Surface Energy Balance System (SEBS) applied to ASTER imagery with flux-measurements at the SPARC 2004 site (Barrax, Spain). *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 1337–1347. www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/1337/2009/
- van der Tol, C., & Parodi, G. N. (2012). Guidelines for Remote Sensing of Evapotranspiration. In A. Irmak (Ed.), *Evapotranspiration - Remote Sensing* and Modeling (pp. 227–250). Rijeka, Croatia: InTech. www.intechopen.org
- van der Tol, C., Verhoef, W., Timmermans, J., Verhoef, A., & Su, Z. (2009). An integrated model of soil-canopy spectral radiances, photosynthesis, fluorescence, temperature and energy balance. *Biogeosciences*, 6(12), 3109–3129.
- van der Velde, R., Salama, M. S., Eweys, O. A., Wen, J., Wang, Q., Velde, R. Van Der, ... Wang, Q. (2014). Active / Passive Microwave Observations Over the East of the Netherlands. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Eath Observation and Remotesensing*, 8(9), 1–18. https://doi.org/10.1109/ JSTARS.2014.2353692
- van der Velde, R., Su, Z., & Ma, Y. (2008). Impact of soil moisture dynamics on ASAR σο signatures and its spatial variability observed over the Tibetan Plateau. Sensors, 8(9), 5479–5491. https://doi.org/10.3390/s8095479
- van der Velde, R., Su, Z., van Oevelen, P., Wen, J., Ma, Y., & Salama, M. S. (2012). Soil moisture mapping over the central part of the Tibetan Plateau using a series of ASAR WS images. *Remote Sensing of Environment*, 120(0), 175–187. https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.05.029

- van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, 44(5), 892–898. https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x
- van Leeuwen, B. (2012). Artificial neural networks and geographic information systems for inland excess water classification. University of Szeged, Szeged, Hungary.
- van Leeuwen, B., Henits, L., Mészáros, M., Szatmári, J., Tobak, Z., & Pavić, D. (2013). Belvíz-elöntések lehatárolása RapidEye műhold-felvételek alapján. *Hidrológiai Közlöny*, 93(3), 17–24.
- van Leeuwen, B., Právetz, T., Liptay, Z. Á., & Tobak, Z. (2016). Physically based hydrological modelling of inland excess water. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 11(2), 497–510.
- van Leeuwen, B., Tobak, Z., & Kovács, F. (2020). Sentinel-1 and-2 based near real time inland excess water mapping for optimized water management. Sustainability (Switzerland), 12, 2854. https://doi.org/10.3390/su12072854
- van Reeuwijk, L. P. (2002). Procedures for soil analysis. (L. P. van Reeuwijk, Ed.) (6th editio). Wageningen, The Netherlands: International Soil Reference and Information Centre. https://library.wur.nl/isric/fulltext/ isricu i12441 001.pdf
- Vanuytrecht, E., Raes, D., Steduto, P., Hsiao, T. C., Fereres, E., Heng, L. K., ... Mejias Moreno, P. (2014). AquaCrop: FAO's crop water productivity and yield response model. *Environmental Modelling and Software*, 62, 351–360. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.08.005
- Varga-Haszonits, Z., & Szakál, T. (2019). A párolgás meghatározása Penman módszerrel magyarországi adatbázison. Acta Agronomica Óváriensis, 60, 72– 93.
- Vekerdy, Z. (2002). A PC-based information system for the management and modelling of subsurface coal fires in mining areas (COALMAN). In A. G. Fabbri & G. Gaál (Eds.), *Deposit and geoenvironmental models for resource exploitation and environmental security* (pp. 409–424). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Vekerdy, Z., Kardeván, P., Róth, L., Jordán, G., & László, F. (2002). Hiperspektrális kísérleti mérések Magyarországon. In P. Kovács-Pálffy & K. Zimmermann (Eds.), *HunGEO 2002* (p. P10). Sopron, Hungary.
- Vekerdy, Z. (1996). Geographical information system based hydrological modelling of alluvial regions using the example of the Kisalföld, Hungary. ITC publication Nr. 42. Lorand Eötvös University, Budapest and ITC, Enschede, Budapest, Hungary.
- Vekerdy, Z. (2002). A PC-based information system for the management and modelling of subsurface coal fires in mining areas (COALMAN). In A. G. Fabbri & G. Gaál (Eds.), *Deposit and geoenvironmental models for resource exploitation and environmental security* (pp. 409–423). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

Vekerdy, Z. (2020). Optikai és radar űr felvételek integrációja az agrohidrológiában

– apró gondolatok – Kiindulási pontok. In G. Kákonyi (Ed.), *Fény-Tér-Kép 2020.* e-conference: GeoIQ. https://geoiq.hu/2020/11/11/feny-ter-kep-2020-program/

- Vekerdy, Z., Dost, R. J. J., Reinink, G., & Partow, H. (2006). History of environmental change in the Sistan Basin based on satellite image analysis: 1976-2005. Geneva and Enschede: United Nations Environmental Programme (UNEP) and ITC. http://postconflict.unep.ch/publications/sistan.pdf
- Vekerdy, Z., Fekete, B., & Koolhoven, W. (1990). Application of GIS and RS in the management of flatland reservoir. In *International Symposium on Remote Sensing and Water Resources* (pp. 815–823). Enschede, the Netherlands: International Association of Hydrogeologists & The Netherlands Society for Remote Sensing.
- Vekerdy, Z., & Hutyán, R. (1990). A távérzékelés és a térinformatika vízügyi alkalmazásai. In 6th FÖLDFOTO congress. Budapest, Hungary.
- Vekerdy, Z., van Laake, P., Timmermans, J., & Dost, R. (2007). Canopy structural modeling based on laser scanning. In AgriSAR and EAGLE Campaigns Final Workshop (pp. 1–8). ESA/ESTEC.
- Vekerdy, Z., Wang, F., Zhang, J. M., & Prakash, A. (1999). Requirements for the integration of remote sensing and field data in a GIS for the management of fire fighting in coalfields. In *Second International Symposium on Operationalization of Remote Sensing* (pp. 1–6). Enschede, the Netherlands: International Institute for Geo-information Science & Earth Observation (ITC).
- Verhoef, A., de Bruin, H. A. R., & van der Hurk, B. J. J. M. (1997). Some practical notes on the parameter kB-1 for sparse vegetation. *Journal of Applied Meteorology*, 36, 560–572.
- Verhoef, W., van der Tol, C., & Middleton, E. M. (2018). Hyperspectral radiative transfer modeling to explore the combined retrieval of biophysical parameters and canopy fluorescence from FLEX – Sentinel-3 tandem mission multi-sensor data. *Remote Sensing of Environment*, 204(July 2017), 942–963. https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.08.006
- Vermote, E., Justice, C., Claverie, M., & Franch, B. (2016). Preliminary analysis of the performance of the Landsat 8/OLI land surface reflectance product. *Remote Sensing of Environment*, 185, 46–56. https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.04.008
- Vinukollu, R. K., Wood, E. F., Ferguson, C. R., & Fisher, J. B. (2011). Remote Sensing of Environment Global estimates of evapotranspiration for climate studies using multi-sensor remote sensing data: Evaluation of three processbased approaches. *Remote Sensing of Environment*, 115(3), 801–823. https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.11.006
- Vízügyi Főigazgatóság. (2016). Belvízi tájékoztatás 2016. 03. 21. Letöltés: January 19, 2019, https://www.vizugy.hu/index.php?module=content& programelemid=13&id=1263
- Vízügyi Főigazgatóság. (2017). Vízügyi Honlap, Belvízvédelmi Tájékoztatók. Letöltés: January 5, 2017, https://www.vizugy.hu/index.php?module= documents&programelemid=13

- Voosen, P. (2020). Europe builds "digital twin" of earth to hone climate forecasts. Science, 370(6512), 16–17. https://doi.org/10.1126/science.370.6512.16
- Vörösmarty, C. J., Rodríguez Osuna, V., Cak, A. D., Bhaduri, A., Bunn, S. E., Corsi, F., ... Uhlenbrook, S. (2018). Ecosystem-based water security and the Sustainable Development Goals (SDGs). *Ecohydrology and Hydrobiology*, 18(4), 317–333. https://doi.org/10.1016/j.ecohyd.2018.07.004
- Vreugdenhil, M., Wagner, W., Bauer-Marschallinger, B., Pfeil, I., Teubner, I., Rüdiger, C., & Strauss, P. (2018). Sensitivity of Sentinel-1 Backscatter to Vegetation Dynamics: An Austrian Case Study. *Remote Sensing*, 10(9), 1396. https://doi.org/10.3390/rs10091396
- VTT Belvízvédelmi Munkacsoport. (2015). Javaslat a belvízmentesítés hatékonyságának javítására. Budapest.
- VUA, & NASA. (n.d.). VUA-NASA Land Parameter Retrieval Model. Letöltés: https://www.geo.vu.nl/~jeur/lprm/
- Wagner, W., Lemoine, G., Borgeaud, M., Member, S., & Rott, H. (1999). A Study of Vegetation Cover Effects on ERS Scatterometer Data. *IEEE Transactions* on Geoscience and Remote Sensing, 37(2), 938–948.
- White, L., Brisco, B., Dabboor, M., Schmitt, A., & Pratt, A. (2015). A collection of SAR methodologies for monitoring wetlands. *Remote Sensing*, 7(6), 7615–7645. https://doi.org/10.3390/rs70607615
- Willmott, C. J., Ackleson, S. G., Davis, R. E., Feddema, J. J., Klink, K. M., Legates, D. R., ... Rowe, C. M. (1985). Statistics for the evaluation and comparison of models. *Journal of Geophysical Research*, 90(C5), 8995–9005.
- Woodhouse, I. H. (2006). Introduction to Microwave Remote Sensing: The Photogrammetric Record. Boca Raton, USA: Taylor & Francis Group. https://doi.org/10.1111/j.1477-9730.2009.00531_1.x
- World Water Assessment Programme. (2009). *Water in a changing world*. Paris: UNESCO. www.earthscan.co.uk.
- Wozencraft, J. M., & Lillycrop, W. J. (2002). Total shallow-water survey through airborne hydrography. In Oceanology International 2002. London, UK. http://shoals.sam.usace.army.mil/downloads/Publications/Wozencraft_2002 OceanologyInternational.pdf
- Wu, J. (2010). Soil moisture temporal stability and its application in remote sensing products validation. Faculty of Geo-Information and Earth Observation (ITC), University of Twente, Enschede, Netherlands. http://www.itc.nl/library/ papers_2010/msc/wrem/jiexia.pdf
- Xue, J., Bali, K. M., Light, S., Hessels, T., & Kisekka, I. (2020). Evaluation of remote sensing-based evapotranspiration models against surface renewal in almonds, tomatoes and maize. *Agricultural Water Management*, 238(January), 106228. https://doi.org/10.1016/j.agwat.2020.106228
- Yi, Z., Zhao, H., Jiang, Y., Yan, H., Cao, Y., Huang, Y., & Hao, Z. (2018). Daily evapotranspiration estimation at the field scale: Using the modified SEBS model and HJ-1 data in a desert-oasis area, Northwestern China. Water, 10(5), 1–18. https://doi.org/10.3390/w10050640

- Yun, Q. (2017). Ponding Excess Water Mapping in Agricultural Areas in Hungary. University of Twente, Enschede, Netherlands.
- Zhang, Y., Guanter, L., Berry, J. A., Joiner, J., van der Tol, C., Huete, A., ... Köhler, P. (2014). Estimation of vegetation photosynthetic capacity from spacebased measurements of chlorophyll fluorescence for terrestrial biosphere models. *Global Change Biology*, 20, 3727–3742. https://digitalcommons.unl.edu/ nasapub/168
- Zilahy, P., Juhász, I., & Vekerdy, Z. (1985). A talajnedvesség meghatározása távérzékeléssel (Soil moisture determination by remote sensing). *Melioráció - Öntözés És Tápanyaggazdálkodás*, 1, 16–22.
- Zilahy, P., Juhász, I., & Vekerdy, Z. (1986). Magyar-szovjet repülögépes talajnedvesség mérési kísérletek eredményei (The results of the Hungarian-Soviet airborn soil moisture determination experiments). In Magyar ürkutatás (Hungarian space research) 1981-1985, Congress of the Hungarian Scientific Academy INTERKOSMOS Council (pp. 477–488). Budapest, Hungary.
- Zreda, M., Shuttleworth, W. J., Zeng, X., Zweck, C., Desilets, D., Franz, T., & Rosolem, R. (2012). COSMOS: The cosmic-ray soil moisture observing system. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(11), 4079–4099. https://doi.org/10.5194/hess-16-4079-2012

10 Függelék

F 1 Rövidítések és betűszók

AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS; az Aqua műholdon elhelyezett, 6 frekvencián			
	működő passzív radiométer			
AquaSEBS	Nyílt vízfelületek párolgását is magába foglaló SEBS model			
ASCAT	Advanced SCATterometer, a MetOp műholdak szóródásmérője			
BR-15	Bowen-arány mérőállomások azonosítói			
CATDS	Centre Aval de Traitement des Données SMOS; a SMOS 3. és 4. szintű adatainak francia			
	feldolgozóközpontja			
CEWHI	Complex Excess Water Hazard Index; komplex belvízveszélyeztetettségi index			
DE	Digital Earth (Digitális Föld)			
DEM	Digital Elevation Model; digitális magasságmodell			
EC	Eddy Covariance; örvény kovariancia			
ECV	Essential Climate Variable; alapvető klímaváltozó			
ENSZ	Egyesült Nemzetek Szervezete			
EOS	Earth Observation Satellite; földmegfigyelési műhold			
ERS	European Remote sensing Satellite			
ERTS	Earth Resources Technology Satellite; a Landsat műholdsorozat első tagja			
ESA	European Space Agency; Európai Űrügynökség			
ESRIN	European Space Research Institute; az Európai Űrügynökség kutatási központja			
ET	Evapotranszspiráció			
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites; a meteorológiai műholdak			
	európai szervezete			
FIR	Földmegfigyelési Információs Rendszer			
GCOS	Global Climate Observing System			
GMES	Global Monitoring of Environment and Security, az Európai Unió földmegfigyelési programjának			
	korábbi neve			
GRD	Ground Range Detected; Sentinel-1 radarfelvételből készített L1 szintű adattermék			
HH	Horizontális-Horizontális polarizáció			
HJ-1	Huan Jing-1; kínai környezetvédő és katasztrófamegfigyelő műholdrendszer			
HV	Horizontális-Vertikális polarizáció			
HYDRUS	Számítógépes modellező rendszer porózus közegben való vízmozgás szimulációjára			
IEM	Integral Equation Model; egy radar sugárzásterjedési modell			
ILWIS	Integrated Land and Water Information System; egy térinformatikai és képfeldolgozó szoftver			
IRS	Indian Remote Sensing Satellite			
LAI	Leaf Area Index; levélfelület index			
Landsat ETM	Landsat műholdak Enhanced Thematic Mapper szenzora			
Landsat MSS	Landsat műholdak Multi-Spectral Scanner szenzora			
Landsat TM	Landsat műholdak Thematic Mapper szenzora			
lidar (LiDAR)	Light Detection and Ranging; lézeres képalkotó távolságmérés. A radar szó analógiájára kisbetűvel			
	használom.			
LISS	Linear Imaging Self-Scanning System – az IRS műhold egyik optikai szenzortípusa			
LMM	Learning Multi-Model; a Meteoblue fejlesztése			
LSPM	Land Surface Parameter Model; egy sugárzásterjedési modell a passzív mikrohullámú felvételeken			
	alapuló talajnedvesség és növényzet optikai mélység térképezésre			
LST	Land Surface Temperature; felszínhőmérséklet			
MIMICS	Michigan Microwave Canopy Scattering Model; egy radarszóródási modell			
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer; a Terra és Aqua műholdak közepes felbontású			
	optikai érzékelője.			
MOE	Monin-Obukov elmélet			
MPDI	Modified Perpendicular Drought Index; módosított merőleges szárazság index			
MSc	Master of Science; mesterfokú diploma			

MSG	METEOSAT Second Generation – geostacionárius meteorológiai műhold			
MSI	Multi-Spectral Imager; a Sentinel-2 műholdak érzékelője			
MSS	Multi-Spectral Scanner; a Landsat 1–3 műholdak egyik érzékelője			
NASA	National Aeronautics and Space Administration; az USA űrügynöksége			
NDSI	Normalized Difference Snow Index			
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index; normalizált differenciális növényzeti index, a leggyakrabbar			
	használt távérzékelési vegetációs index			
NDWI	Normalized Difference Water Index; normalizált differenciális víz index			
NEMS	NOAA Environment Modeling System; a NOAA által fejlesztett légkörmodell			
NIR	Közeli infravörös hullámhossztartomány			
NMM	Non-Hydrostatic Mesoscale Models; a NOAA által fejlesztett légkörmodell			
NOAA	National Oceanographic and Atmospheric Administration; az USA óceonográfiai és meteorológiai			
	Szulgalada National Snow and Ice Data Centre: az LISA jég és hé adatköznontia			
	Onl ine Analytical Processing, felhő alanú adatfeldolgozás			
	Operational Land Imager: a Landsat & műhold érzékelője			
PCR	Ped Creen Blue: värös zöld kék alapszínak			
	Red Green Dide, voros zold kek alapszinek			
	Radar Vegetacios index			
SCOPE	Soll Canopy Observation, Photochemistry and Energy fluxes; sugarzasterjedesi modeli			
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm; egyforrasu, feiszini energiamerlegen alapulo parolgasszamíto algoritmus			
SEBS	Soil Energy Balance System; egyforrású, felszíni energiamérlegen alapuló párolgásszámító távérzékelési modell			
SEBS-SM	A talainedvesség hatását is figvelembe vevő SEBS modell			
Sen2Cor	Algoritmus és számítógépes program az 1C előfeldolgozottsági szintű Sentinel-2 adatok légköri			
	korrekciójára.			
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager: az MSG műholdak központi érzékelőie			
SLD	Single Look Complex			
SMAP	Soil Moisture Active Passive: a NASA mikrohullámú radiométerrel és radarral felszerelt műholdia			
SMOS	Soil Moisture Ocean Salinity: az ESA mikrohullámú radiométerrel felszerelt műholdia			
SNAP	Sentinels Application Platform: a Sentinel műholdak kénfeldolgozó programia			
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission: a NASA Space Shuttle űrsiklóián elhelvezett radar			
	magasságmérő adataira épülő globális domborzatmodell program			
S-SEBI	Simplified Surface Energy Balanace Index; egyforrású, felszíni energiamérlegen alapuló			
párolgásszámító algoritmus				
SWIR	Rövidhullámú infravörös hullámhossztartomány			
TIR	Termális infravörös hullámhossztartomány			
TIROS	Television InfraRed Observation Satellite; az USA első meteorológiai műhold programja			
ТМ	Thematic Mapper: a Landsat 4 és 5 műholdak egyik érzékelője			
TOPSAR	A Sentinel-1 műholdak által is alkalmazott, három párhuzamos szkennelési sávon alapuló képalkotá:			
	mód.			
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission			
TSEB	Two-Source Energy Balance model; Egy kétforrású felszíni energiamérleg modell			
TVDI	Temperature-Vegetation Dryness Index			
USGS	United States Geological Survey; az USA Geológiai Szolgálata			
USGS ESPA	USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center Science Processing Architecture			
	(ESPA) On Demand Interface; az USA műholdfelvételeinek 2. szintű előfeldolgozását szolgáltató			
	webhely			
VH	Vertikális-Horizontális polarizáció			
VIS	A látható hullámhossztartomány			
VNIR	A látható és a közeli infravörös hullámhossztartomány együtt			
VTT	Vásárhelyi Terv Továbbfejlesztése			
VUA	Vrij Universiteit Amsterdam (Amszterdami Szabadegyetem)			
VV	Vertikális-Vertikális polarizáció			
WGS	World Geodetic System; globális geodéziai rendszer			

Jelölés	Meghatározás (mértékegység)		
Α	Terület (m^2)		
AI	Ariditási index (-)		
Ср	Levegő fajhője állandó nyomáson (J kg ⁻¹ K ⁻¹)		
d	Viszonyítási sík áthelyezési magasság (m) az egyforrású		
	felszíni energiamérleg számításánál		
ET	Evapotransz spiráció, területi párolgás (mm d ⁻¹)		
ET ₀	Referencianövény potenciális evapotransz spirációja (mm d $^{-1}$)		
ET_p	Potenciális evapotransz spiráció (mm d ^{-1})		
G	Talajhőáram (W m ⁻²)		
h	A talaj nedvességpotenciálja (cm)		
h	Növénytakaró magassága (m)		
h	Hidraulikus emelkedési magasság (m)		
Н	Szenzibilis hőáram (W m ⁻²)		
Ksat	Telített hidraulikus vezetőképesség (talaj) (m nap ⁻¹)		
1	Távolság (m)		
LAI	Leaf Area Index, levélfelület index $(m^2 m^{-2})$		
LST	Land Surface Temperature, felszínhőmérséklet (K)		
m%homok	Homokfrakció százalékban megadott tömege a talajban $(\%)$		
MAE	Mean Absolut Error, átlagos abszolút eltérés		
m _d	Száraz tömeg (talaj) (g)		
n	Idősor hossza (adatok száma), vagy		
	a pF görbe egyik van Genuchten alaki paramétere		
N	Minta elemszáma		
p	A Mann-Whitney próbával meghatározott valószínűségek		
Р	Csapadék (mm)		
R	Korrelációs tényező		
<i>R</i> ²	Regressziós (determinációs) együttható		
ra	Levegő aerodinamikus ellenállása (s ${\rm m}^{-1})$		
Se	Effektív telítettség, víztartalom a talaj effektív		
	hézagtérfogatának arányában kifejezve (cm 3 cm $^{-3}$)		
Т	Időkoordináta (s vagy d) vagy hőmérséklet (K vagy °C)		
Ta	Levegő hőmérséklete (K vagy °C)		
T_s	Talaj hőmérséklete (K vagy °C)		
V	Térfogat (m ³ vagy cm ³)		
х, у, z	Általános változók		
<i>X, Y, Z</i>	Térkoordináták (°, °, m vagy m, m, m)		
α	A pF görbe egyik van Genuchten alaki paramétere		
α_s	Felszíni lefolyási tényező (m ³ m ⁻³)		
β	Bowen-arány		

F 2 Matematikai és fizikai jelölések

θ	A talaj nedvességtartalma térfogatarányban kifejezve					
	$(\mathrm{cm}^3~\mathrm{cm}^{-3})$					
Θ_i	Beesési szög (°)					
$ heta_r$	A talaj holtvíztartalma térfogatarányban kifejezve (cm 3 cm $^{-3}$)					
$ heta_{rel}$	A talaj relatív nedvességtartalma (effektív telítettsége) a					
	telített víztartalom (effektív hézagtérfogat) részarányában					
	$(\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3})$ vagy százalékában kifejezve (%)					
θ_s	A telített talaj víztartalma térfogatarányban kifejezve					
	$({\rm cm}^3 {\rm cm}^{-3})$					
λ	Hullámhossz (µm)					
λ	A víz párolgásának látens hője (kJ kg ⁻¹)					
λΕ	Latens hőáram (W m ^{-2})					
Λ	Relatív párolgás (-)					
μ	Elnyelési koefficiens (m ⁻¹)					
ρa	Levegő sűrűsége (g cm ⁻³)					
ρ_s	Talaj térfogattömege (g cm $^{-3}$)					
σ	Szórás (-)					
σ^0	Normalizált radar keresztmetszet vagy normalizált radar-					
	visszaverődési együttható (-, dB)					

F 3 Statisztikai fogalmak definíciói

A modellezéssel és pontosság
meghatározással kapcsolatos statisztikai fogalmak definíciói.

ME (átlagos eltérés)	$ME = \frac{\sum_{i=1}^{n} (\hat{x}_i - x_i)}{n}$	(32)
MAE (átlagos abszolút eltérés)	$MAE = \frac{\sum_{i=1}^{n} \hat{x}_i - x_i }{n}$	(33)
<i>RMSE</i> (a négyzetes átlageltérés gyöke)	$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (\hat{x}_i - x_i)^2}{n}}$	(34)
d (azonossági index, (Willmott, Ackleson, Davis, et al., 1985))	$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (\hat{x}_{i} - x_{i})^{2}}{\sum_{i=1}^{n} (\hat{x}_{i} - \bar{x}_{i} + x_{i} - \bar{x}_{i})^{2}}$	(35)
<i>RVE</i> (relatív térfogat eltérés)	$RVE = \left[\frac{\sum_{i=1}^{n} \hat{x}_{i} - \sum_{i=1}^{n} x_{i}}{\sum_{i=1}^{n} \hat{x}_{i}}\right] * 100$	(36)
B (torzítás, bias)	$B = \frac{\sum_{i=1}^{n} \hat{x}_{i} - \sum_{i=1}^{n} x_{i}}{\sum_{i=1}^{n} x_{i}}$	(37)

Ahol x a mért érték; \hat{x} a modellezett (számított) érték; n a minta elemszáma.

F 4 A MOD16A PET globális párolgásadatok validálásának előzetes eredményei

A jelen értekezés írásával egyidőben folyó legújabb kutatásaink keretében összehasonlítottuk a MODIS adatokból számított potenciális evapotranszspiráció értékeket (MOD16A PET termék) a hollandiai meteorológiai szolgálat Twente állomásának a Makkink formula alapján számított adataival (10-1. és 10-2. ábra). A műhold adatai igen jól korrelálnak a helyszíni mérésekkel ($R^2 = 0.95$), de jelentős a torzítás (a regressziós egyenes lejtése 1,76). Miután ez csak egy előzetes eredmény, annyit lehet az adatokból következtetni, hogy a MOD16A PET egyes területeken túlbecsüli a potenciális evapotranszspiráció (ET_p) értékét. Az eltérés okainak és területi megoszlásának feltárásán a jelen értekezés írásával egyidőben, de attól függetlenül dolgozunk.



10-1. ábra Potenciális evapotranszspiráció (PET) idősorok összehasonlítása





A MOD16A és a Twente meteorológiai állomás PET adatainak regressziója

152

F 5 Talajfizikai paraméterek meghatározása

A laboratóriumi analízis fő célja a minták hidraulikai tulajdonságainak számszerűsítése volt. A legtöbb minta igen kötött és jelentősen duzzadó agyag vagy agyagos vályog, amiknek a közvetlen hidraulikai mérései (egy Eijkelkamp laboratóriumi permeaméterrel) jelentős pontatlanságokkal terheltnek bizonyultak (Khadka, 2019), így a hidraulikai tulajdonságokat a szemeloszlási görbékből kellett megbecsülni, amiket az ISRIC eljárás alapján (van Reeuwijk, 2002) pipettás módszerrel határoztunk meg. Az eredmények alapján a talajok a USDA fizikai féleség osztályokba kerültek besorolásra.

A bolygatatlan minták térfogattömegét (ρ_s , g cm⁻³) a minták 24 órás, 105°C-on való szárítása utáni tömegéből (m_d , g) és térfogatából (V, cm³) határoztuk meg (38. egyenlet).

$$\rho_m = \frac{m_d}{V} \tag{38}$$

Ebből a porozitást (Φ_m , %) egy átlagos ásványi talajszemcse sűrűségével (2,65 g cm⁻³) határoztuk meg (*39. egyenlet*).

$$\Phi_m = \left(1 - \frac{\rho_m}{2,65}\right) * 100 \tag{39}$$

A bolygatott minták porozitását csak közelítő számítással lehetett meghatározni. Ehhez a Hillel (2003) által javasolt, a homokfrakciótól ($m\%_{homok}$, %) függő tapasztalati összefüggést (40. egyenlet) használtuk.

$$\Phi_m = 0,489 - 0,001268 * m_{homok} \tag{40}$$

A 39. és 40. egyenlet összevonásával meghatározható a homokfrakció alapján a bolygatott minták térfogattömege.

M1 szelvény, belvízfolt

Gyakran jelentkező belvízfoltban (10-3. áb c és d). A minták gyűjtésekor nem volt elöntés. A mintavételezés módja:

- 0–150 cm feltáró gödör, 10 bolygatatlan minta 100 cm³-es Eijkelkamp mintavevő acélgyűrűkkel gyűjtve.
- 150–310 cm fúrás, 4 bolygatott minta.

A talajszervény legfontosabb adatait a 10-1. táblázat mutatja

Mélység	Minta típusa	Fizikai féleség	Térfogat-	Porozitás	Szerves-	K _{sat}
(cm)			tömeg		anyag tart.	(cm nap ^{−1})
			(g cm ^{−3})		(%)	
0–15	bolygatott	lszapos agyag	1,372	0,482	2,91	
15–30	bolygatatlan	Agyag	1,154	0,565	3,34	30,3
30–60	bolygatatlan	Agyag	1,458	0,450	1,36	34,2
60–90	bolygatatlan	Agyag	1,495	0,436	1,02	23,6
90-100	bolygatatlan	Agyag	1,485	0,440	0,78	2,89
100-120	bolygatott	Agyag	1,374	0,481	0,85	
120-150	bolygatatlan	lszapos vályog	1,517	0,428	0,62	9,14
150–220	bolygatatlan	lszapos agyagos válvog	1,580	0,440	3,24	0,067
220–280	bolygatott	Homokos vályog	1,630	0,385	0,38	
280-310	bolygatott	lszapos agyag	1,361	0,486	1,62	

10-1. táblázat Az M1-es szelvény talajmintáiból kiértékelt adatok.

M2 szelvény, belvízmentes

Belvízmentes terület (10-3. áb a és b). A mintavételezés módja:

- 120 cm mély feltárás, 11 bolygatatlan minta 100 cm³-es Eijkelkamp mintavevő acélgyűrűkkel gyűjtve
- 120–270 cm fúrás, 4 bolygatott minta.

A talajszelvény legfontosabb adatait a 10-2. táblázat tartalmazza.

Mélység	Minta típusa	Fizikai féleség	Térfogat-	Porozitás	Szerves-	K _{sat}
(cm)			tömeg		anyag tart.	(cm nap ^{−1})
			(g cm⁻³)		(%)	
0–15	bolygatott	lszapos agyag	1,381	0,479	3,34	
15–40	bolygatatlan	lszapos agyagos	1,441	0,456	2,70	27,7
		vályog				
40–60	bolygatatlan	lszapos agyag	1,439	0,457	2,32	43,3
60–80	bolygatatlan	lszapos agyag	1,467	0,446	2,81	20,2
80-100	bolygatatlan	lszapos agyag	1,448	0,453	3,21	51,1
100-120	bolygatott	Agyag	1,364	0,485	2,80	
120-190	bolygatatlan	Agyag	1,396	0,473	5,18	0,34
190-250	bolygatott	Homokos	1,581	0,403	1,52	
		vályog				
250-	bolygatott	lszapos agyag	1,376	0,481	1,61	

10-2. táblázat Az M2-es szelvény talajmintáiból kiértékelt adatok.

A laboratórium mérések fentebb említett, a dagadó agyagokból következő bizonytalanságát példázza, hogy a K_{sat} értékek nem teljesen konzisztensek a fizikai féleség értékeivel a 10-1. és 10-2. táblázatokban. A modellezéshez ezért a szemcseeloszlás görbékből pedotranszfer függvényekkel számított telített hidraulikus vezetőképességet tekintettük a kalibrációhoz kiindulási értékeknek.



10-3. ábra A modellezett talajszelvények a) M2 feltárás a talajnedvesség és talajhőmérséklet érzékelőkkel (5, 15, 40, 80 és 120 cmes mélységekben), b) M2 fúrómagok (120–270 cm), c) M1 feltárás (0–150 cm), d) M1 fúrómagok (150–300 cm) (Khadka, 2019)

F 6 Optikai űrfelvételek előfeldolgozása

A dokumentáció teljessége céljából az alábbiakban áttekintem az előfeldolgozási lépéseket:

- 1. Az űrfelvételek forrása és légköri korrekciója (F 6.1 és F 6.2 szakaszok).
- 2. Geometriai műveletek (*F 6.3 szakasz*).

F 6.1 Landsat 8 felvételek forrása és légköri korrekciója

A Landsat 8 felvételek L2 feldolgozottsági szinten kerültek letöltésre az USGS ESPA adatszolgáltató webhelyéről (USGS Earth Resources and Observation Science Centre, 2018). A következő geofizikai paraméterek alkotják a letöltött adatbázist:

- Felszíni visszaverődés, reflektancia (1–7. sáv)
- Fényességi hőmérséklet (10. és 11. sáv)
- Pixel minőség
- Radiometriai telítődés
- Légköri aeroszol

Továbbá az adatcsomag növényzeti indexeket is tartalmaz, amik közül az NDVI további feldolgozására került sor.

A növényzeti indexek hátterének leírását Vermote, Justice, Claverie & Franch (2016) ismerteti, míg a technikai részleteket (USGS, 2017) tartalmazza. A Landsat 8 felvételek az EPSG 32364: UTM (34-es zóna, WGS 84 dátum) vetületben kerültek letöltésre. További információk: USGS Earth Resources and Observation Science Centre (2018).

F 6.2 A Sentinel-2 felvételek forrása és légköri korrekciója

A Sentinel-2 felvételeket a Copernicus Scientific Hub-ról töltöttük le alapvetően L2 szintű előfeldolgozottsággal. A feldolgozás időszakában a régebbi felvételek csak L1-C feldolgozottsági szinten voltak elérhetők. Ezek légköri korrekcióját a Sen2Cor algoritmussal végeztük SNAP környezetben.

F 6.3 Geometriai műveletek

Az adatintegrációhoz a különböző forrásokból származó felvételeket földrajzi koordinátarendszerbe transzformáltuk (Plate Carrée, WGS 84 dátummal). Ez a különböző koordinátarendszerei megoldás a űrfelvételek $\operatorname{eredeti}$ közötti kompromisszum, mivel a térképi vetületek közötti átszámításokat a transzformációk a földrajzi koordinátákon keresztül valósítják meg. Habár elméletileg az eljárások összetettsége és a szükséges kiegészítő adatok (pl. magasságmodellek) pontatlansága miatt a fúziót és az értelmezést zavaró hibák maradhatnak az előfeldolgozás után (Palubinskas, Reinartz, & Bamler, 2010), a további feldolgozás során ezeket – gyakorlatilag sík területről lévén szó – elhanyagolhatónak tekintettük.

A számítási idő optimalizálása érdekében a felvételek a nagy tesztterületnek megfelelően (4-4. *ábra*, 67. oldal és 10-4. *ábra*) kerültek kimaszkolásra.



10-4. ábra A nagy tesztterületet határoló földrajzi koordináták

F 6.4 NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) idősor Landsat és Sentinel felvételek integrálásával

Az NDVI a közeli infravörös (NIR) és a vörös (R) sávok reflektanciáinak (ρ) normalizált különbsége (41. egyenlet). Az index a klorofill hullámhosszfüggő fényelnyelése következtében megjelenő vörös él nagyságát jellemzi.

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_R}{\rho_{NIR} + \rho_R} \tag{41}$$

A különböző szenzorok érzékenységi különbségei, azaz a különböző spektrális felbontás valamint a különböző spektrális válaszfüggvények miatt integrált idősorok kialakításához egy kiválasztott szenzorhoz kell a többi felvételt transzformálni. Esetünkben a referencia szenzor a Sentinel-2 MSI szenzora, aminek az S-2A és S-2B műholdakon elhelyezett példányai technikailag azonosak.

Az összehasonlítás lépései:

- 1. L-8_L2 felvételekből NDVI számítás 0,01 pontossággal (41. egyenlet és 10-3. táblázat) (L-8_NDVI₃₀)
- 2. S-2_L2A felvételekből NDVI kiszámítása 10 m-es felbontással (41. egyenlet és 10-3. táblázat) (S-2_NDVI₁₀).
- S-2_NDVI₁₀ kimaszkolása a 10 m-es felbontású ClaudConfidence maszk 1-nél nagyobb értékeivel (azaz, mindennel, ami egy kicsit is gyanús, hogy felhő) (S-2_NDVI_{10,NoCl})
- 4. S-2_NDVI_{10,NoCl} transzformálása az L-8_NDVI₃₀ geometriájára bilineáris újramintázással, 0,01 pontossággal (S-2_NDVI₃₀)
- 5. Korreláció kiszámítása

Érzékelő	ρ_{NIR}	ρ_R
Landsat 8 OLI	5. sáv	4. sáv
Sentinel-2 MSI	8. sáv	4. sáv

10-3. táblázat Az NDVI számításhoz felhasznált űrfelvételsávok

F 7 Radar előfeldolgozás lépései

A belvíztérképezéshez felhasznált Sentinel-1 felvételek legfontosabb paramétereit az 4-3. táblázat (74. oldal) tartalmazza. Az interneten keresztül elérhető archívumban (https://scihub.copernicus.eu) az idősorból csak néhány felvétel hiányzik (10-5. áb).



10-5. ábra Sentinel-1 felvételek idősora (Asc – ascendens, felszálló pálya, Des – descendens, leszálló pálya)

Az első feldolgozottsági szintű (L1) GRD (ground range detected) radar képek néhány előfeldolgozási lépés után egy ellipszoidra vetítetten szolgáltatják, de a végleges felhasználás céljainak megfelelő további előfeldolgozást igényelnek. A belvíztérképezéshez a következő lépéseket alkalmaztuk a SNAP szoftver 6-os verziójával:

- A feldolgozandó terület lehatárolása, kivágása és szükség esetén mozaikolása $(F\ 7.1)$
- Pontos pályaadatok alkalmazása (F 7.2)
- Hőmérsékleti zaj szűrése (F 7.3)
- Kalibráció (F 7.4)
- Szemcsézettség szűrése (F 7.5)
- Domborzati torzítás javítása (F 7.6)
- Lineáris–dB átalakítás (F 7.7)
- A beesési szög egységesítése (4.4 alfejezet)

F 7.1 Terület kivágás

Egy teljes Sentinel-1 felvétel egy 250 km szélességű sávot fed le az IW felvételezési módban, ami 25 000 pixelt jelent soronként. Így egy felvétel mérete meghaladja a 1,6 GB-ot, aminek feldolgozása átlagos számítógépeken igen időigényes¹⁹. A kutatáshoz a nagy tesztterületre redukáltuk a feldolgozandó felvételeket (*7-2. ábra*).

¹⁹ Felhőalapú feldolgozás esetén a sebesség nagyságrendekkel nagyobb, de az eredeti feldolgozás időpontjában számunkra még a felhőalapú megoldások nem voltak könnyen hozzáférhetők.

Ez a terület legtöbbször teljes egészében megtalálható volt egy felvételen. Abban az esetben, ha több felvételből lehetett csak az ablakot összeállítani, akkor az előfeldolgozás utolsó lépésében készült el a terület mozaikja.

F 7.2 Pontos pályaadatok alkalmazása

A Sentinel-1 felvételek metaadatai között a felvétel készítése során ismert, előre kiszámított pályaadatokat szolgáltatják. A felvétel készítésekor a műhold aktuális helyzete ettől kis mértékben eltérő lehet, amit csak utólagos számításokkal lehet megállapítani. A nagy pontosságú pályaadatokat a világhálón utólagosan teszi közzé az ESA (a felvétel elkészítéséhez képest több napos – néhány hetes lemaradással), amiket az előfeldolgozás során a SNAP szoftver egy rutinja automatikusan letölt az ESA adatbázisból, majd hozzárendeli a feldolgozandó felvételhez.

F 7.3 Hőmérsékleti zaj szűrése

A radarfelvételek egy háttérsugárzásból származó additív hőmérsékleti zajt is tartalmaznak, ami a műhold pályájának megfelelő (azimut) és az arra merőleges (range) irányokban is változó (Park, Korosov, Babiker, et al., 2018). A Sentinel-1 szkennelési módja (TOPSAR) következtében a felvétel három párhuzamosan haladó szkennelési rendből áll össze. A termális zaj a rendek határán a legnagyobb, ami a nyers felvételeken intenzitáskontrasztként jelentkezik. A termális zaj hatása a keresztpolarizált felvételeknél nagyobb, mint az azonos polarizáltságú felvételeknél. Egy sztenderd szűrési módszerhez alkalmazható információt a metaadatok tartalmaznak, de speciális felhasználásokhoz ettől eltérő megoldásokra is szükség lehet. Kutatásunk során a sztenderd eljárást alkalmaztuk.

F 7.4 Kalibráció

A kalibráció célja az érzékelés során rögzített digitális szám (a sugárzással arányos, mértékegység nélküli szám) radiometrikusan kalibrált radar-visszaverődésértékre (radar keresztmetszetre, σ^{0} -ra) való átalakítása. A lineáris transzformáció paraméterei egy konstans és egy, a range-től függő szorzó. A paraméterek adatait a felvétel metaadatai tartalmazzák. A kalibráció eredménye a radar keresztmetszet egy lineáris skálán, ami több nagyságrendet is átfoghat.

F 7.5 Szemcsézettség szűrése

Ugyanazon pixel különböző részeiről visszaszórt radarhullámok elkerülhetetlenül interferálnak, így a homogén visszaverő felszínekről vett jelben is véletlenszerűnek tekinthető ingadozás alakul ki az egymást erősítő és kioltó hullámok következtében. Az eredménykép szemcsézett megjelenésű lesz, amit szűréssel lehet csillapítani (de megszüntetni nem lehet teljesen). A szűrést vagy az X-Y síkban, egy felvételen belül, vagy az időtengely mentén, több felvétel összetartozó pixelei közt lehet elvégezni. Kutatásunkhoz az X-Y síkban működő Finomított Lee szűrőt (Lee, 1980; Sikiru, Liu, & Wu, 2015) alkalmaztuk. Ez a szemcsézettség csökkentése mellett jól megőrzi a kontrasztokat. A térbeli szűrés azonban a térbeli felbontás romlásával jár, ami befolyásolja a végeredmény felbontását. Időbeli szűrést a belvízkialakulás dinamikájának megőrzése érdekében nem alkalmaztunk.

F 7.6 Domborzati torzítás javítása

A radar távérzékelési rendszer geometriájából adódóan a domborzat jelentősen befolyásolja a jelet. A kép ortorektifikálásához a "Range-Doppler Terrain Correction" módszert alkalmaztuk az SRTM 30 m magasságmodellel, aminek felbontása ugyan durvább, mint a Sentinel-1 pixelmérete, de tesztterületünk sík, viszonylag kis magasságkülönbégekkel, így az előálló hiba elhanyagolható.

F 7.7 Lineáris–dB átalakítás

A több nagyságrendet átfogó lineáris visszaverődés értékeket logaritmikus skálájú dB értékekre alakítottuk.