

# A talajnedvesség becslése műholdas távérzékelés alapján

SZAKDOLGOZAT  
FÖLDTUDOMÁNYI ALAPSZAK  
METEOROLÓGUS SZAKIRÁNY



Készítette:

**Boronyák Virginia**

Témavezető:

**Dr. Kern Anikó, tudományos munkatárs**

ELTE TTK, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék

Konzulens:

**Dr. Barcza Zoltán, egyetemi docens**

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Földrajz- és Földtudományi Intézet  
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2016

## Tartalomjegyzék

<b>1. BEVEZETÉS .....</b>	<b>3</b>
<b>2. AZ ASZÁLY FOGALMA ÉS KAPCSOLATA A TALAJNEDVESSÉGGEL.....</b>	<b>5</b>
<b>3. A TALAJNEDVESSÉG BECSLÉSE .....</b>	<b>10</b>
<b>3.1 A talajnedvesség fogalma.....</b>	<b>10</b>
<b>3.2 A talajnedvesség becslése közvetlen in situ mérésekkel .....</b>	<b>11</b>
<b>3.3 A talajnedvesség becslése távérzékeléssel.....</b>	<b>13</b>
3.3.1 A távérzékelés alapjai, elméleti áttekintés .....	13
3.3.2 Passzív szenzorok használata a talajnedvesség mérésére .....	17
3.3.3 Aktív szenzorok használata a talajnedvesség mérésére .....	20
3.3.3.1 A radar.....	20
3.3.3.2 Aktív távérzékelési módszerek használata a gyakorlatban .....	22
3.3.4 Az aktív és passzív szenzorok kombinálása, a SMAP-program .....	24
3.3.4.1 A SMAP küldetés áttekintése, jelentősége .....	24
3.3.4.2 A SMAP méréseinek menete.....	27
3.3.4.3 A SMAP műszerei .....	29
3.3.5 Távérzékeléssel létrehozott talajnedvesség adatbázisok .....	31
3.3.5.1 ESA – Soil Moisture CCI adatbázisa .....	31
3.3.5.2 Az SMOS-program eredményeiből származtatott adatbázis.....	33
3.3.5.3 A SMAP származtatott adatai – a különböző feldolgozottsági szintek.....	35
3.3.5.4 A Copernicus-program.....	37
<b>4. ÖSSZEFOGLALÁS .....</b>	<b>39</b>
<b>5. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS .....</b>	<b>40</b>
<b>6. IRODALOMJEGYZÉK.....</b>	<b>41</b>

## 1. Bevezetés

A talajok vízháztartása a hidrológiai ciklus részeként az éghajlati rendszer egyik fontos eleme (*Entekhabi et al., 2010*). A talajnedvesség és annak változása több folyamatot is jelentősen befolyásol, így a radiációs hőmérséklet alakulását, a felszíni energiamérleget, az aszály kialakulását, valamint az árvízi időszakok hosszát és gyakoriságát. Szerepe a numerikus időjárás-előrejelző modellek által készített prognózisoknál és az éghajlatváltozásokkal összefüggő vizsgálatoknál sem elhanyagolható. A talajnedvesség-adatok figyelembevételével javuló évszakos éghajlati előrejelzéseket olyan, az éghajlati változásokra érzékenyebb társadalmi és gazdasági területek is felhasználják, mint a vízgazdálkodás, a mezőgazdaság és a katasztrófavédelem.

A talajközeli nedvességtől függ, hogy a talaj szintjén rendelkezésre álló energia mekkora arányban alakul át látens, illetve szenzibilis hőárammá (*Entekhabi et al., 2010*). A látens hő formájában felszabaduló energia a továbbiakban pedig a légköri folyamatok egyik motorjaként működik (*Ács et al., 2015*). A talajnedvesség eloszlásának ismerete a párolgás és az evapotranszspiráció szempontjából is lényeges, hiszen így pontosabban le lehet írni a felszíni folyamatok időjárásra és éghajlatra gyakorolt hatását. A talajnedvesség a legfőbb forrása a talajvízkészleteknek, elengedhetetlen a mezőgazdasági termelés és a természetes növénytakaró részére is (*Robock et al., 2000*).

Az elmúlt évszázadban is, de főként a legutóbbi két évtizedben a délkelet-európai régiót egyre nagyobb mértékben sújtották aszályok jelentős kárt okozva a társadalom, a gazdaság és az élővilág számára. Az 1980-as évektől kezdve a régióban az aszályos időszakok gyakorisága rohamosan megnövekedett, kiemelkedően érintett évek 1993, 1994, 1998 és 2003 voltak (*Alexandris et al., 2012*). Ezen események következtében kialakult az igény egy átfogó, nemzetközi program létrehozására az aszály vizsgálata kapcsán. A délkelet-európai országok összefogásaként kilenc tagországgal 2009-ben megalakult a Délkelet-Európai Aszálykezelési Központ, melynek keretein belül a szakemberek aszályvizsgálatokat végeznek, nyomon követik az elsivatagosodás mértékét és hatásait, valamint aszály-előrejelzést tesznek közzé (*Bihari, 2010*).

A talajnedvesség nagyobb térségre reprezentatív mérése meglehetősen nehéz feladat, mivel a talajnedvesség térben és időben rendkívül gyorsan változó paraméter. A hidrológiai ciklusban betöltött szerepéről kialakult tudásunk a pontméréseknek köszönhető, ahol a hangsúly a nedvesség mélységi eloszlásának leírásán van (*Engman és Chauhan, 1995*). A felszíni hidrológiai ciklus legfőbb változóit a talajnedvesség mellett a felszín hőmérséklete, a növényzet és a csapadék

mennyisége és halmazállapota, melyek mind szoros kapcsolatban vannak egymással (*Lakshmi, 2013*). A talajnedvesség mértéke meghatározza, hogy a lehulló csapadék mekkora arányban fordítódik lefolyásra, valamint mekkora mennyiség szivárog be a talajba, majd annak mélyebb rétegeibe. Ezen folyamatok aránya a legfőbb mozgatórugó a hidrológiai és geomorfológiai folyamatok hátterében (*Baghdadi et al., 2007*).

A különböző mérési módszerek segítségével nyert adatok nem csak a meteorológia egyes területein kerülnek felhasználásra. A talajnedvesség értékének előrejelezhetőségében történő fejlődés segíti felvenni a harcot az éhínséggel is, hiszen így a Föld egyes területein pontosabban megbecsülhető a várható terméshozam. Különösen érintettek a Szahara és Dél-Ázsia területei, ahol a társadalom legnagyobb problémája az éhezés, mivel a földművelés az évszakosan változó jegyeket mutató esővízre hagyatkozik. Az egészségügy számára a hóhullámok előrejelzése miatt is lényeges lehet a talajnedvesség megfigyelése (*Entekhbai et al., 2010*).

Szakedolgozatom célja, hogy bemutassam a talajnedvesség meghatározásának főbb módszereit, így a közvetlen *in situ* méréseket, valamint az elektromágneses spektrum mikrohullámú részében történő távérzékelés két formája (aktív és passzív) nyújtotta megoldásokat. A mérési eredményeket és a mérések kivitelezhetőségét több tényező is befolyásolja, például a vegetáció mennyisége és területi eloszlása, a vizsgált talaj minőségi jellemzői (típus, szerkezet, érdesség), ezért szó esik a talajnedvesség-mérés és a távérzékelés elméleti hátteréről is. Végezetül, a távérzékelés által létrejött adatokat összefogó adatbázisok is bemutatásra kerülnek.

## 2. Az aszály fogalma és kapcsolata a talajnedvességgel

Az aszály összetett jelenségének nincs egyetemesen elfogadott, konkrét definíciója (Gregoric, 2012; Szalai 2012). Általános megközelítésben egy-egy tanulmány erejéig érvényes értelmezését (ún. munkadefiníciót) szokás megadni. Egy lehetséges meghatározása lehet például a vízkészletekben megjelenő olyan átmeneti csökkenés, mely a természetvédelem, a gazdaság és a társadalom számos szektorában károkat okozhat. Az átmeneti jelző alatt olyan rövid időszakot értünk, amely során a hosszú távra vett átlaghoz képest negatív anomália jelentkezik a vízmérlegben. Ez a hosszabb viszonyítási időszak általában az éghajlati normálidőszak. Akkor beszélünk szárazságról, ha a negatív anomália hossza összevethető a hosszútávú átlaggal. Mivel a természetes élővilág alkalmazkodott a vízkészletek időben és térben ingadozó eloszlásához, ezért az aszály csak akkor tud jelentős károkat okozni, ha a vízhiány átlép bizonyos küszöbértékeket. Az aszály súlyossága és az időszak hossza több paramétertől együttesen függ, így az azt okozó folyamatától, az évszaktól és a földrajzi helytől egyaránt, ezért is nehéz pontos meghatározást adni a fogalomra (Szalai, 2012).

A vízkészletekben megmutatkozó hiány elsősorban az adott terület tágabb környezetére vonatkozó csapadék csökkenéséből ered. A csapadékhiány nem csak a szárazságban érintett területeken jelentkezhet, hanem azoktól távolabb is. Erre jó példa a folyószakaszok eltérő csapadékviszonyaiból eredő szárazság, hiszen, ha például a felső szakasznál nem esik le elegendő mennyiségű csapadék, akkor az alacsonyabb vízhozamból kifolyólag az alsó szakasznál is tapasztalható szárazság (Szalai, 2012).

Fontos különbséget tenni az aszály sújtotta és a vízhiányos időszakok között, hiszen az aszály és szárazság nem rokon értelmű szavak. A két folyamat között elsősorban eredetük alapján lehet különbséget tenni. Általánosan elfogadott tény, hogy az aszályt kizárólag természetes folyamatok idézhetik elő, bár klimatológiai megfontolások miatt nem lehet egyértelműen kijelenteni, hogy kialakulása háttérben ne állhatnának antropogén okok (Palmer, 1965; Szalai 2012). Mivel az emberi tevékenység hatással van a globális átlaghőmérsékletre és a csapadék térbeli eloszlására, ezért egyben befolyásolja az aszályok előfordulásának gyakoriságát, súlyosságát és az egyes időszakok hosszát is (Szalai, 2012). A két meghatározás emellett az érintett időszakok hosszában is eltér. Míg aszály általában átmenetileg áll fenn, addig a szárazság hosszabb távú, állandósult állapotot tükröz. Az aszály ennél fogva külön-külön értelmezhető egyes éghajlati osztályokra, országokra, régiókra, stb.. Így válik lehetségessé, hogy olyan országok is küzdhetnek

aszállyal, amiket egyébként csapadékosabb éghajlati kategóriába sorolnánk (pl. Nagy-Britannia, Hollandia), ha a sokéves viszonyítási időszakhoz képest a vizsgált időszakban csapadékdeficit jelentkezik (*Bella, 2003*).

Az aszálynak számos fajtája létezik, melyek közül a következőkben három csoportot vázolok fel. Meteorológiai aszályról akkor beszélünk, ha adott területen a hosszú távú átlaghoz képest kevesebb csapadék hullik (*Hollósi, 2012*). Mezőgazdasági aszályról akkor beszélhetünk, ha a csapadék mellett más tényezők változásait is figyelembe kell vennünk, melyek elsősorban a növények fejlődését befolyásolják. Ilyen tényezők lehetnek az aszálytartam erőssége, a talaj fizikai tulajdonságai, a termőföldek lejtőszöge, a talaj vízszintje, de ide sorolhatók egyes mezőgazdasági eljárások is, például a trágyázás (*Lakatos és Szalai, 2010*). Az aszály harmadik fajtája a hidrológiai aszály, mely akkor lép fel, ha nem csupán a felszíni, de a felszín alatti vízkészletek is beszűkülnek a csapadékhiány következtében. A meteorológiai aszály definícióját a WMO (*World Meteorological Organization*) hozta létre 1989-ben. A felvázolt kategóriákon kívül természetesen továbbiak is léteznek, melyek közül megemlítendő a társadalmi-gazdasági aszály, mely alatt a vízhiány okozta anyagi károkat értjük, valamint a térbeli aszály, mely adott terület domborzati viszonyaival hozható összefüggésbe (*Bella, 2003*).

Mivel az aszálynak nincs egzakt definíciója, ezért az annak hossza és súlyossága nehezen mérhető egy adott univerzális mértékegységgel. Emiatt pontos meghatározás helyett az ún. aszályindexek használatosak. Az aszályindexek olyan dimenziótlan skalárok, melyek közvetlenül kapcsolatban állnak a csapadékanomáliákkal és a vízzáró rétegek között tárolt vízmennyiségekkel, gyakran önkényesen meghatározott változókat összekapcsolva egymással. Ezen indexek számos paramétert figyelembe vesznek, például a csapadékösszeget (egyszerűbb indexek), a különböző talajkarakterisztikákat (textúra, talajnedvesség), vagy az evapotranspirációhoz rendelkezésre álló energiát a terület vízmennyiségének függvényében (összetettebb indexek). A talaj az éghajlati rendszer egyik legfontosabb víztároló eleme, ezért kiemelten fontos számításba venni az aszályelemzés során, így elengedhetetlen a nedvességtartamának folyamatos megfigyelése. Tekintve, hogy a talajnedvesség térben és időben erősen változó paraméter, nehéz kifinomult és megbízható mérőhálózatot létrehozni a globális megfigyelésére (*Gregoric, 2012*). A folyamatok vizsgálatához hosszútávú adatok szükségesek, hiszen az anomális viselkedést csak a hosszabb időszakra (évek, évtizedek) vonatkozó átlagok alapján lehet értelmezni. A jelen idejű mérések is elengedhetetlenek, ám az aszály korai előrejelzésénél a folyamat lassú kialakulása miatt csak

másodlagos szerepet játszanak (*Lakatos et al., 2010*).

Az alkalmazott indexek közül a legszélesebb körben elterjedt az SPI (*Standardized Precipitation Index*) vagy más néven normalizált csapadékindex, mely csupán egy bemenő paramétert igénylő egyszerű index. Bár az SPI a közelmúltban került csak kifejlesztésre, mégis világszerte elterjedt. Az index statisztikai alapokon nyugszik, mellyel több időskálán is meg lehet határozni a szárazság mértékét. Az SPI értékét standardizálás útján határozzák meg (*McKee et al., 1993*).

A gyakorlatban legalább 30 év havi csapadékösszeg-adatait hasonlítják össze önkényesen kiragadott 1, 3, 6, ill. 12 hónap idősorával. Az alapidőszakokat annak megfelelően választották ki, hogy jellemzően milyen hosszú a társadalomra és a környezetre hatással levő száraz anomália időszaka. A vonatkoztatási időszaknak megfelelően az SPI-hez más-más értelmezés tartozik, hiszen azok más-más víztározókban jelentkező változásoknak feleltethetők meg. Így az egyhónapos SPI értéke a talajnedvességben történő változásokat tükrözi, valamint potenciálisan köthető a termőnövények egyes fejlődési fázisaiban fellépő esetleges vízhiányhoz is. A háromhónapos index az évszakos csapadékösszeg becslésére szolgál, segítségével meghatározható az átlagos terméshozam és kisebb folyók vízhozama is, míg a több hónapra vonatkoztatott indexek inkább nagyobb folyók és víztározók vízkészleteiben történő változások leírására használatosak (*Gregoric, 2012*).

Ahhoz, hogy a módszerrel minél hatékonyabban lehessen előrejelezni az idősorokat hónapról hónapra aktualizálják (elcsúsztatják azokat), tehát minden újabb hónapra újabb és újabb értékeket állítanak elő a már meglévő adatokból. A hosszútávú megfigyeléseket valamilyen folytonos valószínűségi eloszlás sűrűségfüggvényével közelítik, általában gamma-eloszlás függvényére illesztik és ebből a csapadékhullás valószínűségét becsülik. Miután a sokéves adatokra megállapították az eloszlást leíró értékeket, azután az egyes megfigyelési pontokra illetve területekre is megteszik mindezt. Legvégül a kapott eredmények standard normális (1 szórású, 0 várható értékű) eloszlásúvá transzformálják és lefektetik az index küszöbértékeit (*Standardized Precipitation Index User Guide, 2012*). Az index akkor jelez aszályt, ha értéke negatív lesz, és akkor ér véget a száraz időszak, ha értéke újra 0 fölé emelkedik. Az 1. táblázat szemlélteti az egyes intervallumokat és az azoknak megfelelően leírást.

SPI értéke	Aszályossági osztály
[0,-0.99]	enyhe aszály
[-1.00,-1.49]	mérsékelt aszály
[-1.50,-1.99]	súlyos aszály
$\leq -2.00$	extrém aszály

1. táblázat. Az SPI-értékeknek megfelelő aszályossági osztályok  
(McKee et al, 1993).

Az SPI értékeinek meghatározásánál az 1971 és 2000 közötti időszakot vették alapul. Mivel a módszer rengeteg adatot kezel viszonylag egyszerű számítások révén (hiszen csak a csapadékösszeget veszi figyelembe), ezért a Meteorológiai Világszervezet referencia aszályindexnek nyilvánította (Gregoric, 2012).

Az SPI előnye abban rejlik, hogy rugalmasan kezeli a változásokat, valamint alkalmazásával a Föld számos régiói több időskálán összehasonlíthatók egymással tekintettel a különböző víztározókra. Számos tanulmány alátámasztja, hogy az index megfelelően nyomon követi a talajnedvességben, a vízhozamban, a víztározókban, a növények fejlődésében és a terméshozamban történő változásokat. Hátránya azonban pont az egyszerűségében rejlik, hiszen nem vesz számításba olyan fontos, az aszályra jelentős befolyással bíró paramétereket mint például a hőmérséklet, az evapotranszpiráció, a szélesség és a talaj víztartó képessége (Vicente-Serrano et al., 2010).

Az indexek másik részét képezik az ún. rekurzív indexek, melyek számításánál a lehullott csapadék mennyiségén kívül egyéb paramétereket is figyelembe vesznek. Ilyen például a Palmer-féle aszály-súlyosság index (PDSI - *Palmer Drought Severity Index*). Az öntözés nélküli területek vizsgálatára leginkább alkalmas PSDI-index az első olyan index, mely a hőmérsékleten és csapadékösszegezen kívül a talajnedvességet is magába foglalja (Karavitis, 2012).

A csapadék természetesen nem csak folyékony formában hullhat, a hidrológiai ciklus jelentős részét teheti ki a szilárd halmazállapotú csapadék, mely a talajvíz szempontjából a lehullást követően jelentős időeltolódással, az olvadáskor játszik csak szerepet. Így az aszály vizsgálatát célszerű a talaj szemszögéből végezni. Fontos, hogy a hótakaróval borított területeken bevezetésre kerüljenek olyan hómodellek, melyek elsődleges feladata megbecsülni a hótakaró víztartalmát (Bálint és Mattanyi, 2012). (Ezen modelleket itt nem mutatom be, csak megemlítem őket.)



A természeti katasztrófák közül az aszály meglehetősen nagy hatással van a társadalomra és a gazdaságra. A Föld számos területén nagy gyakorisággal előforduló jelenség, tekintet nélkül az adott régió természetes páratartalmára, szárazsági állapotára, csapadékösszegére. Egyes éghajlati scénáriók értelmében a száraz időszakok hossza és gyakorisága is növekedni fog az elkövetkezendő években, ezért kiemelkedően lényeges az aszály előrejelzése. Az aszály értelemszerűen szoros kapcsolatban áll a talajnedvességgel (*Sheffield és Wood, 2007*). A csapadékhiány miatt közvetett vagy közvetlen módon fellépő aszály jelensége főként a talajnedvesség csökkenésében mutatkozik meg, ezért kiemelten fontos a talajnedvesség mérése és becslése. Ez történhet *in situ* pontméréseken keresztül, amikor is a mérőműszer közvetlen kapcsolatban áll a mérendő közeggel, vagy történhet műholdas (esetleg repülőgépes) távérzékelés útján is. A következő fejezet a közvetlen mérések lehetséges formáit mutatja be.

### 3. A talajnedvesség becslése

#### 3.1 A talajnedvesség fogalma

Talajnedvesség alatt azt a vízmennyiséget értjük, ami a talaj telítetlen szeletében helyezkedik el, azaz a felszín és a talajvíz szintjei között. Megadása több mértékegységben is történhet, így többek között lehet a  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ , mely azt mutatja, hogy egységnyi térfogatú talajban mekkora a víz térfogata. A  $\text{mm mm}^{-1}$  mértékegységben történő megadás akkor célszerű, ha azt szeretnénk kifejezni, hogy egységnyi felület felett milyen magas lenne a vízoszlop a talaj többi alkotójához képest. A talajnedvesség kifejezhető a telítési állapot hányadaként is. A talaj alapvetően porózus szerkezetű, ami azt jelenti, hogy az alkotóelemi közötti hézagok szabadon feltölthetnek levegővel vagy vízzel. Ha a vízmolekulák teljesen kiszorítják a levegő alkotóit, akkor telített talajról beszélünk. A talaj telítési aránya egy olyan dimenziótlán skalár, melynek számértéke 0 és 1 között változhat. Ahhoz, hogy ezt a számot nedvességgé tudjuk konvertálni ismerni kell a talaj porózusságát, így meg tudjuk becsülni, hogy maximálisan mennyi vizet képes felvenni. A talajállapot leírására másik gyakran használt fogalom a talajból a növények által felvehető vízmennyiség, vagyis a PAW (*Plant Available Water*). A PAW mennyiségét úgy számítják ki, hogy a teljes potenciális talajnedvességből (telítettség) kivonják a növények hervadási időszakában fellépő nedvességértéket, mivel az ezen kívül jelenlévő nedvességet a talajszerkezet annyira leköti, hogy az már nem érhető el a vegetáció számára (*Dorigo et al, 2011*).

A bevezetett mérőszámokon túl elengedhetetlen tisztázni, hogy a talajnedvesség mérését a talaj mely szegmensén végezzük, főként a geometriai kiterjedésre gondolva. Ez azért fontos, mivel a talajnedvesség nem csak horizontálisan, hanem vertikálisan is erősen ingadozik (*Dorigo et al, 2011*).

A talajnedvesség becslésére számos módszer áll a kutatók rendelkezésére, melyek lehetnek tisztán vagy részben empirikus alapokon nyugvók. A talajnedvesség meghatározása három módon történhet: pontbeli (*in situ*) mérésekkel, távérzékelés (aktív, passzív, kombinált) során nyert adatok felhasználásával, valamint kisebb jelentőséggel bíró felszínmodellek segítségével. A három megoldás közül a pontmérések a legpontosabbak. Fontosságuk abban is megnyilvánul, hogy pontosságuknak köszönhetően ezekhez képest állapítják meg az egyes modellfuttatások és távérzékelési eredmények megbízhatóságát, azaz referenciaértékeként szolgálnak. További jelentős előnyük, hogy - bár mindig ugyan arról a mintavételezési helyről, de - folyamatos méréseket biztosítanak (*Alberger et al., 2011*).

### **3.2 A talajnedvesség becslése közvetlen in situ mérésekkel**

Számos tudományterület igényel talajnedvesség-adatokat, köztük a meteorológia és a hidrológia, de fontos a mezőgazdasági aszálymonitorozás számára is. Továbbá a felszíni modellek, az időjárás előrejelző és az általános légköri modellek is felhasználják, így az elmúlt évtizedek során megnövekedett az igény a paraméter mérésére. A megoldást a talajnedvesség közvetlen mérése jelentheti, mivel a műszerek elhelyezésük után azonnal képesek adatot szolgáltatni egy adott, néhány négyzetméteres területről (*Wu és Liu, 2012*).

A talaj víztartalmának egyik legrégebbi és legősibb becslési módszere a csupán mérleget igénylő gravimetria. Ennek a direkt mérésnek az az elve, hogy megméri egy egységnyi térfogatú talajdarabnak a tömegét, majd a kiszáritás utáni újbóli mérési eredményből kivonják az eredeti tömeget, megkapva az elpárolgott víz mennyiségét. A párolgási időt rövidítendő különböző szárító berendezések is alkalmazhatók, ekkor az eljárást termogravimetriának vagy szárítószekrényes talajnedvességbecslésnek nevezzük (*Johnson, 1962*). Annak ellenére, hogy maga az elv eléggé egyszerű, a módszer kivitelezése nemcsak nehézkes és meglehetősen időigényes, hanem még azzal a hátránnyal is jár, hogy a vizsgált talajminta nem használható fel (nem reprodukálható) újbóli mérésre, emellett a keletkező adatok időben sem folytonosak. Továbbá nem kevés energiafelhasználással jár, hisz a szárítószekrényes eljárás során a mintákat kb. 105 °C-ra felhevített sütőben szárítják ki (*Walker et al., 2004*). A számos nehézség ellenére a termogravimetrikus módszer bevetése nélkülözhetetlen a későbbiekben bemutatásra kerülő módszerek kalibrálásához és a kapott adatok kiértékeléséhez (*Csiba, 2010*).

A széles körben elterjedt automatizált technikák közé tartoznak a talaj elektromos vezetőképességét vizsgáló mérések, valamint a neutronok szóródását és a gamma sugárzás csillapodását alapul vevő eszközök (utóbbiak főként a múlt század második felében váltak népszerűvé, de alkalmazásukat sugárzásvédelmi előírások miatt visszaszorították, emiatt itt nem kerülnek bemutatásra.) Szintén automatizált eszközök a tenziométerek, a higrométerek, és a talaj dielektromos állandóját vizsgáló műszerek is (*Csiba, 2010*).

A tenziométer a talaj szívóképességét méri mechanikus elven. A berendezés egy - a levegőre nézve impermeábilis - a víz által viszont átjárható zárt kerámiacsészéből áll, mely összeköttetésben van egy manométerrel (nyomásmérővel). Az eszközt a talajba helyezve, az a talaj nedvességi állapotához mérten bizonyos mennyiségű vizet szív magába, míg a műszer belsejében (révén, hogy levegő számára átjárhatatlan) vákuum keletkezik. A tenziométer tulajdonképpen a talaj szívóerejét

határozza meg, a kapott eredmény nyomás dimenziójú. A műszer előnye, hogy adott pont környezetéről gyorsan nyújt információt (Csiba, 2010).

A Soil Moisture Equipment Corporation TRASE által gyártott földbe temethető TDR-szenzor (Time Domain Reflectometry) tipikusan három 20 cm hosszú hullámvezetőből álló berendezési (Walker et al, 2004). Ez az érzékelő méri a vezetőkön áthaladó elektromágneses hullám sebességét és terjedési idejét. A nagyfrekvenciás készülék működése során meghatározza a talaj dielektromos tulajdonságait, melyek alapján következtetni lehet a nedvességtartalomra, köszönhetően annak, hogy a víz és a levegő elektromos jellemzői nagyban eltérnek egymástól. Az elektródák a talajban kondenzátorfegyverzeteket képeznek. Ismert, hogy egy kondenzátor  $C_0$  kapacitása megadható a fegyverzetek között tárolt  $Q$  töltésmennyiség a kondenzátorra jutó frekvencia hányadosaként. Ha a kondenzátor lemezei közé szigetelőanyagot helyezünk a kapacitás növelhető. Ha az így kapott kapacitás  $C$ , akkor fennáll, hogy  $C=C_0 \cdot K$ , ahol  $K$  arányossági tényező a közeg relatív dielektromos állandója vagy permittivitása.  $K$  permittivitas pedig a közeg (itt a talaj) és a levegő dielektromos állandójának az aránya. A TDR-szenzor méri a talajon áthaladó elektromágneses hullám  $t$  terjedési idejét és a vizsgált közegre vonatkozó  $c_t$  terjedési sebességét. Ezen mennyiségekre fennálló (1) egyenlet alapján egyszerűen számolható a talaj  $K_{talaj}$  dielektromos állandó értéke, ahol az összefüggésben szereplő  $L$  paraméter az elektróda hossza.

$$\sqrt{K_{talaj}} = \frac{c_t \cdot t}{L} \quad (1)$$

A dielektromos állandó ismeretében következtetni lehet a víztartalomra, hisz a víz molekuláris szerkezetéből adódó erős dipólhatás miatt a nedves talaj ezen elektromágneses paramétere nagyobb, mint a száraz talajé (van der Velde, 2010). Ha a műszerhez tartozó három hullámvezető vízszintesen kerül lefektetésre, akkor a berendezés segítségével a talaj 4 cm-es mélységéig, 2,5%-os pontossággal mérhető a talajnedvesség. A TDR-szenzor legkisebb hibával a felszín alatt maximum 5 cm-re ásható el és mivel merev szenzorral rendelkezik azt is biztosítani kell, hogy a mintavételezési felszín ne változzon (tehát nem lehet például szántóföldön, stb.). A módszer előnye, hogy a mérést a talajoldat elektrolit és sótartalma nem befolyásolja illetve, hogy csak a műszer fizikai kialakításától függ a vizsgált talajtérfogot mérete, így a térfogatot rétegekre osztva lehetőség nyílik a talajnedvesség vertikális eloszlásának vizsgálatára (Rajkai, 2004).

A cseh AMET konzorcium által gyártott Virrib-talajnedvességmérő szenzor két koncentrikus körben elhelyezett rozsdamentes acélgyűrűből áll, 20 és 28 cm-es átmérővel (Walker

*et al., 2004*). A nedvesség megállapításához meghatározza a két elektróda között terjedő elektromágneses hullám tulajdonságait. A szenzor kimeneteleinél 5 mA-tól 55 mA-ig terjedő áramerősség mérhető, ami 5 és 55%-os nedvességtartalomnak feleltethető meg. A körkörös elrendezésű Virrib-érzékelők a talaj kémiai jellemzőitől független információt szolgáltatnak és 10 cm-es mélységig effektíven használhatók. *Walker és munkatársai* (2004) kimutatták, hogy leginkább a TDR-érzékelő adatai korrelálnak a termogravimetrikus módszer eredményeivel.

A pontmérések kivitelezése számos eszköz áll rendelkezésre, melyek fizikai elvek széles skáláját foglalják magukba, viszont azzal a sajátsággal rendelkeznek, hogy alkalmazásuk térbeli kiterjesztése rendkívül korlátozott és költséges. Továbbá nem lehetséges a földfelszín összes pontját mérőhálózatba foglalni, ezért óhatatlanul szükséges térben átfogóbb megoldást találni a talajnedvesség becslésére. Erre kínál megoldást a távérzékelés, melynek legfőbb fizikai összefüggéseit a következő fejezetben vázolom.

### **3.3 A talajnedvesség becslése távérzékeléssel**

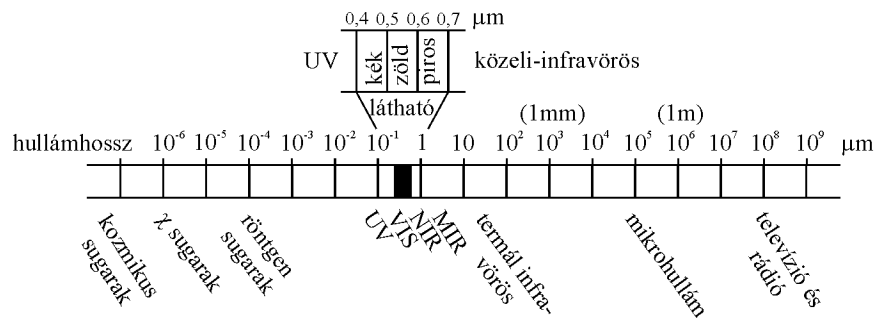
#### **3.3.1 A távérzékelés alapjai, elméleti áttekintés**

Talajnedvesség-adatokat távérzékelési módszerekkel is nyerhetünk, melyek legfontosabb előnye az *in situ* mérésekkel szemben, hogy a szárazföldi területek nagy hányadáról, szinte globálisan léptékben nyerhetők adatok. A műholdakon elhelyezett szenzoroknak köszönhetően pedig a megfelelő időbeli felbontás is biztosítható, ami elsősorban az időjárás-előrejelzés számára lényeges (*Njoku és Entekhabi, 1996*).

A meteorológia a légkör fizikai és kémiai folyamatait különböző tér- és időskálákon vizsgálja. A vizsgálatokhoz nélkülözhetetlen a légkör (és a talaj) állapotathatózóinak folyamatos megfigyelése, mely mérések révén pontosabbá válik az időjárás előrejelzése, valamint nélkülözhetetlen adatokat szolgáltat az éghajlatkutatás számára is. A méréseket két csoportba oszthatjuk a műszer és mérendő objektum viszonya alapján: a közvetlen (*in situ*) mérések azok, melyek során a műszer és a mérendő közeg közvetlen kapcsolatban áll egymással, vagy a közvetett mérések, melyek esetében valamilyen közvetítő (pl.: elektromágneses sugárzás, hanghullám) segítségével mérhetők a célterület állapotathatózó és egyéb jellemzői. A távérzékelés - ahogy arra neve is utal - közvetett mérések formájában valósul meg, és szintén további ágakra bontható. Az aktív távérzékelés során a mérőműszer sugárzást bocsát ki és annak visszaérkező részét méri. A módszer alkalmazható felhőalap- és látástávolság-meghatározásra, továbbá ezen az elven működik

a radar, a LIDAR (*LIght Detection And Ranging*) és a SODAR (*SOnic Detection And Ranging*) is. Ezzel szemben a passzív távérzékelés során a mérendő objektum saját hőmérsékleti sugárzását illetve a róla visszaverődő sugárzást detektálja az érzékelő. A passzív módszerek közé tartozik a vizuális megfigyelés, a fotográfia, a fotometria, a radiometria, és a spektrometria, de például az emberi szervezet legfőbb passzív berendezése, a szem is (Mészáros, 2013).

Az elektromágneses spektrumot és annak tartományait mutatja be az 1. ábra, ahol a határok 10-es alapú hatványok egész kitevőivel közelíthetők.



1. ábra. Az elektromágneses spektrum

(Mucsi, 2004)

A távérzékelés alapvetően az elektromágneses illetve a hanghullámok tulajdonságainak változásán alapszik. Az elektromágneses hullámban az energia szinuszosan és harmonikusan terjed  $c$  fénysebességgel. A szinuszgörbe két szomszédos maximuma közötti távolság a  $\lambda$  hullámhossz, míg rögzített ponton áthaladó hullámcsúcsok száma a  $\nu$  frekvencia. A két mennyiség között fordított arányosság áll fenn, tehát az egyikük elegendő az adott hullám egyértelmű megadásához (Mucsi, 2004).

Az elektromágneses hullámok terjedésük során különböző gyengülési folyamatokon mennek keresztül (kivéve légüres térben), mely módosulás mértéke a közvetítő közeg tulajdonságaitól függ. A távérzékelés során kapott eredményeket ezen gyengülés függvényében érdemes értelmezni, ahol maga a csillapodás is több tényező eredménye. Befolyásolja a sugárzás által megtett úthossz, a sugárzás energiája és hullámhossza és a légkör összetétele. A légköri dinamika forrása és mozgatója a napsugárzás, mely a légkörön áthaladva abszorpció vagy szóródás révén gyengül. A két folyamat közötti különbség abban mutatkozik meg, hogy míg elnyelés esetén a sugárzási energia egy része hővé alakul, szóródásnál a gyengülés a sugárzás irányának változásában mutatkozik meg, tehát az utóbbi eset nem jár energiaveszteséggel (Mucsi, 2004).

A szórt sugárzás jellege nagymértékben függ a beérkező sugárzás hullámhosszától és a szóró részecskék karakterisztikus méretétől. Ha a szóró részecske átmérője összemérhető a sugárzás hullámhosszával, akkor Mie-szórásról, ha viszont e karakterisztikus méret legalább egy nagyságrenddel kisebb, akkor Rayleigh-szórásról beszélünk. A Rayleigh-szórás a hullámhossz negyedik hatványával fordítottan arányos, tehát jóval erőteljesebben verődnek vissza a rövidebb hullámhosszak (ezzel magyarázható az égbolt kék színe is). Ugyanakkor ez a felelős a (látható fény tartományában készült) műholdfelvételek homályosságáért is, a kontraszt csökkenéséért. További alapvető kölcsönhatás a felszín érdekességétől függő visszaverődés. Tökéletesen reflektálónak tekinthető az az elméleti felszín, amely tükörszerűen ver vissza a beérkező sugárzás szögével megegyező szögben. A Lambert-típusú diffúz visszaverő pedig a tér minden irányába egyenletesen ver vissza. Visszaverőképességüket illetően a valós felszínelemek e két szélső típus között helyezkednek el (*Lillesand et al., 2015*).

Ahhoz, hogy a méréseket megfelelő módon el lehessen végezni és a kapott eredményeket értelmezni lehessen, ismerni kell az abszolút fekete testre fennálló sugárzási törvényeket. Abszolút fekete test a természetben nem létezik, csupán egy idealizált állapotot ír le. Az abszolút fekete test az elektromágneses spektrum teljes terjedelméből érkező sugárzást elnyeli és ezt az elnyelt energiát teljes egészében kisugározza minden frekvencián. Minden, az abszolút nulla foknál magasabb hőmérséklettel rendelkező tárgy sugárzást bocsát ki elektromágneses hullámok formájában és ezzel hőt ad le, mely független környezetének hőmérsékletétől és csak a tárgy saját hőmérsékletétől függ (hőmérsékleti sugárzás, Prévost-tétel). Minden tárgy sugárzásforrásnak tekinthető és mindegyik egyedi spektrális eloszlással rendelkezik.

Az elektromágneses hullámok terjedési sebessége vákuumban a spektrum minden tartományában közel  $3 \cdot 10^8$  m/s. Az adott közegre vonatkozó hullámhossz és frekvencia szorzata megadja az erre a közegre vonatkozó terjedési sebességet, melyet a (2) egyenlet ír le.

$$c = \lambda \cdot \nu \quad (2)$$

Az elektromágneses sugárzás terjedése diszkrét egységekben történik, melynek hordozója a foton (kvantum). Egy foton energiája a (3) összefüggés alapján:

$$Q = h \cdot \nu \quad (3)$$

ahol  $Q$  a foton energiája,  $h$  a Planck-állandó (értéke:  $6,63 \cdot 10^{-34}$  Js). Behelyettesítve a fenti

egyenletből kifejezett frekvenciát újabb lényeges összefüggést kapunk:

$$Q = \frac{h \cdot \nu}{\lambda} \quad (4)$$

A (4) egyenlet rávilágít arra, hogy minél nagyobb hullámhossztartományban vizsgáljuk egy adott objektum kisugárzását, az objektum annál nehezebben detektálható (pl. földfelszín mikrohullámú kisugárzása). Ez azt jelenti, hogy a hosszúhullámú tartományon működő érzékelőknek adott terület felett hosszabb mintavételezési időre van szükségük, hogy megbízható információt gyűjthessenek.

A Kirchhoff-törvény kimondja, hogy anyagi minőségtől függetlenül egy adott test által kibocsátott és elnyelt sugárzás hányada állandó, a hányados értékét a test hőmérséklete, a sugárzás hullámhossza és a test fizikai tulajdonságai (pl. szín) befolyásolják. A törvény következménye, hogy az a test, amelyik jó elnyelő az egyben jó kisugárzó is. Az abszolút fekete test abszorpciója 1, azaz az elektromágneses spektrum bármely tartományából érkező sugárzást elnyeli.

Fontos összefüggést ír le a fekete test spektrumának maximális hullámhossza és kelvinben megadott hőmérséklete között a Wien-féle eltolódási törvény. A törvény értelmében a két érték csak egymás rovására változhat: minél magasabb egy test hőmérséklete, annál kisebb a maximális kisugárzáshoz tartozó hullámhossza. Szorzatuk minden fekete testre állandó:  $2898 \mu\text{mK}$ . Ezen a helyen található a Planck-függvény csúcsa.

$$\lambda_{\max} \cdot T = 2898 \mu\text{mK} \quad (5)$$

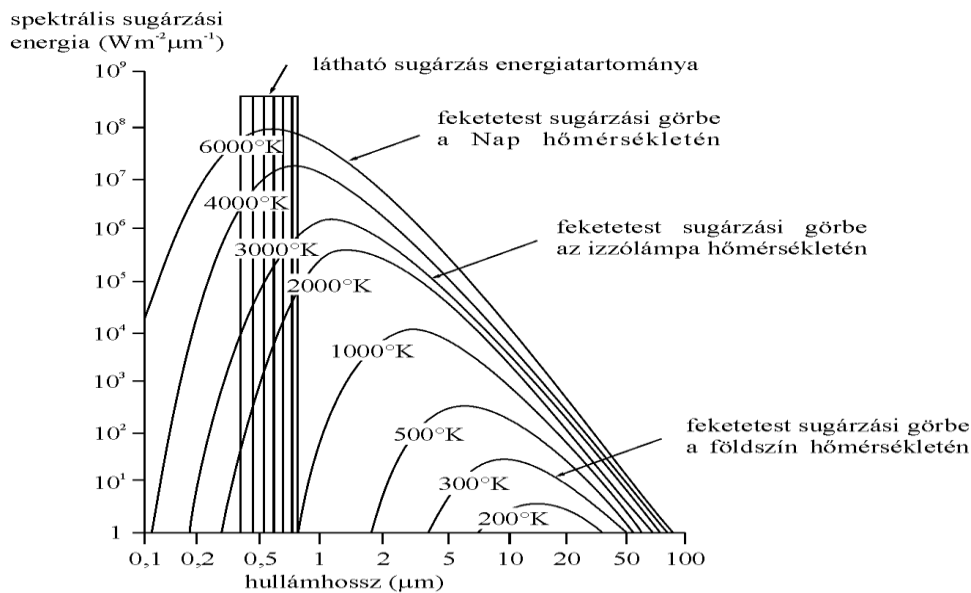
Az (5) egyenletben szereplő  $\lambda_{\max}$  azt a hullámhosszat jelenti, ahol a fekete test kisugárzott energiája maximális, a  $T$  változó pedig az abszolút hőmérsékletét jelöli.

A (6) összefüggés a Stefan-Boltzmann-törvény, mely a teljes kisugárzott energiára vonatkozik. Az összefüggés értelmében ez az energia az abszolút hőmérséklet negyedik hatványával arányos, ahol az arányossági tényező a Stefan-Boltzmann állandó, értéke:  $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ .

$$I = \sigma \cdot T^4 \quad (6)$$



Mivel a hőmérséklet a negyedik hatványon szerepel az összefüggésben, ezért az összes kibocsátott energia rendkívül nagy ütemben növekszik a hőmérséklet emelkedésével.



2. ábra. A különböző hőmérsékletű testek sugárzási energiája a Planck-görbe alapján

(Mucsi, 2004)

Az imént felvázolt összefüggéseket a 2. ábrán látható Planck-görbe képe adja vissza, mely adott felszíni hőmérsékletű test energiaspektrumát írja le. A fizika törvényeit használják fel a műholdas műszerek is. A műholdakon elhelyezett szenzorok segítségével viszonylag jó időfelbontásban, közel valós idejű adatok nyerhetők.

### 3.3.2 Passzív szenzorok használata a talajnedvesség mérésére

A műholdas technikák alkalmazásának megindulását követő évtizedekben már születtek kísérletek a talajnedvesség mérésére. A Nimbus-7 műhold SMMR (*Scanning Multi-channel Microwave Radiometer*) műszere például 6,6 GHz-es mikrohullámú C-sávban működött 1978 és 1987 között. A talajnedvesség méréséhez ideális frekvenciához képest ez a műszer kissé magasabb frekvencián mért (Hickey et al., 1988; Njoku és Entekhabi, 1996). Az elektromágneses spektrum mikrohullámú tartományának részletes bemutatására a 3.2.3 fejezetben kerül sor.

A mikrohullámú tartomány a további fontos előnnyel rendelkezik, hogy az itt végzett méréseket kevéssé befolyásolja a napsugárzás hatása, valamint a felhőzet mennyisége. Azonban egészen pontos eredmények csak teljesen kopár vagy közepes mennyiségű növénytakaróval

borított területeken szülehetnek. Megfelelő feltételek esetében a szenzorba érkező sugárzás jellege legnagyobb részben a talajnedvesség függvénye. Ahogyan az *in situ* műszerek közül a földbe temethető TDR-szenzor, úgy a mikrohullámú passzív eszközök is a víz és a száraz talaj dielektromos állandóinak gyökeres eltérését használják ki. 5 GHz-es frekvencia alatt a talaj dimenziótlan relatív dielektromos állandója kb. 3,5, míg ugyanez az érték a víz esetében 80. A műholdakon (vagy akár a repülőgépeken) elhelyezett passzív szenzorok a felszín fényességi hőmérsékletét érzékelik. A fényességi hőmérséklet mérése nem mindig vitelezhető ki kellő pontossággal, ugyanis a mérésre nem csupán a felszín érdessége és a növényzet kiterjedése van hatással, hanem a talaj és a vegetáció hőmérséklete is, bár utóbbi kettő hangsúlya kisebb. Ezen perturbáló faktorok a mikrohullámú tartomány magasabb hullámhosszainál tompulni látszanak, mértéke is számításba vehető, hiszen mind a felszínérdesség, mind pedig a vegetáció eltérő jegyeket mutat, ha a látható vagy épp az infravörös tartományban vizsgálódunk. A mérési adatok pontos kiértékelését előzetes eredmények is megkönnyíthetik (aktív távérzékelés, pontmérések), valamint segítséget nyújthatnak digitalizált topográfiai, talajtakaró és talajtípus térképek (*Njoku és Entekhabi, 1996*).

Elméleti tanulmányok, földfelszíni mérések és repülőgépeken elhelyezett passzív berendezések eredményei azt mutatják, hogy a talajnedvesség megfigyelésére a legideálisabb elektromágneses tartomány a mikrohullámú L-sáv (1 GHz és 2 GHz között), mert ebben az intervallumban hanyagolhatók el leginkább a fent említett sugárzásmódosító hatások (*Kern et al., 2014*). Az L-sávon belül kitüntetett szerepet kap az 1,4 GHz frekvencia. Az 1,4 GHz-es frekvencia azért is alkalmas a fényességi hőmérséklet meghatározására, mert a passzív távérzékelés mellett a rádiócsillagászatban is kihasznált 1400 MHz-től az 1427 MHz-ig terjedő intervallumot a Nemzetközi Távközlési Egyesület (ITU - *International Telecommunication Union*) védettnek nyilvánította, így ebben a sávban mindenféle sugárzáskibocsátás tiltott (*Daganzo-Eusebio et al., 2013; Njoku és Entekhabi, 1996*).

Az első műhold, mely kifejezetten a talajnedvesség és az óceánok sótartalmának monitorozására került Föld körüli pályára az Európai Űrügynökség (ESA - *European Space Agency*) által 2009 novemberében felbocsátott SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*) nevű műhold. A műhold MIRAS (*2D Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis*) elnevezésű műszere is az 1,4 GHz frekvenciát magába foglaló védett sávban működik. A műhold

fedélzetén elhelyezett mikrohullámú radiométer a felszín kb. 0-5 cm-es rétegről szolgáltat talajnedvesség-adatokat. A műhold számára földfelszín globális lefedése három napot vesz igénybe, a radiométer térbeli felbontása  $44 \text{ km} \times 44 \text{ km}$  (Bircher et al., 2013). Az SMOS küldetés közel valós idejű adatait az ECMWF (*European Centre for Medium Range Weather Forecast*) előrejelző modelljeibe is integrálják annak érdekében, hogy a talajközeli légnedvesség és léghőmérséklet ismeretében pontosabbá váljon a csapadékprognózis (Muñoz Sabater et al., 2009).

Az SMOS műhold mellett a 2002 májusában pályára állított, a NASA űrmegfigyelő rendszere alá tartozó Aqua műhold több szenzora is passzív módon gyűjt információkat. A műhold műszerei közül ilyen eszköz például az AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System*) radiométer, ami 12 csatornán és 6 frekvencián (6,9, 10,6, 18,7, 23,8, 36,5, és 89,0 GHz) méri a felszín fényességi hőmérsékletét  $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ -es felbontásban. Ahogyan arról korábban is szó esett, a talajnedvesség mérésére ideálisabbak a mikrohullámú tartomány nagyobb hullámhosszai, így például a 6,9 GHz-es C-sáv-beli frekvencián fogadott felszíni fényesség-hőmérsékletek csak a talaj felső 1 centiméterére adnak megbízható információt. Az Aqua műhold pályájából adódóan mérései két nap alatt teljesen lefedik a Földet. Az AMSR-E adatainak validálását nagyban hátráltatta a telekommunikációs hálózatok rádiófrekvenciás interferenciája mellett az, hogy csak kis számú megbízható *in situ* adatsor állt rendelkezésre. Utóbbi főként Európában, Észak-Amerikában és az ázsiai földrész keleti részein okozott gondot (Draper et al., 2008).

Számos kísérletet végeztek az elmúlt évtizedekben a távérzékelte talajnedvességértékek pontosságának validálására, illetve a mérések javítására vonatkozóan. Továbbá vizsgálták azt is, hogy milyen a kapcsolat felszín és a légköri dinamika között (Brubaker és Entekhabi, 1996; Pielke, 2001). Az SGP99 (*Southern Great Plain '99*) vizsgálat során egy repülőgépen elhelyezett műszerrel vizsgálták, hogy melyik mikrohullámú sáv terhelődik a legkisebb hibával a talajnedvesség távérzékeléssel történő mérése során. A használt műszer a PALS (*Passive Active L- and S-band Sensor*) volt, mely az észak-amerikai Déli-Nagy-Síkságon végzett méréseket. Ezen a területen takarmánynövények termelésével foglalkoznak, de a síkságon fellelhető legelő és csupasz talaj is. A növényzet átlagos víztartalma alacsony (VWC - *Vegetation Water Content*),  $0-2,5 \text{ kgm}^{-2}$  értékek között mozog. A kísérlet során a PALS szenzor aktív és passzív csatornáinak pontossága rendre 2-3%-ot és 2-5%-ot ért el, mely azt mutatja, hogy az említett sáv megfelelő megbízhatósággal alkalmazható talajnedvesség-mérésre (Lakshmi, 2013).

Az SMOSREX (*Surface Monitoring of Soil Reservoir Experiment*) elnevezésű méréssorozatban pedig 2003 és 2012 között végeztek méréseket Franciaországban a passzív mikrohullámú távérzékelési adatok validálására (*de Rosnay et al., 2005*).

### **3.3.3 Aktív szenzorok használata a talajnedvesség mérésére**

#### **3.3.3.1 A radar**

A radar kifejezés az angol *Radio Detection and Ranging* rövidítésből származik, ami megközelítőleg azt jelenti, hogy rádiójel alapú észlelés és távolságmérés. Az egyes műholdakon elhelyezett radarok különböző hullámhossztartományokban működnek, annak megfelelően, hogy milyen feladatot látnak el. Általánosan elmondható, hogy minél nagyobb frekvenciájú a radar, annál pontosabb méréseket végez, viszont annál inkább hatással van rá a légkör sugárzáscsillapító hatása és annál nagyobb az időjárás befolyása is. A 2. táblázat részletesen bemutatja a radarok által alkalmazott standard frekvenciasávokat, melyek határait az IEEE (*Institute of Electrical and Electronics Engineers*) fektette le.

A 300 MHz alatti HF és VHF sávokat képviselő radaroknak alkalmazása egészen a második világháborúig nyúlik vissza, melyeket ma már inkább csak veszély-előrejelzésnél vetnek be, ezek az ún. horizont feletti radarok (OTH - *Over The Horizon*). A nagy hullámhosszú radarméréseket kevésbé befolyásolják a légköri csillapító hatások, valamint könnyebben konstruálhatók nagyteljesítmény adók is. Hátrányuk viszont az, hogy a sugárzást kibocsátó antennáknak nagynak kell lenniük, ami a mérnököket kihívás elé állítja. Továbbá, a mért adatok kívánt pontossága sem érhető el minden esetben (*Radar Basic, 2016*).

AZ UHF-sávban működő radarokat elsősorban a műholdak nyomon követésére használják, de a légkör magasabb tartományáig terjedő szélprofilmeghatározásra szolgáló ún. *wind profilerek* is kihasználják ezen frekvenciaintervallumot, mert ebben a tartományban a felhőzet és a csapadék kevésbé befolyásolja a jeleket (*Mészáros, 2013*).

<b>Frekvenciasáv elnevezése</b>	<b>Intervallum</b>
HF ( <i>High Frequency</i> – magas frekvencia)	0,003 GHz – 0,03 GHz
VHF ( <i>Very High Frequency</i> – nagyon magas frekvencia)	0,03 GHz – 0,3 GHz
UHF ( <i>Ultra High Frequency</i> – ultra magas frekvencia)	0,3 GHz – 1 GHz
L ( <i>Long wave</i> – hosszú hullámhossz)	1 GHz – 2 GHz
S ( <i>Short wave</i> – rövid hullámhossz)	2 GHz – 4 GHz
C	4 GHz – 8 GHz
X	8 GHz – 12 GHz
Ku	12 GHz – 18 GHz
K	18 GHz – 27 GHz
Ka	27 GHz – 40 GHz
V	40 GHz – 75 GHz
W	75 GHz – 110 GHz
mm (milliméter)	110 GHz – 300 GHz

2. táblázat. IEEE szabvány frekvenciasávok

(*Radar Basics, 2016*)

A 2-től 8 GHz-ig terjedő S- és C-sávban már a légkör sugárzásgyengítő hatása eléggé számottevő ahhoz, hogy nagyteljesítményű antennát kelljen használni, viszont magának az antennának a mérete már kisebb, ami pontosabb eredményekhez vezet. Kihhasználva azt, hogy a továbbított jel érzékeny a felhőkre valamint a csapadékelemekre, az S- és C-sáv radarjai alkalmazhatók időjárásradarokként.

A következő kategóriák, az X- és Ku-sáv radarjait főként a katonaságnál alkalmazzák, melyek rövidebb antennái jóval olcsóbban előállíthatók és könnyen elhelyezhetők repülőgépek, ill. műholdak fedélzetén is, ahogyan például a hadászati célokra és földrajzi térképezésre használt szintetikus apertúrájú radarok is.

A már említett atmoszferikus hatások miatt a magasabb frekvenciákat képviselő radarok már nem „látnak” annyira messzire, mint a kisebb frekvenciájúak. A K és Ka-sávú radarokat főként reptereken használják, hiszen amellet, hogy alkalmazásukkal nagyfelbontású adatok nyerhetők, az igen rövid ideig tartó impulzusokkal (kibocsátástól visszaverődésig) könnyen nyomon követhető a repülőgépek mozgása.

A V- és W-sávban már annyira rövidek a hullámhosszak, hogy ezekben a tartományokban működnek a parkolóradarok és egyes laboratóriumi eszközök (*Radar Basic, 2016*).

A meteorológiai gyakorlatban hosszútávú megfigyelésekre legalkalmasabb az 1 GHz-től 2 GHz-ig terjedő sáv szélességet magába foglaló L-sáv.

A radarok esetében a műszer által kibocsátott jel útja a következő: antenna, közvetítő közeg (légkör), vizsgált tárgy (földfelszín), közvetítő közeg, antenna, tehát a jelforrás és az érzékelő helye azonos. A radarok rövid ideig tartó elektromágneses pulzusokat bocsátanak ki, melyek a közvetítő közegen kétszeresen áthaladva gyengülést szenvednek, ami miatt módosul a visszaérkező jel erőssége. A vevőantennára visszaérkező pillanatnyi teljesítményt a (7) összefüggés, a radaregyenlet írja le:

$$P_V = P_A \frac{G_A}{4\pi R^2} \sigma_{Tb} \frac{A_H}{4\pi R^2} \quad (7)$$

ahol  $P_V$  az antennára visszajutó teljesítmény,  $P_A$  az adási üzemmódban kisugárzott teljesítmény,  $G_A$  az antenna adási nyeresége,  $\sigma_{Tb}$  az effektív visszaszórási radarkeresztszám,  $R$  az antenna és a megfigyelt felszín távolsága,  $A_H$  pedig az antenna vételi hatásos felülete (*Ferencz, 2009*). A  $G_A$  antennanyereség fordítottan arányos a beérkező sugárzás  $\lambda$  hullámhosszának a négyzetével, a (8) egyenlet segítségével határozható meg.

$$G_A = \frac{4\pi A_a}{\lambda^2} \quad (8)$$

A radarok meteorológiai alkalmazásának legfőbb előnyei, hogy a napszaktól függetlenül, mind éjjel, mind pedig nappal képesek információszerzésre, továbbá a méréseket nem befolyásolja az időjárás (akár mélyebb hótakarón is képesek „átlátni”) (*Radar Basic, 2016*).

### **3.3.3.2 Aktív távérzékelési módszerek használata a gyakorlatban**

A közelmúltban, a távérzékelésben végbemenő fejlődésnek köszönhetően megvalósíthatóvá vált a talajnedvesség-tartalom térbeli eloszlásának meghatározása a felszín közelében még széles skálán változó topográfiai viszonyok és eltérő felszíntakaró mellett is. Az aktív eszközök a passzívakkal szemben jóval nagyobb térbeli felbontás elérésére képesek, azonban sokkal inkább érzékenyek a felszín érdesség, a domborzat és a növénytakaró változásaira. A

növényzet szerepe azért is fontos, mert víztartalmának és geometriai formáinak köszönhetően nem csupán az aktív eszközről érkező sugárzás egy részét nyeli el és veri vissza, hanem a talajról visszaverődő hullámokat is gyengíti. (*Barrett et al., 2009*).

A felszínérdesség és annak változása különösen a mezőgazdasági területeken kerül előtérbe, a termőföldeken ugyanis az év azon időszakában, amikor a megszántott föld vetetlen, a talaj barázdái ugyanolyan mértékben befolyásolják az elektromágnes hullámok visszaverődését, mint maga a talaj nedvessége. A mérési eredmények kiértékelésénél az is gondot jelenthet, hogy ezeken a területeken a fejlődésben lévő termőnövények miatt akár igen rövid idő alatt is nagy változások következhetnek be (*Walker et al., 2004*).

A talajnedvesség globális megállapítására számos radart, konkrétan SAR-t (*Synthetic Aperture Radar*) hordozó műhold kering vagy keringett a Föld körül. Így például a japán földfigyelő műhold, az ALOS (*Advanced Land Observation Satellite*) fedélzetén lévő PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*) nevű eszköz, vagy épp az Európai Űrügynökség korábbi ENVISAT (*Environmental Satellite*) műholdjának ASAR (*Advanced Synthetic Aperture Radar*) műszere, valamint az 1995-ben pályára állított ERS-2 (*European Remote Sensing - 2*) aktív távérzékelő eszköze (*Baghdadi et al., 2007*). Ahogyan az *in situ* műszerek és a bemutatott passzív eszközök is, úgy mérései során a SAR is a víz és a száraz talaj dielektromos állandói között meglévő egy nagyságrendi eltérést használja ki. A felsorolt lehetőségek közül a szintetikus apertúrájú radarral érhető el a legnagyobb térbeli felbontás (10 m × 10 m-től egészen 100 m × 100 m-ig) (*Moran et al., 2004*).

Számításba véve a különböző műszertípusokat és az eltérő talajkarakterisztikákat, számos módszer született a radaradatok felhasználására. A tisztán tapasztalati modellek egyenes arányosságot feltételeznek a talajnedvesség és a visszaverődő jel magnitúdója között, azonban ezen kapcsolat mindig csak az adott tanulmány (adott földrajzi hely, adott időszak) erejéig érvényesek. Az eredményekből nem lehet általános következtetéseket levonni, mivel azok csak abban az esetben közelítik meg a valóságot, ha a teljes mérési idő alatt a talajnedvesség 10% és 35% között marad, továbbá feltételezhető, hogy ezen idő alatt a felszínérdesség is állandó marad. *Baghdadi és munkatársai (2011)* tanulmányukban arra jutottak, hogy a felszínérdesség hatásait úgy lehet leginkább kiküszöbölni, ha a radaradatokat külön-külön értelmezik a száraz, ill. a nedves évszakokra. A másik csoportba tartoznak az ún. fizikai modellek, melyek segítségével pusztán elméleti úton kivételesen nagy pontossággal meghatározható a radar visszaverődési együtthatója,

továbbá nem kell figyelembe venni a műszerkarakterisztikák és a helyi viszonyok adatsorra gyakorolt hatását sem. Bár a modellek csupán radarparaméterekből és talajparaméterekből származtatnak eredményeket, a felszínérdességet továbbra sem tudják pontosan visszaadni (Petropoulos, 2015; Khabazan et al., 2013). A két módszert ötvözi a szemi-empirikus modell, tehát megfelelő kompromisszumnak tűnik a fizikai modell összetettsége és a tapasztalati modell egyszerűsége között. Használatát leginkább azért részesítik előnyben, mert független az adott földrajzi területtől és kevés rendelkezésre álló adat esetében is megbízható marad (Petropoulos, 2015).

### **3.3.4 Az aktív és passzív szenzorok kombinálása, a SMAP-program**

#### **3.3.4.1 A SMAP küldetés áttekintése, jelentősége**

Az előző fejezetekben vázolt aktív és passzív módszerek külön-külön csak részben tudják teljesíteni az egyes felhasználói igényeket, nem képesek egyszerre biztosítani a megfelelő tér- és időbeli felbontást, a széles térbeli lefedettséget, az optimális érzékelési mélységet és a megfelelő pontosságot akár már közepes növénytakaró jelenlétében sem.

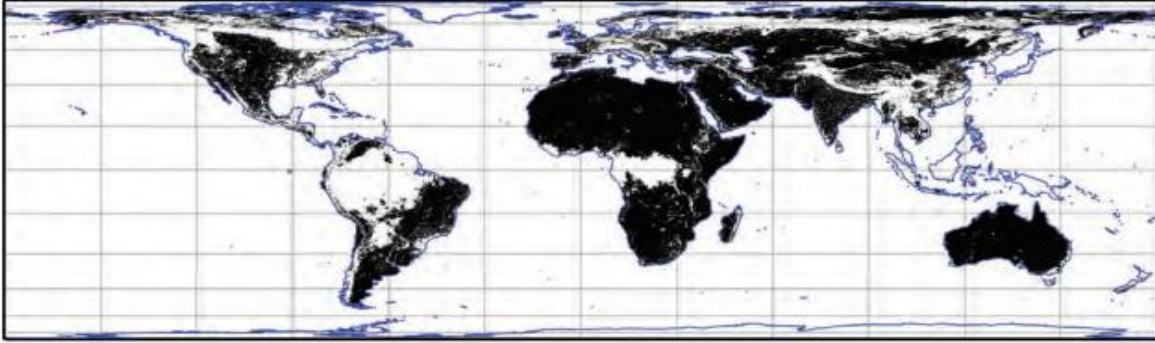
Annak érdekében, hogy minél pontosabb talajnedvesség adatsorokat lehessen származtatni a műholdas mérésekből célszerű az aktív és a passzív módszereket kombinálni. E célból indította útjára a NASA 2015 januárjában a SMAP (*Soil Moisture Active Passive*) elnevezésű műholdját, mely lehetővé tette a passzív és aktív távérzékelési módszerek együttes alkalmazásával származtatható adatok előállítását, melyeket globális talajnedvességi térképek készítéséhez lehet felhasználni (Entekhabi et al., 2010).

A SMAP létrehozása nem tekinthető új keletű ötletnek. A kétezres évek elején indult volna útjára a NASA ESPP (*Earth System Pathfinder Program*) programjának keretein belül a HYDROS (*Hydrosphere State Mission*) elnevezésű küldetés. A HYDROS tervezett műszerei a már meglévő felszíni és repülőgépes mérések eredményeire alapozva a mikrohullámú tartomány alacsonyabb frekvenciáin működtek volna, a fedélzeten elhelyezett radiométer a 1,41 GHz-es (L-sáv), a radar pedig az 1,26 GHz-es frekvencián. A küldetés során a talaj felső 5 cm-es tartományának talajnedvessége került volna megállapításra. Az antenna „lábnyoma” egy 1000 km-es felszíni sávot fedett volna le, ahol a sarki területek felett is elhaladó kvázipoláris műhold 2-3 naponkénti időközrel állított volna elő újabb és újabb globális adatsorokat. A küldetés végül anyagi okok miatt meghiúsult, de a SMAP így is sok technikai megoldást örökített át belőle (Entekhabi et al., 2004).



A SMAP-et a NASA mérnökei arra tervezték, hogy legalább 3 évig működjön és ezen időszak alatt 2-3 naponként folyamatosan készítsen felvételeket a földfelszín adott területeiről. Ez az időintervallum megfelelő hosszúságú arra, hogy a nagyobb viharok kialakulásának időskálájától kezdve egészen az évszakos változások nyomon követésére alkalmas adatsorokat lehessen előállítani. A műhold napszinkron, kvázipoláris pályájának köszönhetően az egész földfelszínről tud méréseket végezni beleértve a poláris területeket is, valamint az alacsony pályamagasság (685 km a felszín felett) miatt nagyobb térbeli felbontásban képes dolgozni, mint a geostacionárius műholdak. Tekintve, hogy a SMAP az el nem indított HYDROS küldetés utódjának tekinthető, sok közös jegyet mutat a tervezett műhoddal. A SMAP szenzorai a talaj felső 5 cm-es rétegére vonatkozóan végeznek méréseket. A magasabb szélességeken, valamint a Föld hidegebb területein a talaj állapotát is meghatározzák, tehát különbséget tesznek fagyott és olvadt állapot között. A 45° szélességi fokoktól északra és délre, a sarkok felé bináris (fagyott/olvadt talajállapot) értékeket állítanak elő, valamint meghatározzák a boreális erdőségek kiterjedését, ezzel hozzájárulva a szén ciklus kutatásához. (Ezen erdők az északi területeken jelentős nyelői a szén-dioxidnak). Azokon a földrajzi területeken viszont, ahol a víz folyékony halmazállapotban található, ott a kőzetek, az ásványok és az organikus talajalkotók között található konkrét víztartalmat méri (*SMAP Kézikönyv, 2014*).

Bár a műhold belátja az összes kontinenst és óceánt, mégsem képes a tökéletes globális lefedettség elérésére, hiszen a leképezés során kihagyja a hóval és jéggel borított felszínrészeket, nem figyeli a fagyott talajállapotot, a hegyvidékes topográfiajú területeket (ahol 300 m-nél nagyobb az egymást követő topográfiai elemek relatív magasságának eltérése), nyílt vízfelületeket, nagyobb városokat és azokat a területeket, ahol a növényzet víztartalma átlagosan meghaladja az 5 kgm<sup>-2</sup>-t (*Entekhabi et al., 2010*). A 3. ábrán sötét színnel megjelenő szárazföldi területek azok, ahol a SMAP adataiból előállíthatók talajnedvesség-térképek.



3. ábra. A SMAP által lefedett területek

(*SMAP kézikönyv, 2014*)

Az eredményeket a kutatók arra használják fel, hogy részletesebben le tudják írni a víz- és szén ciklus elemeit. A vízciklus nem csupán azon egyértelmű folyamatokat foglalja magába, mint a szárazföldről és az óceánokról történő párolgás, a kondenzációs felhőképződés útján létrejövő csapadékhullás és a víz lefolyások által történő visszakerülése a hidroszférába. Ezek mellett a növények is szerves részét képezik a vízkörforgásnak, hiszen a talajból vizet vesznek fel, majd transzspiráció révén vízgőzt juttatnak vissza közvetlenül a légkörbe.

A szén ciklusnak a vízciklusnál jóval több ága van, hisz beleértendő a szén transzportja az atmo-, pedo-, lito-, hidro- és krioszféra között. A légkörben a szén elsősorban szén-dioxid formájában van jelen, valamint az óceánokban és tengerekben is fellelhető oldott formában. A felszínen a karbonátos kőzetekben található meg, a felszín alatti fő forrásai pedig a kőolaj és a kőszén. A szén ciklus forrásainak és nyelőinek fő meghatározója az épp fagyásban vagy olvadt állapotban lévő talajok területi eloszlása (*Kimball et al., 2012*).

Megjegyzendő, hogy a SMAP-adatok felhasználására nem csak a meteorológiában kerül sor. A 2. fejezetben tárgyalt aszálymonitorozás szintén egy jelentős alkalmazási terület. Fontos előrejelezni a mezőgazdaság számára, hogy mikor várható szárazság, hogy a gazdák ütemezhessék az öntözési időszakokat és számolhassanak a lehetséges terméshozammal. A hosszabb ideig uralkodó vízhiány negatív irányba befolyásolja a termés mennyiségét, és amellet, hogy a haszonállatok pusztulásához vezethet, az emberre is kedvezőtlenül hat. Egyes becslések szerint 2080-ra Föld lakosságának 5-26%-a fog alultápláltságban szenvedni. A kutatók szerint a XXI. század végére a száraz időszakok hossza meg fog háromszorozódni a Föld egyes részein. A szárazságnál nem kevésbé lényeges az áradások előrejelzése, melyek világszerte a természeti csapások 40%-át teszik ki. A talajnedvesség ismerete többek között azért is fontos, hogy

megmondható legyen egy-egy nagyobb esőzés előtt, hogy mennyire nedves a talaj, mekkora mennyiségben képes további vízfelvétele, tehát mekkora esély van árvíz bekövetkezésére. Mindezen célok megvalósításához elengedhetetlen előrelépések érhetők el a SMAP bevetésével (*SMAP Mission, 2016*).

#### **3.3.4.2 A SMAP méréseinek menete**

Megbízható és pontos adatok nyerése közvetlenül a műhold pályára állítás után még nem lehetséges, ehhez szükség van egy megelőző 90 napos üzembehelyezési és kalibrációs időszakra. Ezalatt a földi irányítók ellenőrzik, hogy megfelelően működik-e a műhold kommunikációja, hogyan reagál a földi parancsokra és szükség esetén a pályáját is módosítani tudják. A kezdeti nyers adatokat hozzá kell igazítani már meglévő eredményekhez, melyek főként pontbeli felszíni és repülőgépes mérésekből származnak. A kalibráció a talajnedvesség-adatok meghatározását illetően meglehetősen bonyolult feladat, hiszen számos tényezőt figyelembe kell venni: az eltérő felszíninformákat, domborzati viszonyokat, a mérésre vonatkozó aktuális időjárási helyzetet, a talajtextúrát (érdesség és összetétel) és a növénytakaró eloszlását. Ezen paraméterek többségénél nem csupán a lokális, de az időbeli (pl. évszagos mezőgazdasági terület esetén) változások is jelentősek, továbbá a vegetáció mennyisége is nagy hatással bír a becslésekre (*Jackson et al., 2012*).

A műhold a dátumválasztó vonalnál keresztezi az Egyenlítő vonalát, a felszálló csomóban (az Egyenlítő azon pontja, ahol a műhold a déli féltekéről az északi félteke fölé kerül) helyi középideő szerint délután hat órakor halad át. A pálya kis,  $98,12^\circ$  inklinációjú és egy fordulat megtétele 98,5 percet vesz igénybe (*O'Neill et al., 2010, Entekhabi et al., 2010*).

A napszinkron pálya előnye, hogy a műhold adott terület felett mindig azonos helyi időben halad át, így adott felszínrészleten bekövetkező időbeli változások könnyebben detektálhatók. Kvázipoláris pályája révén minden Föld körüli fordulat során mindkét pólus felett áthalad, így az Egyenlítő egy pontja felett állni látszó geostacionárius műholdakkal szemben magasabb szélességeket is belát. A Föld egyenetlen tömegeloszlása miatt a kvázipoláris műholdak pályája nem lehet tökéletesen kör alakú, hanem kis excentricitású ellipszis (*Mucsi, 2004*), mely a SMAP esetében úgy került megválasztásra, hogy a perigeum (földközeli pont) az Északi sarknál legyen, ezzel kicsit magasabb áthaladási magasságot eredményezve a déli féltekén (*SMAP Kézikönyv, 2014*).

A Föld forgása és forgási ellipszoidhoz közeli alakja (ténylegesen: geoid) miatt az Egyenlítő környéki szélességek közelében lefedetlen, hézagos térképek készülhetnek csak. A pályamagasság azonban kicsit nagyobb, mint az a magasság, ami a pontosan 3 naponként ismétlődő pályavetület eléréséhez szükséges, melynek következtében a felszíni vetület minden áthaladás során kicsit nyugatra tolódik el, ezzel kitöltve az alacsonyabb szélességeken megjelenő hézagokat. Így egy adott meridián mentén az ismétlődő mérések megvalósításához átlagosan 3 nap szükséges, a sarkvidékek felé haladva ez az intervallum szűkül. A 4. ábra az egymást követő áthaladások felszíni vetületeit mutatja be Észak-Amerikára vonatkozóan, egynapos időintervallumra.



4. ábra. A SMAP egymás utáni áthaladásainak felszíni vetületei

(SMAP Kézikönyv, 2014)

Míg az elrendezésből adódóan két egymás utáni áthaladást követően az Egyenlítőnél a vetületek távolsága kb. 2700 km, addig a nyolcadik napra ez a maximális távolság kb. 350 km-re csökken (SMAP Kézikönyv, 2014).

A mérés geometriájából és szenzorok technikai jellemzőiből adódóan a talajnedvességi mezők 10 km × 10 km-es, az olvadt és fagyott állapotokat megkülönböztető felvételek pedig 3 km × 3 km-es horizontális térbeli felbontásúak, ahol az esetleges lefedetlen területek adatait modellszámítások révén pótolják (Entekhabi et al., 2010).

### 3.3.4.3 A SMAP műszerei

A műholdon két műszer is elhelyezésre került, mely ötvözi az aktív és passzív távérzékelés nyújtotta lehetőségeket. A passzív radiométerrel és az aktív radarral (SAR) együttesen elvileg meghatározható a talaj nedvességszintje, míg a talaj fagyott ill. olvadt állapotának egymástól való megkülönböztetése a radar alkalmazásával vihető véghez. A műszerekkel szemben támasztott elvárás az, hogy maximum  $0,04 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  hibával, legfeljebb  $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ -es felbontásban szolgáltassanak mérési adatokat. A két műszer együttes alkalmazásával ugyan nem produkálhatók annyira pontos adatok, mint kizárólag a precízebb radarral, ám a felbontás finomsága így is meghaladja a radiométer felbontását (*Entekhabi et al., 2010; Wu et al., 2014*). Bár a SMAP radarja meghibásodásnak köszönhetően 2015 júliusa óta nem végez méréseket és ezáltal nem nyújt adatokat, a program továbbra is folytatódik és radar nélkül is képes kiváló minőségű tudományos adatok előállítására (*SMAP News, 2016*). A SMAP kutatói arra a felismerésre jutottak, hogy radiométer önmagában is képes például az óceánok sótartalmának megállapítására. Továbbá a radar által előállított adatsorok így is több hónapra vonatkoznak, egészen a kalibrálási időszak végétől a műszer leálltáig (*SMAP News, 2016*).

Az aktív radar által kibocsátott mikrohullámú jelek a felszínről néhány mikroszekundum alatt visszaverődve, módosulva ugyan, de még mikrohullámok formájában érik el a szenzort. A radarmérések egyik nagy előnye, hogy a visszaverődő jel erősségéből és hullámhosszából (még mérsékelt növénytakaró jelenlétében is) lehet következtetni a talajnedvességre – ez a két mennyiség szinte egyenes arányban áll egymással.

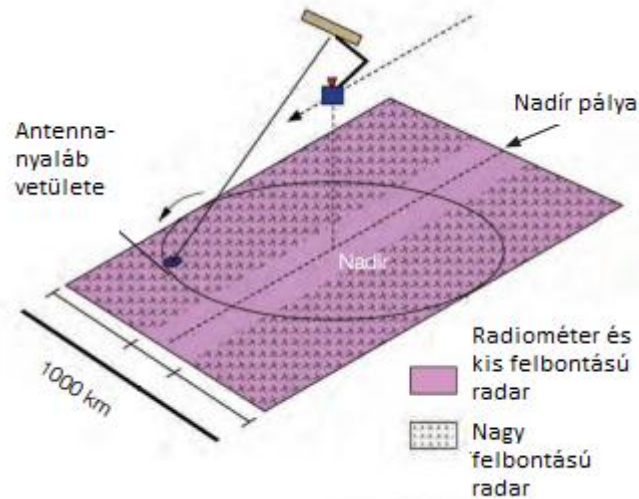
A SMAP szintetikus apertúrájú radarja révén a radar felszíni „lábnyoma” viszonylag kis átmérőjű ( $1 \text{ km}$ ) területet fedett le, ami nagyban hozzájárult a készített felvételek minőségi javulásához. A radar által pásztázott területek 70%-ban  $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ -es felbontásúak a leképezési sáv külső tartományában. Nadír irányban pedig a mérési eredmények megközelíthetik az akár  $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ -es felbontást is (*Entekhabi et al., 2010*). Mindezt az 5. ábra szemlélteti a radiométer „lábnyomával” együtt. A műhold aktív távérzékelő berendezése által származtatott adatok jobban visszaadják a felszínérdesség és a vegetáció eloszlásában megnyilvánuló eltéréseket, hiszen általában az aktív radarok ezen paraméterekre érzékenyebbek, mint a passzív radiométerek. A magas szélességek fagyott ill. olvadt talajállapotát megkülönböztető bináris adatok is a radar segítségével állnak elő. Utóbbi magas szélességekre vonatkozó adatsorok kétnaponként újra és újra elkészülnek. A radar leállását követően ezt a feladatot a SMAP radiométerének segítségével is el

lehet végezni. Bár így nem marad biztosítható a  $9 \text{ km} \times 9 \text{ km}$ -es térbeli felbontás, de a mintavételezés megkövetelt időbeli sűrűsége és a nyert adatok pontossága továbbra is a tervezettnél megfelelő marad (*SMAP, 2015*).

A műholdon elhelyezett passzív radiométer is rendkívül érzékeny műszer a felszínközeli talajnedvességre nézve. A földfelszín mikrohullámú kisugárzását detektálja, produktuma a fényességi hőmérséklet. Működési elve hasonló a hőkamerakéhoz, vagy az éjjellátó szemüvegekéhez: minél magasabb a megfigyelt objektum fényességi hőmérséklete, annál fényesebbnek látszik a képeken. A radiométer szintén az L-sávban működik, felbontása a radarénál jóval durvább,  $40 \text{ km} \times 40 \text{ km}$ -es, alkalmazása azonban érzékenységének köszönhetően elengedhetetlen. A műszer 24 MHz széles sávban működik, 1,4 GHz-es közepes értékkel. A műszerrel szemben támasztott elvárás az, hogy a felszíni fényességi hőmérsékletek hibája ne haladja meg az 1,3 K-t. Az eredményeket a későbbiekben ismertetésre kerülő EASE2 rácshálózaton tüntetik fel  $36 \text{ km} \times 36 \text{ km}$ -es négyzetek formájában, tehát a SMAP program során a radiométer nyers mérései a legrosszabb térbeli felbontásúak.

A radiométer fő feladata, hogy időrendben egymást követő adatokat állítson elő figyelembe véve az adatokban hibákat eredményező egyes tényezőket is (pl. az antenna működése, a Faraday-rotáció, a napsugárzás, a galaktikus és kozmikus sugárzás). A radiométer az antennalábnym földrajzi helyének meghatározásában is részt vesz, ahol a 4 km-es pontosságú helymeghatározás az elvárás.

A két szenzor antennája közös, de a műholdon belül eltérő elektronikával rendelkeznek. Az antenna egy 6 m átmérőjű arannyal bevont, hálós szerkezetű parabolaantenna, mely a begyűjtött impulzusokat a vevőegység felé továbbítja. Az antenna hossz tengelye  $40^\circ$ -ban dőlt, így nem nadír irányban mér, a célterület a műhold alatt körülbelül 500 km-re eltolódik. Az antenna a 14,6-os percenkénti fordulatanak és a műhold előre haladásának szuperpozíciójaként viszonylag széles zónát pásztáz le. Az antenna gyors forgása biztosítja a kvázifolyamatos méréseket. Ennek megfelelően egy 1000 km széles sáv képeződik le egyetlen antennafordulat során egymást átlapoló körlapok formájában. A műhold külső felületén elhelyezett kúp alakú vevőegység tölcészerűen gyűjti be a sugárzási jeleket, majd külön-külön a két műszernek megfelelően jelfeldolgozó rendszer felé irányítja azokat (*Chan és Dunbar, 2015*). A következő 5. ábra a pásztázás menetét mutatja be.



5. ábra. A SMAP műszereinek földfelszíni lábnyoma  
(SMAP Kézikönyv, 2014)

Az adatok kezelését a NASA alá tartozó JPL (*Jet Propulsion Laboratory*) operátorai végzik. Mivel a 90 perces Föld körüli keringése igen rövid, ezért az egyes állomások csak kevés ideig tudnak kapcsolatban lenni az eszközzel egy-egy áthaladás alatt. Az adatok begyűjtése után megindulhat a feldolgozásuk, mely minden esetben azzal kezdődik, hogy meghatározzák a mért adatok földrajzi helyzetét és idejét. Ezután az adatok kalibrálása következik, mely számos már meglévő előzetes mérési eredményt igényel. Ez alatt olyan plusz információkat értünk, melyek lehetnek állandók (földrajzi elhelyezkedés, topográfia) vagy épp időben erősen változók (pl. időjárás, légköri viszonyok) (SMAP Kézikönyv, 2014).

### 3.3.5 Távérzékeléssel létrehozott talajnedvesség adatbázisok

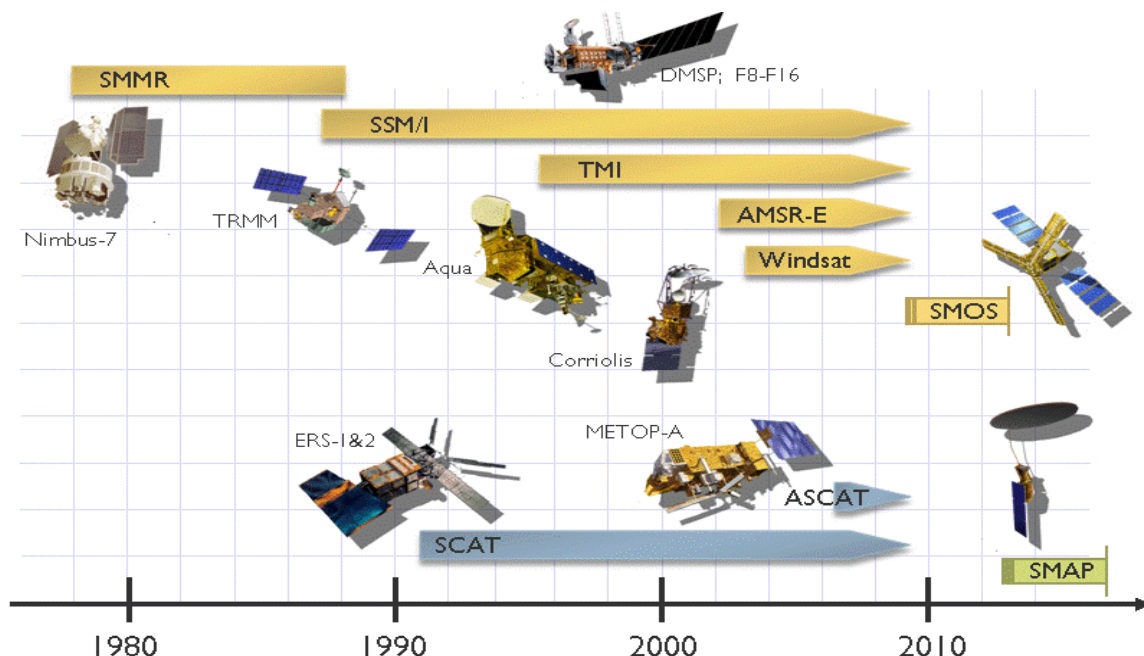
#### 3.3.5.1 ESA – Soil Moisture CCI adatbázisa

Az Európai Űrügynökség *Soil Moisture CCI (Climate Change Initiative)* nevű programja a talajnedvesség mint az éghajlati rendszer egyik legfontosabb elemének globális monitorozására indult el 2010-ben. A CCI-program nem csupán az ESA adatait dolgozza fel, hanem azokat egyesíti korábbi EUMETSAT és NASA eredményekkel is. A hat évre tervezett program legfőbb célja, hogy - elsősorban az éghajlatkutatók igényeinek megfelelően - hosszútávú talajnedvesség-adatsort hozzon létre ötvözve a passzív és aktív módszerekkel nyert adatokat. A CCI-adatsor megalkotása során, főleg a C-sávban működő passzív távérzékelő szenzorok adatait vették figyelembe, mivel



azok megbízhatóbb méréseket végeznek és régebb óta vannak használatban, mint az aktív eszközök. Ilyen passzív szenzorok például az SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*), a SSM/I (*Special Sensor Microwave/Imager*), a TMI (*TRMM Microwave Imager*), az AMSR-E, vagy a *Windsat* radiométerek, továbbá az ERS-1/2 (*European Remote Sensing -1/2*) és a Metop műholdak szenzorai. A mikrohullámú aktív szenzorok – ahogyan az SMOS és a SMAP szintetikus apertúrájú radarjai – adatai a kezdetekben nem képezték az adatsor részét, mivel alkalmazásuk újszerűsége miatt a technológia még nem volt kellően megbízható (*ESA Soil Moisture CCI, 2012*). A felhasznált szenzorokat és az azokat hordozó műholdakat a 6. ábra mutatja be.

Az aktív és passzív adatok kombinálásával létrejött adatsoroknak számos követelménynek kell megfelelniük. A talajnedvesség mértékegységének  $m^3 m^{-3}$ -nak kell lennie, valamint a talaj jóval mélyebb rétegeire (1-2 m) kell vonatkozniuk, mint ami pusztán távérzékeléssel nem valósítható meg. A talajnedvesség-adatok térbeli felbontása az éghajlati kutatások számára akár az  $50 km \times 50 km$ -t is meghaladhatja. Az adatok kívánt időbeli mintavételezési sűrűség pedig 1 hét körül mozog függően a vizsgált talajtakaró vastagságától (*Wagner et al., 2012*).



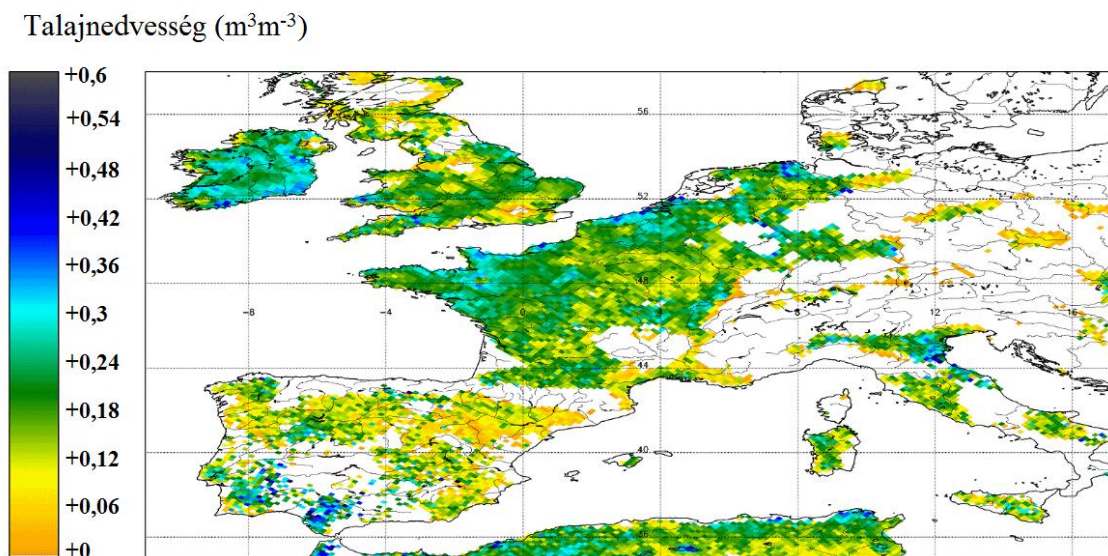
6. ábra. Az ESA – CCI adatbázisának megalkotása során felhasznált szenzorok. A SMAP és a SCAT adatai végül nem kerültek felhasználásra (*ESA Soil Moisture CCI, 2012*)



A CCI-program adatai szabadon elérhetők az Európai Űrügynökség honlapján, valamint globális talajnedvesség-térképek tekinthetők meg havi felbontásban a talajnedvesség havi átlagára és anomáliájára vonatkozóan az 1978 és 2010 közötti időszakra nézve (*ESA Data Access, 2012; ECV Soil Moisture Data Viewer, 2016*).

### 3.3.5.2 Az SMOS-program eredményeiből származtatott adatbázis

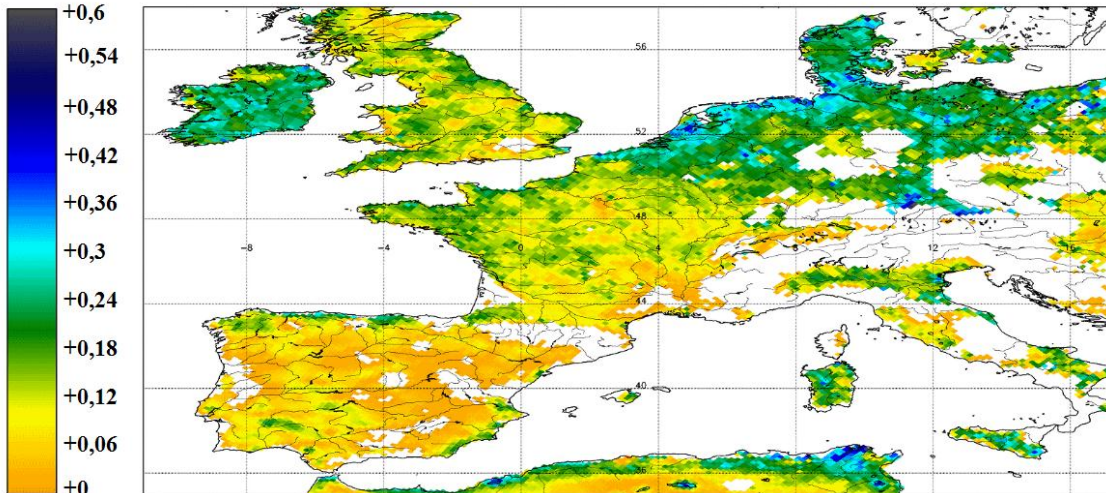
Az ESA-CCI adatbázisának utolsó éve (2010) és a SMAP adatszolgáltatásának megindulása (2015) közötti időszakot az SMOS adatai hidalják át. Az SMOS műhold szenzora által nyert adatokat különböző szinteken dolgozzák fel, melyek más-más jelentéssel bírnak. Az egyes felhasználási területek számára a második feldolgozottsági szintű (*L2*) adatokból képzett térképek a leglényegesebbek, ezek között megkülönböztethetők pusztán a talajnedvességre és az óceánok sótartalmára vonatkozó adatok. A magasabb szintű (*L3, L4*) adatsorok előállítása nem tartozik az Európai Űrügynökség hatáskörébe, ezt a feladatot francia és spanyol szervezetek végzik (*SMOS Data Product, 2016*).



7. ábra. Az SMOS-adatokból képzett 2010 februári talajnedvesség-térkép

(*Events Archive, 2014*)

Talajnedvesség ( $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ )



8. ábra. A SMOS-adatokból képzett 2012 februári talajnedvesség-térkép  
(*Events Archive, 2014*)

A feldolgozott adatok térképi ábrázolásával lehetőség nyílt a 2012-ben Nyugat-Európát sújtó aszály megfigyelésére is. A csapadékhiány hazánkban is megmutatkozott, az év leginkább vízhiányos hava március volt (*Horváth et al., 2012*). A 7. és 8. ábra Nyugat-Európára vett SMOS-mérésekből származtatott *L2* talajnedvesség-térképek 2010 és 2012 februárjára vonatkozóan. A térképekből jól látható, hogy a 2012-es aszályban leginkább a Brit-szigetek és az Ibériai-félsziget volt érintett. A talajnedvesség mindkét ábrán  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$  mértékegységben került megadásra, a színskála melegebb felén a vízhiányban érintett területek szerepelnek.

Megjegyzendő, hogy a 2010-es térkép lefedettsége kevésbé teljes, mint a két évvel későbbi, hiszen ekkor a program még a kezdeti üzembehelyezési és kalibrációs időszakban járt (*Events Archive, 2014*).

Az SMOS műholdon elhelyezett MIRAS nevű szenzor a  $44 \text{ km} \times 44 \text{ km}$ -es térbeli felbontásban 3 napos időbeli lefedettséggel biztosítja az adatokat. A *L1* és *L2* adatok ingyenesen elérhetők az Európai Űrügynökség honlapján (*SMOS L1 and L2 Science Data, 2016*).

### 3.3.5.3 A SMAP származtatott adatai – a különböző feldolgozottsági szintek

A SMAP működése során nyert adatokat különböző feldolgozási szintek szerint csoportosíthatjuk.

Az első feldolgozottsági szintet az ún. *Level 1* nyers műszeradatok képviselik. A SMAP nyers adataival szemben támasztott követelmények értelmében a becsült adatoknak a talaj felső 5 cm-es rétegére kell vonatkozniuk, legfeljebb  $0,04 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  hibával rendelkezhetnek és a származtatott térképeknek  $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ -es térbeli felbontásúaknak kell lenniük. A műhold pályájából adódóan a globális talajnedvesség-térképek átlagosan 3 nap alatt készülnek el. Mindezen elvárásoknak a *Level 1* adatok eleget tesznek. Míg a *Level 1A* adatok a nyers műszeradatok, addig a *Level 1B* és *1C* abban különböznek az előző adatsortól, hogy kalibráltak, valamint tartalmazzák a mintavételezési pontok földrajzi helyét is.

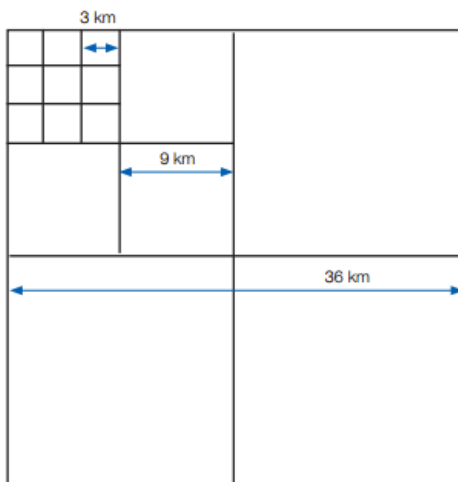
A *Level 2* adatok előzetes mérések alapján, geofizikai úton származtatott talajnedvesség-értékek, melyeket egy Földhöz rögzített rácshálózat (ún. EASE2 - *Equal-Area Scalable Earth 2*) pontjain ábrázolnak. A második szintű adatok további három részre oszthatók, melyek a pár hónapig működő radar visszaverődési keresztmetszetéhez köthetők (*L2\_SM\_A*), a tisztán radiométeres felszínfényességi (*L2\_SM\_P*) és a két szenzor kombinált (*L2\_SM\_AP*) méréseiből előálló nedvességértékeket tartalmazzák. Az *L2\_SM\_AP* adatsor térbeli felbontása  $9 \text{ km} \times 9 \text{ km}$ -es, hiszen a két műszer adatait ötvözve, azok külön-külön vett felbontása között kell elhelyezkednie. Az aktív és a passzív módszerekkel kapott adatok a pontosságukban is eltérnek egymástól, hiszen a két műszer érzékenysége is eltérő a felszínérdesség, a vegetáció kiterjedése és növények víztartalmának szempontjából (*Dunbar és Chan, 2014*).

A következő feldolgozottsági szinten (*Level 3*) olyan összetett napi talajnedvességi és bináris (olvadt, ill. fagyott talajállapotot tükröző) adatok szerepelnek, melyeket az előző szintből képeztek úgy, hogy egy adott napra legyenek érvényesek. A felosztásuk követi a második szintű adatokét, kibővülve a bináris adatokkal (*L3\_SM\_A, L3\_SM\_P, L3\_SM\_AP, L3\_FT\_A*). A bináris harmadik szintű adatok szintén napi kompozitok, a pólusok és a  $45^\circ$  szélességi közötti kontinentális területekre vonatkozva, az EASE2 rácshálózatán ábrázolva  $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ -es felbontásban (mivel a radar felbontása éppen ekkora). Ezeket a nagyfelbontású radarmérésekből képzik (*Chan és Dunbar, 2015*).

Mivel az egyes felhasználói területek megkövetelik a gyökérszóna nedvességének ismeretét is, ezért elengedhetetlen a talaj vertikális talajnedvesség-profiljának ismerete is. A negyedik szint

(Level 4) adatai éppen ezért a talaj 1 m-es mélységig tartalmaznak információkat. Mivel a SMAP kizárólag a talaj felső 5 cm-ről gyűjt információt, ezért a hiányosságokat geofizikai modellfuttatások eredményeivel pótolják ki. Ehhez peremfeltételként a meglévő SMAP értékeket használják. Az adatok előállítására olyan felszíni modellel történik, mely a SMAP méréseken kívül egyéb meteorológiai feltételeket is számításba vesz, így az adott területen lehullott csapadék mennyiségét is mint a talajnedvességet alapvetően befolyásoló tényező. A modell ezeken kívül magába foglalja talajban lezajló kulcsfontosságú folyamatokat is. Eredményképpen egy háromórás, 9 km × 9 km felbontású becslést kapunk (Reichle et al., 2012).

A SMAP adatai a NASA saját adatbázisából, az NSIDC (National Snow and Ice Data Center) internetes felületéről tölthetők le (SMAP Data, 2016).



10. ábra. Az EASE2 rácshálózat (SMAP kézikönyv, 2014)

Az adatok ábrázolásához az EASE2 rácshálózat a legmegfelelőbb. Az EASE2 egy olyan rácshálózat, melynek nagyobb méretű elemei pontosan összeállnak több kisebb méretű elemből, a 10. ábrán látható módon.

A SMAP esetben úgy választották meg a pixelek oldalhosszát, hogy azok igazodjanak a radiométerrel nyert adatok 36 km × 36 km-es, a finomabb radarmérések 3 km × 3 km-es, valamint a kettő ötvözetéből nyert 9 km × 9 km-es adatokhoz. Ezek alapján az EASE2 rácshálózat elrendezésének legfőbb előnye, hogy kényelmesen ábrázolhatók rajta a különböző skálájú adatsorok (Brodzik et al, 2012).

A SMAP által származtatott adatok legfontosabb jelentősége, hogy átfogó képet adnak arról, hogy a felszínt borító talajtakaró mely részei vannak fagyott, ill. olvadt állapotban, továbbá hozzájárulnak azon folyamatok megértéséhez, amik a szárazföldi vízkészleteket összekapcsolják az energia- és szén ciklussal. Bár a radar működése idejekorán leállt (SMAP News, 2016), az aktív hónapokban a radiométeres mérésekkel kiegészülve így is különleges és újszerű megoldásnak bizonyult a két szenzor együttes használata. A tudósoknak így lehetősége nyílik a kombinált mérések eredményeit felhasználva egy jövőbeli, újabb program megtervezésére (SMAP, 2015). Továbbá, a program rávilágít a mikrohullámú tartomány alacsonyabb frekvenciáiban történő mérések előnyeire, miszerint ebben a tartományban a légköri változások és a vegetáció

területenként eltérő mennyisége kevésbé befolyásolja a kapott eredményeket, mint a kisebb hullámhosszak esetében.

A kis hullámhossz alkalmazása által megkövetelt nagy antenna használata is újszerű technikának tekinthető. Ezzel az újítással értékes tapasztalatokat szerezhetnek a kutatók esetleges további űrbázisú rendszerek megtervezéséhez (*Entekhabi et al., 2010*).

#### **3.3.5.4 A Copernicus-program**

Az Európai Bizottság (EC - *European Commission*) és az ESA által 2008-ban indított Copernicus-program számos biogeofizikai (pl. különböző felszínek albedója, vegetációs indexek, stb.) adatot szolgáltat a globális talajállapotról és annak változásairól. A program alapvető célja a növényzet, a vízciklus és az energiamérleg megfigyelése (*Copernicus Global Land Service, 2016*).

Az adatsorok közül a talaj vízháztartásának szempontjából a talajnedvességi index (SWI – *Soil Water Index*) hordoz legtöbb információt. A talajnedvességi index a talaj egyes rétegeire számszerűsíti a bennük található nedvességet, melynek mennyiségét a csapadékhullás utáni beszivárgás határozza meg (*Copernicus Global Land Service Products, 2016*).

Az SWI értékének meghatározása a MetOp műholdon elhelyezett ASCAT-szenzor (*Advanced SCATterometer*) eredményei alapján történik 25 km × 25 km-es térbeli felbontásban (*Kidd et al., 2014*). Az adatok több időlépcsőben érhetők el, így a felhasználói igényeknek megfelelően lehetnek közel valós idejűek, óránkénti, napi, vagy akár tíznaposak is, sőt már meglévő archivált műholdas mérési eredmények is letölthetők (*Lacaze et al., 2015*).

A globális talajnedvességi indexek térképként ábrázolva megtekinthetők vagy XML formátumban letölthetők a Copernicus-program honlapjáról (*Copernicus Global Land, 2016*).

A Copernicus-program keretein belül a *Sentinel*-műholdak szolgáltatják a program igényelte nélkülözhetetlen adatokat, valamint olyan régebbi földmegfigyelő műholdakat fognak fokozatos leváltani, mint például az ERS (*Sentinel Overview, 2016*). A *Sentinel*-program összesen hat küldetésből áll, melyek közül a *Sentinel-1*, a *Sentinel-2A* és a *Sentinel-3A* műholdjait már sikeresen pályára állították. A *Sentinel-1* két műhold (*Sentinel-1A* és *Sentinel-1B*) konstellációjából áll, melyeket 2014-ben és 2016-ban bocsátottak fel. A kvázipoláris pályán keringő műholdak a mikrohullámú C-sávban végeznek radarméréseket, melyek térbeli felbontása egészen 400 km × 400 km-től egészen az 5 m × 5 m-ig terjed (*Sentinel-1 Overview, 2016*). A program adatai ingyenesen elérhetők a program honlapján (*Sentinels Scientific Data Hub, 2016*).

A *Sentinel*-műholdcsalád által nyert adatokat rendkívül sok területen fel lehet használni, többek között a katasztrófa helyzetek (pl. bozóttüzek, árvizek, földrengések) elhárításánál, a szárazföldek földhasználatának monitorozásánál, a tengerfelszíni folyamatok (olajfoltok terjedése, hajóforgalom, tengeri jég) megfigyelésénél (*Frey, 2014*). További lényeges információk nyerhetők a tengerek és szárazföldek felszínének hőmérsékletére, topográfiájára és színére vonatkozóan, valamint a kapott adatok felhasználhatók oceanográfiai és éghajlati kutatásokra egyaránt (*Both, 2015*).

#### 4. Összefoglalás

Az utóbbi évtizedek gyakori aszályai, valamint a különböző meteorológiai modellek egyre növekvő adatigénye miatt különösen fontossá vált egy kellően pontos talajnedvesség-adatokat szolgáltatató mérőhálózat létrehozására.

A talajnedvesség meghatározása történhet közvetlen mérések által, melyek az összes módszer közül a legmegbízhatóbb és legpontosabb adatok előállítására képesek. A talajnedvesség *in situ* mérésének több lehetséges módja van, melyek közül több a száraz talaj és a víz dielektromos állandójában való eltéréseken alapszik. Az *in situ* mérések kitűnően alkalmasak egy-egy kisebb terület monitorozására, a műszerek elhelyezését követően szinte azonnal hasznos információ nyerhető. Legfőbb hátrányuk, hogy az északi félteke mérsékelt szélességeit kivéve rendkívül kevés állomáson folynak mérések, Afrika és Dél-Amerika közel teljesen lefedetlen (*Dorigo et al., 2011*). A talajnedvesség mind térben és időben erősen változó paraméter, ezért fontos annak globális becslése, ami közvetlen módszerek egyértelműen nem valósítható meg.

A teljes földfelszín lefedő adatsorok műholdakon elhelyezett távérzékelési szenzorok alkalmazásával származtathatók. A távérzékelési eszközök két csoportba oszthatók, passzív és aktív távérzékelés elvén működő szenzorokra. A passzív osztályba sorolható radiométerekkel pontatlanabb térbeli felbontás érhető el, mint az aktív radarokkal, a különbség általában egy nagyságrendet tesz ki. A radarok további fontos tulajdonsága, hogy jóval érzékenyebbek a felszíni érdességre és a növényzet kiterjedésére. A közelmúlt legjelentősebb programja a NASA által indított SMAP műhold volt, mely kombinálta a két megoldás előnyeit. Bár a SMAP fedélzetén elhelyezett két műszer közül a dolgozat írásának idején már csak az egyik működik, így is kiválóan alkalmazható a tervezett tudományos céloknak megfelelően.

A távérzékelte adatok csoportosítására a felhasználó igényeknek megfelelően a közelmúltban több törekvés is született az eredmények egységes adatbázisba foglalására. Ezen adatbázisok előnye, hogy bárki számára ingyenesen hozzáférhetők, továbbá rendszerezik a műholdak által nyert talajnedvességre és a felszínállapotra vonatkozó információt.

A különböző módszerek révén nyerhető adatsorok a meteorológiai és a hidrológiai alkalmazásokon túl segítik a mezőgazdasági termelés monitorozását, hiszen figyelembe vételükkel könnyebben meg lehet becsülni a várható termés hozamot, továbbá a szárazsággal vagy épp áradással járó természeti katasztrófák előrejelzése is megbízhatóbbá válhat.

## **5. Köszönetnyilvánítás**

Köszönöm témavezetőmnek, Dr. Kern Anikónak, hogy szakmai hozzáértésével – idejét és energiáját nem sajnálva - nagy türelemmel és odaadással segített dolgozatom elkészítésében. Köszönettel tartozom konzulensemnek, Dr. Barcza Zoltánnak, hogy hasznos tanácsaival hozzájárult munkám minőségi javulásához.

Köszönöm Édesanyámnak és Édesapámnak, hogy a hároméves alapképzés során mindvégig odaadóan támogattak és a tanulmányaim elvégzéséhez szükséges feltételek megteremtették. Köszönöm nekik, hogy természetközeli és természetszerető légkörben neveltek.



## 6. Irodalomjegyzék

- Ács, F., Rajkai, K., Breuer, H., Mona, T., Horváth, Á., 2015. Soil-atmosphere relationships: The Hungarian perspective. *Open Geosciences*, 2015, 7 (1), 395-406.
- Alberger, C., de Rosnay, P., Gruhier, C., Muñoz-Sabater, J., Hasenauer, S., Isaksen, L., Kerr, Y., Wagner, W., 2012. Evaluation of remotely sensed and modelled soil moisture products using global ground-based in situ observations. *Remote Sensing of Environment*, 2012, 118, 215-226.
- Alexandris, S., Balint G., Fassouli V., Gregorič, G., Herceg, A., Karavitis, C. A., Mattanyi, Zs., Popova, Z., Skondras, N. A., Stamatakos, D., Szalai, S., Tsesmelis, D. E., 2012. Summary of Project Results. Drought Management Centre for South-East Europe, 55 p.
- Baghdadi, N., Aubert, M., Cerdan, O., Franchistéguy, L., Viel, C., Martin, E., Zribi, M., Desprats, J. F., 2007. Operational Mapping of Soil Moisture Using Synthetic Aperture Radar Data: Application to the Touch Basin (France), *Sensors* 2007, 7, 2458-2483.
- Baghdadi, N., Camus, P., Beaugendre, N., Issa, O. M., Zribi, M., Desprats, J. F., Rajot, J. L., Abdallah C., Sannier, C., 2011. Estimating Surface Soil Moisture from TerraSAR-X Data over Two Small Catchments in the Sahelian Part of Western Niger. *Remote Sensing*, 2011, 3(6), 1266-1283.
- Bálint, G., Mattanyi, Zs., 2012. Extending drought monitoring products: Estimation of snow cover water content. Drought Management Centre for South-East Europe, Summary of project results, 23-26.
- Barrett, B. W., Dwyer, E., Whelan, P., 2009. Soil Moisture Retrieval from Active Spaceborne Microwave Observations: An Evaluation of Current Techniques. *Remote Sensing*, 2009, 1, 210-242.
- Bella, Sz., 2003. Magyarország egyes tájainak aszályérzékenysége. *Diplomamunka, ELTE Meteorológiai Tanszék*, Budapest (Témavezető: Szalai Sándor, Ács Ferenc). 63 p.
- Bihari, Z., 2010. A Délkelet-európai Aszálykezelő Központ. *Agrofórum*, 2010, 21, 48 p.
- Bircher, S., Skou, N., Kerr, Y. H., 2013. Validation of SMOS L1C and L2 products and important parameters of the retrieval algorithm in the Skjern River catchment, Western Denmark. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Institute of Electrical and Electronics Engineers*, 2013, 51 (5), 2969 – 2985.

- Both, E., 2015. Az ESA földmegfigyelési tervei. Úrvilág, Űrkutatási Hírportál. (Internetes elérhetőség: [http://www.urvilag.hu/nyeresege\\_a\\_kontinensnek/20150210\\_az\\_esa\\_foldmegfigyelesi\\_tervei\\_1resz](http://www.urvilag.hu/nyeresege_a_kontinensnek/20150210_az_esa_foldmegfigyelesi_tervei_1resz) (2016-os állapot))
- Brodzik, M. J., Billingsley, B., Haran T., Raup B., Savoie M. H., 2012. EASE-Grid 2.0: Incremental but Significant Improvements for Earth-Gridded Data Sets. *ISPRS Int. J. Geo-Inf.*, 2012, 1(1), 32-45.
- Brubaker K. L., Entekhabi, D., 1996. Analysis of feedback mechanisms in land-atmosphere interaction. *Water Resources Research*, 1996, 32 (5), 1343–1357.
- Chan, S., Dunbar, R. S., 2015. Level 3 Passive Soil Moisture Product Specification Document, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, 56 p.
- Copernicus Global Land Service, 2016. (Internetes elérhetőség: <http://land.copernicus.eu/global/> (2016-os állapot))
- Copernicus Global Land Service Products, 2016. (Internetes elérhetőség: <http://land.copernicus.eu/global/products/swi> (2016-os állapot))
- Csiba, M., 2010. Mérési módszerek fejlesztése precíziós növénytermesztési technológiáknál. Doktori értekezés, Nyugat-magyarországi Egyetem, Mosonmagyaróvár (témavezető: Prof. Dr. Neményi Miklós, Dr. Kovács Attila József), 141 p.
- Daganzo-Eusebio, E., Oliva, R., Kerr, Y. H., Nieto, S., Richaume, P., Mecklenburg, S., 2013. SMOS Radiometer in the 1400-1427-MHz Passive Band: Impact of the RFI Environment and Approach to Its Mitigation and Cancellation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2013, 51 (10), 4999-5007.
- de Rosnay, P., Kerr, Y., Wigneron, J. P., Calvet, J. C., Lemaître, F., Escorihuela, M. J., Saleh, K., Muñoz Sabater, J., 2005. SMOSREX: A Long Term Field Campaign Experiment for Soil Moisture and Land Surface Processes Remote Sensing. *Geophysical Research Abstracts*, 7, 07686
- Dorigo, W. A., Wagner W., Hohensinn R., Hahn S., Paulik C., Xaver A., Gruber A., Drusch M., Mecklenburg S., van Oevelen P., Robock A., Jackson T., 2011. The International Soil Moisture Network: a data hosting facility for global in situ soil moisture measurements, *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011, 15, 1675-1695.
- Draper, C. S., Walker J. P., Steinle P. J., de Jeu R. A. M., Homes T. R. H., 2008. An evaluation of AMSR–E derived soil moisture over Australia. *Remote Sensing of Environment*, 2008,

113 (4), 703-710.

- Drusch, M., del Bello, U., Carlier, S., Colin, O., Fernandez, V., Gascon, F., Hoersch, B., Isola, C., Laberinti, P., Martimort, P., Meygret, A., Spoto, F., Sy, O., MArchese, F., Bargellini, P., 2012. Sentinel-2: ESA's Optical High-Resolution Mission for GMES Operational Services. *Remote Sensing of Environment*, 2012 (120), 25-36
- ECV Soil Moisture Data Viewer, 2016. Internetes elérhetőség: <http://rs.geo.tuwien.ac.at/dv/wacmos+cci/> (2016-os állapot)
- Engman T. E., Chauhan, N., 1995. Status of Microwave Soil Moisture Measurements with Remote Sensing. *Remote Sensing of Environment*, 1995, 51, 189-198.
- Entekhabi, D., Njoku, E., Houser, P., Spencer, M., Doiron, T., Smith, J., Girard, R., Belair, S., Crow, W., Jackson, T., Kerr, Y., Kimball, J., Koster, R., McDonld, K., O'Neill, P., Pultz, T., Running, S., Shi, J. C., Wood, E., van Zyl, J., 2004. The Hydrosphere State (HYDROS) mission concept: An Earth system pathfinder for global mapping of soil moisture and land freeze/thaw. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 2004, 42(10), 2184–2195.
- Entekhabi, D., Njoku, E. G., O'Neill, P. E., Kellogg, K. H., Crow, W. T., Edelstein, W. N., Entin, J. K., Goodman, S. D., Jackson, T. J., Johnson, J., Kimball, J., Piepmeier, J. R., Koster, R. D., Martin, N., McDonald, K. C., Moghaddam, M., Moran, S., Reichle, R., Shi, J. C., Spencer, M. W., Thurman, S. W., Tsang, L., Zy, J. V., 2010. The Soil Moisture Active Passive (SMAP) Mission. *Proceedings of the IEEE* 98.5 (2010), 704-716.
- ESA Data Access, 2012. (Internetes elérhetőség: <http://www.esa-soilmoisture-cci.org/node/145> (2016-os állapot))
- ESA Soil Moisture CCI, Overview, 2012. (Internetes elérhetőség: <http://www.esa-soilmoisture-cci.org/node/93> (2016-os állapot))
- Events Archive, March, 2012: Drought over Western Europe, 2014. (internetes elérhetőség: [https://smos.cnes.fr/en/SMOS/GP\\_actualites.htm](https://smos.cnes.fr/en/SMOS/GP_actualites.htm) (2016-os állapot))
- Ferencz, Cs., 2009. Távérzékelés, In: Űrtan. Az űrkutatás és gyakorlati alkalmazásai. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest. 301-375.
- Frey, S., 2014. Pályán a Sentinel-1A. Űrvilág, Űrkutatási hírportál. (Internetes elérhetőség: [http://www.urvilag.hu/gmes/20140404\\_palyan\\_a\\_sentinella](http://www.urvilag.hu/gmes/20140404_palyan_a_sentinella) (2016-os állapot))
- Gregoric, G., 2012. Implementation of drought monitoring in DMCSEE. Summary of Project

- Results. Drought Management Center for South-East Europe, 2012, 10-15.
- Hickey, J. R., Alton, B. M., Kyle, H. L., Hoyt, D., 1988. Total solar irradiance measurements by ERB/nimbus-7. A review of nine years. *Space Science Reviews*, 1988, 48, 321-342.
- Hollósi, B., 2012. A XXI. században várható hazai csapadék- és aszályviszonyok tendenciaelemzése különböző modellszimulációk alapján. Diplomamunka, ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest (Témavezető: Dr. habil. Bartholy Judit, Dr. Pongrácz Rita), 55 p.
- Horváth, Á., Kerényi, J., Lakatos, M., Nagy, A., Németh, Á., Szenyán, I., 2012. A 2012-es rendkívüli aszály meteorológiai háttere. *Erdészeti Lapok*, 2012, 147 (11), 347-348.
- Jackson, T., Colliander, A., Kimball, J., Reichle, R., Crow, W., Entekhabi, D., O'Neill, P., Njoku, E., 2012. Science Data Calibration and Validation Plan. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, 99 p.
- Johnson, A. I., 1962: Methods of Measuring Soil Moisture in the Field, Denver, Department of the Interior, Geological Survey, 25 p.
- Karavitis, C., 2012. Drought vulnerability assessment – introduction and theoretical background. Drought Management Center for South-East Europe, Summary of project results, 27-32.
- Khabazan, S., Motagh, M., Hosseini, M., 2013. Evaluation of Radar Backscattering Models IEM, OH, and Dubois using L and C-Bands SAR Data over different vegetation canopy covers and soil depths. International Archives of the Photogrammetry, *Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Volume XL-1/W3, 2013 SMPR 2013. október 5-8., Irán, Teherán
- Kidd, R., Makhmara, H., Paulik, C., 2014. Operation of the Global Land Component. Product User Manual. Soil Water Index. GIO-GL Lot 1, GMES Initial Operations 28p.
- Kimball, J. S., Reichle, R., McDonald, K., Njoku, E., 2012. Algorithm Theoretical Basis document, SMAP Level 4 Carbon Data Product, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Tech., 73 p.
- Lacaze, R., Smets, B., Baret, F., Weiss, M., Ramon, D., Montersleet, B., Wandrebeck, L., Calvet, J. C. Roujean, J. L., Camacho, F., 2015. Operational 333m Biophysical products of the Copernicus Global Land Service for Agriculture Monitoring. *Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 2015, XL-7/W3, 53-56.
- Lakatos, M., Szalai, S., 2010. Aszályindex-számítás és –térekpés Magyarországra a DMCSEE

- keretében. *Agrofórum*, 2010, 21, 49-51.
- Lakshmi, V., 2013. Remote Sensing of Soil Moisture. Hindawi Publishing Corporation *ISRN Soil Science*, 2013, Article ID 424178, 33 p.
- Lillesand, T. M., Kiefer, R. W., Chipman, J. W., 2015. Energy Interactions in the Atmosphere. In: *Remote Sensing and Image Interpretation*. 2015, 9-12.
- McKee T.B., Doesken N. J., Kleist, J., 1993. The relationship of drought frequencies and duration to time scales. *Eight Conference on Applied Climatology*, Anaheim, California, 1993. január 17-22.
- Mészáros, R., 2013. Műholdas mérések. In: *Meteorológiai műszerek és mérőrendszerek*. Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Budapest. 193-197.
- Moran, M. S., Peters-Lidard, C. D., Watts, J. M., McElroy, S., 2004. Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 2004, 30 (5), 805–826.
- Mucsi, L., 2004. Műholdas távérzékelés. Libellius, Szeged. 237 p.
- Muñoz Sabater, J., Fouilloux, A., de Rosnay, P., 2009. Implementation of SMOS data monitoring in the ECMWF Integrated Forecasting System. ECMWF / GLASS Workshop on Land Surface Modelling, 2009. november 9-12., 263-272.
- Njoku, E. G., Entekhabi, D., 1996, Passive microwave remote sensing of soil moisture. *Journal of Hydrology*, 1996, 184, 101-129.
- O'Neill, P., Entekhabi, D., Njoku, E., Kellogg, K., 2010. The NASA Soil Moisture Active Passive (SMAP) Mission Overview. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Honolulu, HI, USA, 2010, 3236-3239.
- Palmer, W. C., 1965. Meteorological drought. Research Paper, Department of Commerce Weather Weather Bureau, Washington, D.C., 45 p.
- Petropoulos, G. P., Ireland, G., Barrett, B., 2015. Surface soil moisture retrievals from remote sensing: Current status, products & future trends. *Physics and Chemistry of the Earth*, 83-84, 36-56.
- Pielke, R. A., 2001. Influences of the Spatial Distribution of Vegetation and Soils on the prediction of Cumulus Convective Rainfall. *Review of Geophysics*, 2001, 39 (2), 157-177.
- Radar Basics, Waves and Frequency Ranges, 2016. (Internetes elérhetőség:

- <http://www.radartutorial.eu/07.waves/Waves%20and%20Frequency%20Ranges.en.html>  
(2016-os állapot))
- Rajkai, K., 2004. A víz mennyisége, eloszlása és áramlása a talajban. MTA Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet, Talajtani Osztály, Budapest, 2004, 5-19 p.
- Reichle, R., Crow, W., Koster, R., Kimball, J., De Lannoy, G., 2012. SMAP Level 4 Surface and Root Zone Soil Moisture (L4\_SM) Data Product. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, 78 p.
- Robock, A., Vinnikov, K. Y., Srinivasan, G., Entin, J. K., Hollinger, S. E., Speranskaya, N. A., Liu, S., Namkhai A., 2000. The Global Soil Moisture Data Bank. *Bulletin of American Meteorological Society*, 2000, 1281-1299.
- Sentinel Overview, 2016. (Internetes elérhetőség: <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/missions> (2016-os állapot))
- Sentinels Scientific Data Hub, 2016. (Internetes elérhetőség: <https://scihub.copernicus.eu/> (2016-os állapot))
- Sentinel-1 Overview, 2016. (Internetes elérhetőség: <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/missions/sentinel-1/overview> (2016-os állapot))
- Sheffield, J., Wood, E. F., 2007. Projected changes in drought occurrence under future global warming from multi-model, multi-scenario, IPCC AR4 simulations. *Clim. Dyn.* 2008, 31, 79-105.
- SMAP Kézikönyv, 2014. Mission Overview In: Soil Moisture Active Passive, Mapping Soil Moisture and Freeze/Thaw from Space. National Aeronautics and Space Administration, Jet Propulsion Laboratory, 5-29.
- SMAP Mission, Why It Matters, 2016. (Internetes elérhetőség: <http://smap.jpl.nasa.gov/mission/why-it-matters/> (2016-os állapot))
- SMAP News, NASA Soil Moisture Radar Ends Operation, Mission Science Continues, 2015. (internetes elérhetőség: <http://smap.jpl.nasa.gov/news/1247/> (2016-os állapot))
- SMAP, 2015. NASA Soil Moisture Radar Ends Operations, Mission Science Continues. (internetes elérhetőség: <https://www.nasa.gov/press-release/nasa-soil-moisture-radar-ends-operations-mission-science-continues/> (2016-os állapot))
- SMOS Data Products, 2016. (internetes elérhetőség:

- [https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/smos/content/-/asset\\_publisher/t5Py/content/data-types-levels-formats-7631](https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/smos/content/-/asset_publisher/t5Py/content/data-types-levels-formats-7631) (2016-os állapot))
- SMOS L1 and L2 Science Data, 2016. (internetes elérhetőség: [https://smos-ds-02.eo.esa.int/oads/access/collection/SMOS\\_Open](https://smos-ds-02.eo.esa.int/oads/access/collection/SMOS_Open) (2016-os állapot))
- Standardized Precipitation Index User Guide, 2012. World Meteorological Organization
- Szalai, S., 2012. Az aszály definíciói. Délkelet-európai Aszálykezelő központ, Összefoglaló a projekt eredményeiről, 7-10.
- van der Velde, R., 2010. Soil Moisture Remote Sensing using Active Microwaves and Land Surface Modeling. Doktori értekezés, University of Twente, Enschede (témavezető: Prof. Dr. Ir. Z. Su). 193 p.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., López-Moreno, S. M., 2010. A multi-scalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate*, 2010, 23, 52 p.
- Wagner, W., Dorigo, W., de Jeu, R., Fernandez, D., Benveniste, J., Haas, E., Ertl, M., 2012. Fusion of Active and Passive Microwave Observations to Create an Essential Climate Variable Data on Soil Moisture. *Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 2012, 1 (7), 315-321.
- Walker, J. P., Houser, P. R., Willgoose, G. R., 2004. Active microwave remote sensing for soil moisture measurement: a field evaluation using ERS-2. *Hydrological Processes*, 2004, 18 (11), 1975-1997.
- Walker, J. P., Willgoose, G. R., Kalma, J. D., 2004. In situ measurement of soil moisture: a comparison of techniques. *Journal of Hydrology*, 2004, 293, 85-99.
- Wu, X., Liu, M., 2012. In-situ Soil Moisture Sensing: Measurement Scheduling and Estimation using Compressive Sensing. IPSN'12, 2012. április 16-20., Kína, Peking
- Wu, X., Walker, J. P., Das, N. N., Panciera, R., Rüdiger, C., 2014. Evaluation of the SMAP brightness temperature downscaling algorithm using active-passive microwave observations. *Remote Sensing of Environment*, 2014, 155, 210-221.